

Die Mitterberger Kupferkieslagerstätte

Erzführung und Tektonik

von Joseph BERNHARD *)

mit 55 Abbildungen

Inhaltsverzeichnis

	Seite
Inhalt	4
Vorwort	5
100 Die Kupferkieslagerstätte Mitterberg	6
110 Geographische Übersicht	6
120 Die geologischen Verhältnisse	7
121 Die Stratigraphie im Bereich der Mitterberger Kupferkieslagerstätte.....	8
122 Die Tektonik im Bereich der Mitterberger Kupferkieslagerstätte.....	12
130 Genesis und Alter der Mitterberger Kupferkiesgänge	15
140 Die Ganggruppen in den Mitterberger Kupferkiesgängen	16
150 Die bergbaulichen Aufschlüsse in der Mitterberger Kupferkieslagerstätte.....	18
200 Zielsetzung in vorliegender Arbeit	20
300 Die Erzführung in der Mitterberger Lagerstätte.....	20
310 Beschreibung der Einzelminerale	21
311 Die kupfererzführenden Minerale	21
312 Die sulfidischen Eisenminerale	23
313 Die Nickel-Kobalt-Minerale	29
314 Die Blei-, Zink- und Quecksilber-Minerale	34
315 Die oxydischen Minerale	35
316 Arsenkies.....	35
317 Gold	37
318 Ankerit, Siderit und Limonit.....	38
319 Ergebnisse der Neubeschreibung der Einzelminerale	38
320 Die Verknüpfung der Einzelminerale zu Vererzungsgenerationen	39
321 Die Vererzungsgenerationen im Mitterberger Hauptgang	39
322 Vergleichende Untersuchungen in genetisch nahestehenden Lagerstätten.....	40
323 Die Hämatit-Magnetit-Paragenese	41
324 Ergebnisse aus der Verknüpfung der Einzelminerale zu Vererzungsgenerationen	43
330 Die Erzverteilung im Mitterberger Hauptgang nach erzmikroskopischen Ergebnissen	44
331 Hämatit-Zone	45
332 Maucherit-Zone	46
333 Armerz-Zone	46
334 Reicherz-Zone	46

*) Anschrift des Verfassers: Dr. Ing. Joseph BERNHARD, 8202 Bad Aibling, Rosenheimerstraße 40, D.B.R.

335	Millerit-Zone	47
336	„Zonare Pyrit“-Zone	47
337	Teufenunterschied im Mitterberger Hauptgang	47
338	Lateral Unterschied im Mitterberger Hauptgang	47
339	Ergebnisse der erzmikroskopischen Kartierung	48
400	Die Tektonik der Mitterberger Kupferkieslagerstätte	49
410	Bemerkungen zur Arbeitsmethode	50
420	Analyse der B-Achsengefüge	50
430	Analyse der Klüfte (K)	55
440	Analyse der Schichtungsflächen (S)	57
450	Analyse der Gangflächen (G)	61
460	Analyse weiterer Gefügedaten	64
470	Zusammenfassung der tektonischen Untersuchungen	66
500	Die Beziehungen zwischen Vererzung und Tektonik	67
510	Der Mitterberger Hauptgang und seine junge Tektonik	67
511	Die Inhomogenität zwischen Erzgang und Nebengestein	68
512	Die tektonische Stellung der Quergänge	69
513	Die Gangbilder im Mitterberger Hauptgang und in den Quergängen	70
514	Die mobilisierten Erze der Mitterberger Lagerstätte	73
515	Die Mobilisierbarkeit der Mitterberger Mineralien	74
516	Mobilisation im Nebengestein des Mitterberger Hauptganges	76
520	Der alte tektonische Bau des Mitterberger Hauptganges	76
530	Zusammenfassung der Ergebnisse des Vergleichs zwischen Vererzung und Tektonik	79
600	Zur Genese der Mitterberger Lagerstätte und Stellungnahme zur Literatur	80
700	Die praktische Bedeutung der Ergebnisse für den Mitterberger Kupferbergbau	82
800	Zusammenfassung	83
900	Literaturverzeichnis	86

Inhalt

In vorliegender Arbeit wird die Vererzung und die Tektonik der Mitterberger Kupferkieslagerstätte (Mühlbach/Hochkönig) untersucht.

Es wurde festgestellt, daß in der Mitterberger Kupferkieslagerstätte Hochtemperaturkupferkies und niedrigtemperiert-gebildeter Kupferkies anstehen. Außerdem konnte beobachtet werden, daß die Mitterberger Pyrite nur zum Teil der chemischen Formel FeS_2 entsprechen, während die meisten „Pyrite“ in zonarer Anordnung aus den Komponenten Pyrit, Gersdorffit, Arsenkies und Bravoi aufgebaut sind und daher als „zonare Pyrite“ angesprochen werden. Erstmals konnten in der Mitterberger Lagerstätte die Mineralien Ullmannit, Maucherit, Skutterudit und Millerit beobachtet werden.

Die Verknüpfung der einzelnen Mineralien zu Vererzungsgenerationen zeigte, daß in der Mitterberger Lagerstätte drei Vererzungsgenerationen anstehen. Die erste Vererzungsgeneration führt vorwiegend die Nickelminerale Gersdorffit, Ullmannit, Pentlandit, Maucherit, Skutterudit, sowie Arsenkies, Quarz und Ankerit; die zweite und jüngere Vererzungsgeneration Hochtemperaturkupferkies, Ankerit und Quarz, wobei die jüngere Vererzungsgeneration Minerale der ersten Vererzungsgeneration umwandelt. Im Gegensatz zu diesen beiden Vererzungsgenerationen, die als azsendente, mesohydrothermale Vererzungen anzusprechen sind und dem ost-west-streichenden Mitterberger Hauptgang folgen, ist die dritte und jüngste Vererzungsgeneration ein tektonisch bedingtes Mobilisat der beiden älteren Vererzungsgenerationen. Diese jüngste Vererzungsgeneration führt niedrigtemperiert-gebildeten Kupferkies, Quarz, Ankerit und Fahlerz und kam in den nord-süd-streichenden Quergängen, sowie in druckarmen Bereichen des Mitterberger Hauptganges zum Absatz.

Der ost-west-streichende Mitterberger Hauptgang gliedert sich in sechs Teufenzonen, nämlich in die Hämatit-Zone, die teilweise über Tag ausbeißt; an diese schließen sich in Richtung Teufe die Maucherit-, Amerz-, Reicherz-, Millerit- und „zonare Pyrit“-Zone an. Diese Zonen tauchen in ihrer primären Anlage mit 5° gegen Westen ein.

Zwischen der zweiten und dritten Vererzungsgeneration intrudierten „Diabase“, wobei diese die Erzgänge der ersten und zweiten Vererzungsgeneration durchsetzen, während

die mobilisierten Erze (dritte Vererzungsgeneration) ihrerseits wieder die „Diabas“-Gänge durchhörtern.

Auf Grund der tektonischen Analyse konnte der Bereich des Mitterberger Hauptganges in drei Homogenitätsbereiche in bezug auf B aufgegliedert werden. Im Osten des Mitterberger Hauptganges herrscht der Plan B_1 90 E 15 W (ältester Plan), im Westen der Plan B_2 110 E 20 W und in einer Zone, diagonal von Westen nach Osten ansteigend der Plan B_3 60—70 E horizontal (jüngster Plan) vor. Die kluffhomogenen Bereiche ließen sich in derselben Weise aufgliedern, wobei diese den B-homogenen Raumkörpern entsprechen. Die Kluffmaxima liegen in Okl-Lage und teils in ac-Lage zu den Maxima der vorgenannten B-Pläne, woraus sich die tektonische und zeitliche Zusammengehörigkeit der entsprechenden Kluff- und B-Achsen-Maxima ergab.

Die vergleichende Untersuchung zwischen Vererzung und Tektonik erbrachte, daß die erste und zweite Vererzungsgeneration, deren Erzgänge auffallend konstant in ost-westlicher Richtung streichen und wahrscheinlich der Achsenebene einer alten, heute nicht mehr eindeutig nachweisbaren Großantiklinale folgen, durch junge, alpidische, tektonische Beanspruchungen mit den Achsen-Richtungen B_1 , EW 15 W, B_2 , 110 E 20 W und B_3 60—70 E horizontal überprägt wurden, wobei der bereits vorhandene Mineralbestand teilweise mobilisiert und das Mobilisat in die durch dieselben tektonischen Beanspruchungen aufgerissenen nord-süd-streichenden Quergänge und in jene Gangbereiche des Mitterberger Hauptganges, die nur geringen Drücken ausgesetzt waren, abgedrängt wurde.

Nachdem die primär entstandenen, azendenten, mesohydrothermalen Gänge, also die Gänge mit der ersten und zweiten Vererzungsgeneration an den „Grünen Werfener Schichten von Mitterberg“ enden, die HEISSEL ins Perm stellt, kann abgeleitet werden, daß die primäre Mitterberger Vererzung als permische oder präpermische anzusprechen ist, während die Mobilisationen dieses Erzbestandes durch eine alpidische Tektonik ausgelöst wurden.

Vorwort

Die Kupferkieslagerstätte Mitterberg wurde im Jahre 1931 erzmikroskopisch eingehend von E. BÖHNE untersucht. Darüber hinaus wurde die Lagerstätte im Jahre 1953 von F. KARL nach den neuesten gefüge-analytischen Arbeitsmethoden analysiert. Auf diese beiden Arbeiten stützte sich die Verwaltung der Kupferbergbau Mitterberg Ges. m. b. H., wenn es galt, grundlegende Entscheidungen hinsichtlich der Vor- und Ausrichtung in der Grube zu treffen.

Nachdem gerade seit dem Jahre 1945 der Bergbau im Westteil der Lagerstätte große neue Feldesteile erschlossen hatte, lag es nahe, auch diese neuen Feldesteile zu untersuchen. Im Jahre 1956 wurde ich seitens des Bergbaues beauftragt, das Westfeld der Mitterberger Kupferkieslagerstätte erzmikroskopisch zu analysieren. Dabei konnte ich die erzmikroskopischen Ergebnisse von BÖHNE (1931) nur zum Teil bestätigen, was wohl auf die in den letzten Jahren verbesserten erzmikroskopischen Arbeitsmethoden zurückzuführen sein dürfte. Wegen der Enge des Untersuchungsgebietes im Westfeld konnte ich aber meine Ergebnisse nicht auf die gesamte Lagerstätte übertragen. Auf gemeinsame Anregung von Herrn Prof. Dr. Ing. A. MAUCHER und Herrn Dir. Dipl.-Ing. M. Maczek erweiterte ich daher die erzmikroskopischen Untersuchungen auf die gesamte Lagerstätte.

Während meiner erzmikroskopischen Untersuchungen, die sich von 1956 bis 1962 hinzogen, ergaben sich bald Zusammenhänge mit der von KARL (1953) analysierten Tektonik. Auf Anregung von F. KARL wurde sodann die von F. KARL auf das Hauptfeld abgestellte tektonische Analyse von mir auch auf das Westfeld erweitert.

Hinsichtlich der Stratigraphie, mit der sich ebenfalls Berührungspunkte ergaben, konsultierte ich Herrn Prof. Dr. W. HEISSEL, der seit Jahren dieses Gebiet um Mitterberg bearbeitet.

Wegen der Fülle an offenen Fragen im Bereich der Mitterberger Kupferkieslagerstätte konzentrierte ich mich bei meiner Arbeit nur auf die erzmikroskopischen und tektonischen Verhältnisse, während ich mich hinsichtlich stratigraphischer Fragen auf die Untersuchungen und Ergebnisse von HEISSEL stützte.

Meinen hochverehrten Lehrern Herrn Prof. Dr. Ing. A. MAUCHER und Herrn Prof. Dr. Ing. H. BORCHERT möchte ich an dieser Stelle danken, denn sie gaben mir die Grundlagen mit, die diese Arbeit ermöglichten.

Herrn Prof. Dr. W. HEISSEL, Herrn Prof. Dr. Ing. HÜTTENHAIN und Herrn Prof. Dr. F. KARL möchte ich besonders dafür danken, daß sie immer Zeit fanden, mit mir über anstehende Fragen zu diskutieren.

Der Bergwerksdirektion und der Verwaltung der Kupferbergbau Mitterberg Ges. m. b. H. sei dafür gedankt, daß sie mir die Arbeit in ihrer Grube ermöglichten und die Arbeitsgeräte zur Verfügung stellten. Besonders bedanke ich mich bei Herrn Bergdirektor Dipl.-Ing. M. Maczek, der stets mit regem Interesse den Fortgang der Arbeit verfolgte, weiterhin bei den Betriebsleitern Herrn Dipl.-Ing. W. Lob und Herrn Dipl.-Ing. S. Biancardi sowie bei Markscheider Herrn H. Klausner, die als ausgezeichnete Kenner der Grube mich auf viele offene Fragen aufmerksam machten.

Ferner danke ich noch allen Mitarbeitern der Kupferbergbau Mitterberg Ges. m. b. H., die mich bei der Anfertigung von Anschliffen, Dünnschliffen und chemischen Analysen unterstützten.

100 Die Kupferkieslagerstätte Mitterberg (Übersicht und Ergebnisse früherer Arbeiten)

110 Geographische Übersicht

Die Kupferkieslagerstätte Mitterberg bei Mühlbach/Hochkönig, liegt zwischen den steil abfallenden Südwänden des Hochkönigs im Norden und dem Längstale der Salzach im Süden. In west-östlicher Richtung erstreckt sich der Lagerstättenbereich auf Grund der Fundstellen von Kupferkies von Dienten am Hochkönig bis östlich von Bischofshofen (Abb. 1).



Abb. 1: Geographische Lage der Mitterberger Kupferkieslagerstätte.

Wenn auch in dem abgegrenzten Bereich viele geringmächtige Kupferkiesgänge anstehen, so sind als Kupferkieslagerstätte Mitterberg nur jene Gangzüge bekannt, deren wirtschaftlicher Abbau lohnt. Im engeren Sinne besteht daher die Mitterberger Lagerstätte aus dem Mitterberger Hauptgang

nördlich des Mühlbaches (Nordrevier), dem Brander-, Burgschwaig- und Birksteingang südlich desselben (Südrevier) und dem Buchberggang östlich des Salzachtales (Abb. 2). Der wirtschaftlich wichtigste Gangzug, der auch heute noch gebaut wird, ist der Mitterberger Hauptgang.

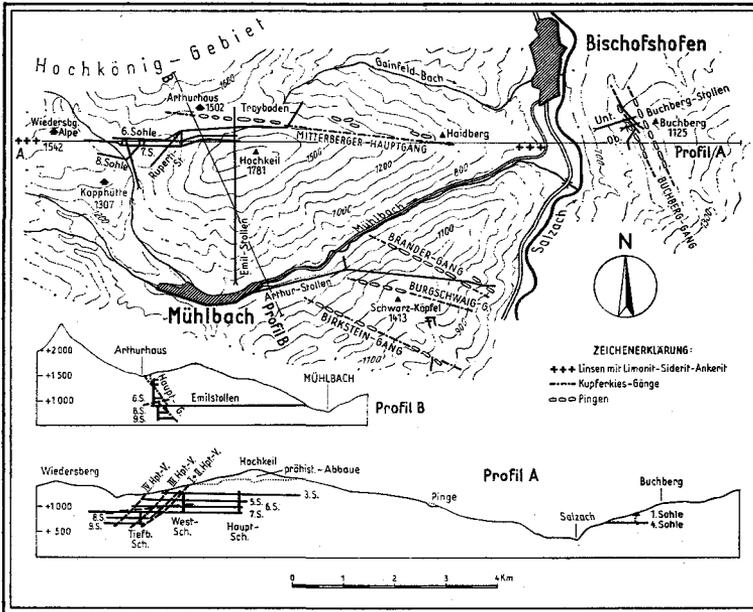


Abb. 2: Die Gänge der Mitterberger Kupferkieslagerstätte.

Die Erzgänge der Mitterberger Lagerstätte liegen in Gesteinen der Grauwackenzone. Diese trennt die zentrale Alpenkette von den nördlichen Kalkalpen und erstreckt sich in einem fast ununterbrochenen Zuge von Schwaz in Tirol bis nach Gloggnitz in Niederösterreich.

120 Die geologischen Verhältnisse

Die nördliche Grauwackenzone im Bereich der Mitterberger Kupferkiesgänge ist morphologisch durch den EW-streichenden Höhenrücken des Hochkeil—Haidberg (Abb. 2), durch den nahezu EW-streichenden Höhenrücken des Schwarzköpfl zwischen dem Mühlbachtal und dem Salzachtal und durch den fast NS-streichenden Buchberggrücken östlich der Salzach gekennzeichnet. Mit wenigen Ausnahmen streichen auch die Gänge der Mitterberger Lagerstätte parallel zu und in diesen Höhenrücken (Abb. 2). Während im südlichen und im östlichen Lagerstättenbereich die Ausbisse (Pingen) der Gänge auf den Höhenrücken zu verfallen sind, schiebt der Höhenrücken des Haidberg—Hochkeil nach Westen unter die Trias ein. Im Bereich der Mitterberger Lagerstätte stehen daher Gesteine der Grauwackenzone und im Nordwesten die überlagernde Trias an.

121 Die Stratigraphie im Bereich der Mitterberger Kupferkieslagerstätte

Während die metamorphen Gesteine der Grauwackenzone durch sichere Fossilfunde altersmäßig gegliedert und eingestuft werden konnten, ist eine solche Gliederung im Bereich der Mitterberger Kupferkieslagerstätte auf Grund der lokalen Fossilarmut noch sehr unsicher. Gerade aber eine eindeutige altersmäßige Einstufung der Mitterberger Grauwackengesteine wäre zur Klärung des Alters der Mitterberger Kupferkieslagerstätte von größter Bedeutung.

Im engsten Lagerstättenbereich wurden bisher nur im Nordrevier, auf der 5. Sohle, Pflanzenfossilien mit pyritisierten Zellstrukturen gefunden. STERK (1955) nimmt an, daß sie karbonischen Alters seien. Sichere Fossilfunde stammen aus Kalken der normalen Grauwackenschiefer bei Dienten am Hochkönig. Beschrieben wurden von v. GÜMBEL (1889) *Cardiola interrupta* und von AIGNER (1931) *Cardiola* und *Orthoceras*. Die Einstufung dieses Grauwackenhorizontes ins Obersilur gilt heute als gesichert.

Der derzeitige Stand der stratigraphischen Gliederung wird im folgenden aufgezeigt. Der von HAIDEN (1936) aufgestellten, durch Fossilfunde belegten und derzeit gültigen Gliederung der Grauwackenzone werden die Gliederungen von HEISSEL und früherer Autoren gegenübergestellt. Außerdem ist die Schichtfolge, wie sie derzeit unter Tage ansteht, angefügt (Abb. 3).

Die altersmäßige Gliederung der Grauwackenzone nach HAIDEN (1936) unterscheidet Quarzphyllite und Tonglimmerschiefer, beide vermutlich kambrischen Alters, eine untersilurische Serie mit Gabbro, Diabas, Prasinit sowie Quarzporphyr samt Tuffen, Arkosensandstein und Konglomerate, weiterhin Tonschiefer und Tonflaserkalke. Die überlagernde obersilurische Schichtfolge führt roten Orthocerenkalk, der in schwarze und blaugraue Kalke eingelagert ist, sowie Kieselschiefer mit Graptolithen. Das Devon steht in massigen, grauen und roten Kalken sowie Dolomiten, die zum Teil in Magnesit umgewandelt sind, an. In den überlagernden karbonischen Sandsteinen und Tonschiefern wurden *Pecopteris plumosa*, *Asterocalamites* und *Lepidostrobus* gefunden. Das Perm besteht aus Brekzien von Silur- und Devonkomponenten, die von DEL-NEGRO (1960) als Ohnesorge'sche „Devondolomimbrekzie“ beschrieben wurde. OHNESORGE (1925) deutete diese Brekzie als eine Bruchlinie, die das Paläozoikum von der Trias trennt.

HEISSEL, der Aufnahmegeologe im Bereich der Mitterberger Lagerstätte, unterscheidet auf dem Kartenblatt 5050, St. Johann im Pongau (Abb. 4), Gesteine der Grauwackenzone und Kalke sowie Dolomite der Trias. Die Grenze zwischen den triadischen und paläozoischen Gesteinsserien ist nach HEISSEL eine Verschuppungszone.

Während die Gliederung der triadischen, fossilführenden Schichten in Werfener Schichten, Buntsandstein, Rauhwacke, Gutensteiner Dolomit, Ramsaudolomit, Raiblerschichten, Hauptdolomit und den das Hochkönigsmassiv aufbauenden Dachsteinkalk gesichert ist, werden von HEISSEL die metamorphen, paläozoischen Gesteinsserien derzeit, wie folgt, untergliedert:

Die Basis der Grauwackenserie besteht im Raume Mühlbach aus grauen Phylliten und im Bereich des Buchberges aus verquarzten Schiefern (Abb. 3). HEISSEL faßt sie als normale Grauwackenschiefer zusammen und auf Grund ihrer fossilführenden Kalkeinlagerungen (Orthoceraskalke) sind sie eindeutig silurischen Alters. Überlagert werden die normalen Grauwackenschiefer nach HEISSEL von Serizitphylliten und von Porphyroidschiefern.

Gliederung der Grauwackenzone nach HAIDEN (1936)	Die paläozoischen und mesozoischen Schichtenfolgen im Bereich der Mitterberger Kupferkieslagerstätte nach HEISSEL (Aufnahmestand 1962)	Die untertägige Schichtenfolge im Bereich der Mitterberger Kupferkieslagerstätte nach BERNHARD (Aufnahmestand 1962)	Die untertägige Schichtenfolge nach RÜHNE (1931)	Die untertägige Schichtenfolge nach TRAUTH (1916)	Die untertägige Schichtenfolge nach BUTTMANN (1913)	Die untertägige Schichtenfolge nach v.GÜMBEL (1889)																																																																																															
TRIAS	TRIAS DACHSTEINKALK HAUPTDOLMIT RAIBLER SCHICHTEN RAMSAUDOLMIT GUTENSTEINER DOLMIT RAUHWACKE BUNTSANDSTEIN WERFENER SCHICHTEN	TRIAS	TRIAS	TRIAS	TRIAS	TRIAS																																																																																															
Brekzien aus Silur- und Devonkomponenten (Ohnesanges, Devon-Dolomitsbrekzie) Feste Sandsteine bis Tonschiefern mit Pecopteris Astenocolamites Lepidastrobis Graue-rote Kalke und Dolomite, teils metasomatisch in Magnesit umgewandelt Rote Orthocerenkalke Blaugraue Kalke Kiesel-schiefern (Lydite) mit Graptolithen Tonflaskenkalk Tonschiefern Quarzporphyr, Tuffe, Ankersenssdst. Gabbro-Diabas, Prosinir Tonglimmenschiefer Quarzphyllit	<table border="1"> <tr> <td>PERM</td> <td>FRAGLICH</td> <td>Grüne Werfener Schichten v. Mitterberg Fellerbach-Schichten (Bunte Serie)</td> <td>Grüne Brekzien Anhydrit Grüne Serie-Quarzite bis quarzitisches Schiefer Louchgrüne Phyllite Serizitphyllit und Leukophyllit Violette Schiefer</td> </tr> <tr> <td>KARBON</td> <td>Lithologische Beschreibung (Heisel, Karl)</td> <td>Quarzite Fleckschiefer Violette Schiefer Quarzkonglomerat Gainfeldkonglomerat</td> <td></td> </tr> <tr> <td>DEVON</td> <td>FRAGLICH</td> <td>Metadiabas-Schiefer Porphyroid-Schiefer Serizit-Phyllite</td> <td></td> </tr> <tr> <td>SILUR</td> <td>ESSSTUFENDE (Gumbel 1888) Lager (1911) (Kriegsberg)</td> <td>Normale Grauwackenschiefer mit eingelagerten paläozoischen Kalken, Dolomiten und Magnesiten</td> <td>Graue Phyllite (Mühlbach) verquarzten Schiefer (Buchberg)</td> </tr> <tr> <td>KAMBRUM</td> <td></td> <td>?</td> <td>?</td> </tr> </table>	PERM	FRAGLICH	Grüne Werfener Schichten v. Mitterberg Fellerbach-Schichten (Bunte Serie)	Grüne Brekzien Anhydrit Grüne Serie-Quarzite bis quarzitisches Schiefer Louchgrüne Phyllite Serizitphyllit und Leukophyllit Violette Schiefer	KARBON	Lithologische Beschreibung (Heisel, Karl)	Quarzite Fleckschiefer Violette Schiefer Quarzkonglomerat Gainfeldkonglomerat		DEVON	FRAGLICH	Metadiabas-Schiefer Porphyroid-Schiefer Serizit-Phyllite		SILUR	ESSSTUFENDE (Gumbel 1888) Lager (1911) (Kriegsberg)	Normale Grauwackenschiefer mit eingelagerten paläozoischen Kalken, Dolomiten und Magnesiten	Graue Phyllite (Mühlbach) verquarzten Schiefer (Buchberg)	KAMBRUM		?	?	<table border="1"> <tr> <td>PERM</td> <td>Edzleer</td> <td>Grüne Werfener Schichten v. Mitterberg mit Anhydrit-u.-Gipsführung</td> </tr> <tr> <td>KARBON</td> <td>GANG-"DIABASE"</td> <td>Bunte Knollen-schiefer (Violette Schiefer) Braun-grünfleckige Phyllite Helle Phyllite</td> </tr> <tr> <td>DEVON</td> <td></td> <td></td> </tr> <tr> <td>SILUR</td> <td>KÜPFERKIES - GANGE</td> <td>Serizit-Quarzit-Phyllite</td> </tr> <tr> <td>KAMBRUM</td> <td></td> <td>Dunkle Phyllite mit Graphitführung (Graphitphyllite) ?</td> </tr> </table>	PERM	Edzleer	Grüne Werfener Schichten v. Mitterberg mit Anhydrit-u.-Gipsführung	KARBON	GANG-"DIABASE"	Bunte Knollen-schiefer (Violette Schiefer) Braun-grünfleckige Phyllite Helle Phyllite	DEVON			SILUR	KÜPFERKIES - GANGE	Serizit-Quarzit-Phyllite	KAMBRUM		Dunkle Phyllite mit Graphitführung (Graphitphyllite) ?	<table border="1"> <tr> <td>PERM</td> <td>PERM</td> <td>Quarz- und eisen-reiche Sandsteine</td> </tr> <tr> <td>KARBON</td> <td>KLAFTISCHE SYSTEME</td> <td>Schiefer Bunte Konglomeratzone (Pymit-sierte Zellstrukturen Sterk 1955)</td> </tr> <tr> <td>DEVON</td> <td></td> <td>Schiefer</td> </tr> <tr> <td>SILUR</td> <td></td> <td>Pinzgauer Phyllite</td> </tr> <tr> <td>KAMBRUM</td> <td></td> <td>?</td> </tr> </table>	PERM	PERM	Quarz- und eisen-reiche Sandsteine	KARBON	KLAFTISCHE SYSTEME	Schiefer Bunte Konglomeratzone (Pymit-sierte Zellstrukturen Sterk 1955)	DEVON		Schiefer	SILUR		Pinzgauer Phyllite	KAMBRUM		?	<table border="1"> <tr> <td>PERM</td> <td>PERM</td> <td>FEHLT</td> </tr> <tr> <td>KARBON</td> <td>KARBON</td> <td>FEHLT</td> </tr> <tr> <td>DEVON</td> <td>DEVON</td> <td>FEHLT</td> </tr> <tr> <td>SILUR</td> <td>SILUR</td> <td>Sandstein und konglomerat-ähnliches Gestein Blauer Schiefer Lager Schiefer Wilden-Schiefer</td> </tr> <tr> <td>KAMBRUM</td> <td>KAMBRUM</td> <td>?</td> </tr> </table>	PERM	PERM	FEHLT	KARBON	KARBON	FEHLT	DEVON	DEVON	FEHLT	SILUR	SILUR	Sandstein und konglomerat-ähnliches Gestein Blauer Schiefer Lager Schiefer Wilden-Schiefer	KAMBRUM	KAMBRUM	?	<table border="1"> <tr> <td>PERM</td> <td>PERM</td> <td>Sandstein und konglomerat-ähnliches Gestein</td> </tr> <tr> <td>KARBON</td> <td>KARBON</td> <td>Blauer Schiefer Lager Schiefer Wilden-Schiefer</td> </tr> <tr> <td>DEVON</td> <td>DEVON</td> <td>Serizit-Schiefer</td> </tr> <tr> <td>SILUR</td> <td>SILUR</td> <td>Grauwacken</td> </tr> <tr> <td>KAMBRUM</td> <td>KAMBRUM</td> <td>?</td> </tr> </table>	PERM	PERM	Sandstein und konglomerat-ähnliches Gestein	KARBON	KARBON	Blauer Schiefer Lager Schiefer Wilden-Schiefer	DEVON	DEVON	Serizit-Schiefer	SILUR	SILUR	Grauwacken	KAMBRUM	KAMBRUM	?	<table border="1"> <tr> <td>PERM</td> <td>PERM</td> <td>Grüne Schiefer</td> </tr> <tr> <td>KARBON</td> <td>KARBON</td> <td>Blauen Schiefer Lager Schiefer</td> </tr> <tr> <td>DEVON</td> <td>DEVON</td> <td>Wilden Schiefer</td> </tr> <tr> <td>SILUR</td> <td>SILUR</td> <td>Grauwacken</td> </tr> <tr> <td>KAMBRUM</td> <td>KAMBRUM</td> <td>?</td> </tr> </table>	PERM	PERM	Grüne Schiefer	KARBON	KARBON	Blauen Schiefer Lager Schiefer	DEVON	DEVON	Wilden Schiefer	SILUR	SILUR	Grauwacken	KAMBRUM	KAMBRUM	?
PERM	FRAGLICH	Grüne Werfener Schichten v. Mitterberg Fellerbach-Schichten (Bunte Serie)	Grüne Brekzien Anhydrit Grüne Serie-Quarzite bis quarzitisches Schiefer Louchgrüne Phyllite Serizitphyllit und Leukophyllit Violette Schiefer																																																																																																		
KARBON	Lithologische Beschreibung (Heisel, Karl)	Quarzite Fleckschiefer Violette Schiefer Quarzkonglomerat Gainfeldkonglomerat																																																																																																			
DEVON	FRAGLICH	Metadiabas-Schiefer Porphyroid-Schiefer Serizit-Phyllite																																																																																																			
SILUR	ESSSTUFENDE (Gumbel 1888) Lager (1911) (Kriegsberg)	Normale Grauwackenschiefer mit eingelagerten paläozoischen Kalken, Dolomiten und Magnesiten	Graue Phyllite (Mühlbach) verquarzten Schiefer (Buchberg)																																																																																																		
KAMBRUM		?	?																																																																																																		
PERM	Edzleer	Grüne Werfener Schichten v. Mitterberg mit Anhydrit-u.-Gipsführung																																																																																																			
KARBON	GANG-"DIABASE"	Bunte Knollen-schiefer (Violette Schiefer) Braun-grünfleckige Phyllite Helle Phyllite																																																																																																			
DEVON																																																																																																					
SILUR	KÜPFERKIES - GANGE	Serizit-Quarzit-Phyllite																																																																																																			
KAMBRUM		Dunkle Phyllite mit Graphitführung (Graphitphyllite) ?																																																																																																			
PERM	PERM	Quarz- und eisen-reiche Sandsteine																																																																																																			
KARBON	KLAFTISCHE SYSTEME	Schiefer Bunte Konglomeratzone (Pymit-sierte Zellstrukturen Sterk 1955)																																																																																																			
DEVON		Schiefer																																																																																																			
SILUR		Pinzgauer Phyllite																																																																																																			
KAMBRUM		?																																																																																																			
PERM	PERM	FEHLT																																																																																																			
KARBON	KARBON	FEHLT																																																																																																			
DEVON	DEVON	FEHLT																																																																																																			
SILUR	SILUR	Sandstein und konglomerat-ähnliches Gestein Blauer Schiefer Lager Schiefer Wilden-Schiefer																																																																																																			
KAMBRUM	KAMBRUM	?																																																																																																			
PERM	PERM	Sandstein und konglomerat-ähnliches Gestein																																																																																																			
KARBON	KARBON	Blauer Schiefer Lager Schiefer Wilden-Schiefer																																																																																																			
DEVON	DEVON	Serizit-Schiefer																																																																																																			
SILUR	SILUR	Grauwacken																																																																																																			
KAMBRUM	KAMBRUM	?																																																																																																			
PERM	PERM	Grüne Schiefer																																																																																																			
KARBON	KARBON	Blauen Schiefer Lager Schiefer																																																																																																			
DEVON	DEVON	Wilden Schiefer																																																																																																			
SILUR	SILUR	Grauwacken																																																																																																			
KAMBRUM	KAMBRUM	?																																																																																																			

Abb. 3: Vergleichende Übersicht der über- und untertägigen Schichtenfolgen der Grauwackenzone im Bereich der Mitterberger Kupferkieslagerstätte.

In das Hangende der Porphyroidschiefer stuft HEISSEL die Metadiabas-schiefer ein. Darüber folgt das Gainfeldkonglomerat. Das Gainfeldkonglomerat ist nach KARL (1954) ein metamorphisiertes Tuffitkonglomerat, das sowohl KARL (1954) als auch HEISSEL auf Grund der lithologischen Beschaffenheit dem Karbon zuordnen. Übergend in Quarzkonglomerate wird diese Konglomeratserie nach HEISSEL von violetten Schiefern, Fleckschiefern und Quarziten überlagert, die an den Hängen des Hochkeil noch anstehen.

Während im Bereich des Hochkeil und damit auch im engsten Gangbereich die Quarzite die jüngste geologische Formation des Paläozoikums darstellen, werden diese westlich der Mitterberger Lagerstätte von einer bunten Serie, die violette Schiefer, Serizitphyllit und lauchgrüne Phyllite führt, überlagert. HEISSEL nennt diese bunte Serie nach ihrem Fundort Fellersbachschichten. Erst diese werden von den „Grünen Werfener Schichten von Mitterberg“ überlagert, die sich auch nördlich und südlich des Hochkeil hinziehen (Abb. 4). Während HEISSEL (1954) die „Grünen Werfener Schichten von

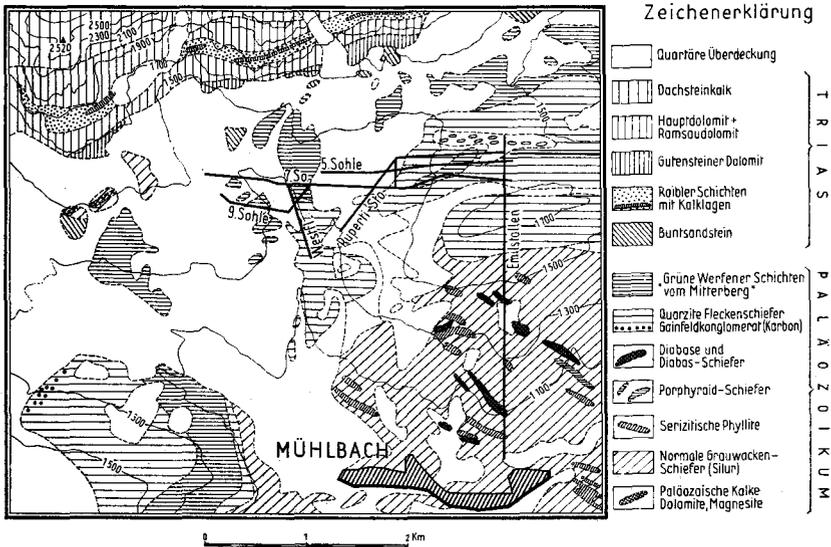


Abb. 4: Geologische Karte nach HEISSEL im Bereich der Mitterberger Kupferkieslagerstätte.

Mitterberg“ auf Grund des Haselgebirgscharakters — sie führen Quarzite, quarzitische Schiefer, Anhydrit und Brekzien — als Glied der Werfener Schichten und damit der Trias ansah, stellt er sie jetzt, auf Grund jüngster noch nicht veröffentlichter Aufnahmen, noch ins Paläozoikum.

Ein Vergleich der stratigraphischen Gliederung nach HEISSEL mit der von HAIDEN (1936) zeigt, daß die Schichtfolgen nur beschränkt zu parallelisieren sind. Ausgehend von den Innsbrucker Quarzphylliten über die östlich anschließenden Wildschönauer Schiefer bis zu den graphitischen Schiefnern, die bei Dienten am Hochkönig nach AIGNER (1931) silurische Fossilien führen, läßt sich eine große Linie bis zu den normalen Grauwackenschiefern herstellen. Sie ist das bis jetzt älteste Schichtpaket der Grauwackenzone und ihr silurisches Alter scheint gesichert zu sein.

Das Hangende der jüngsten Grauwackenserie ist bei HEISSEL (1945) durch eine Verschuppungszone und bei HAIDEN (1936) durch die Ohnesorg'sche „Devondolomitbrekzie“ gegeben. Auch hierin besteht eine Paralleltät. Im Bereich zwischen Silur und Perm dagegen bestehen Unterschiede hinsichtlich der faziellen Beschaffenheit der Grauwackengesteine sowie hinsichtlich ihrer altersmäßigen Einstufung. Während HEISSEL die Meta-

diabasschiefer zwischen Obersilur bis Karbon einreihet, stellt HAIDEN (1936) die Diabase ins Untersilur (Ordovizium). Wenn auch die Altersstellung der Diabase, bei denen HIESSLEITNER (1954) sogar von zwei verschiedenen alten Diabasgenerationen spricht, beim derzeitigen Stand der Erkenntnisse noch nicht restlos geklärt ist, so darf angenommen werden, daß sie jedenfalls karbonischen oder präkarbonischen Alters sind und nach den Ergebnissen von HEISSEL und HAIDEN (1936) nicht jünger als das Karbon sind.

Neben diesen vermutlich karbonischen Metadiabasschiefern treten in der Lagerstätte Gangdiabase auf, die den Erzgang durchsetzen und bis hinauf zu den „Grünen Werfener Schichten von Mitterberg“ beobachtet werden konnten, wobei diese Gangdiabase allerdings die „Grünen Werfener Schichten von Mitterberg“ nicht mehr durchhörtern.

Nach KARL (1953) sind diese intrudierten Gesteine hinsichtlich des Mineralbestandes zwar nicht mehr als Diabase anzusprechen, wohl aber als ehemalige Ergußgesteine, deren heutige Gesteinsbildner Karbonat, Chlorit oder Hellglimmer und Quarz sind. Die auffallend grüne Färbung dieser ehemaligen Ergußgesteine erklärt KARL (1953) durch den Chlorit- und Glimmergehalt.

Im Gegensatz zum Kalkreichtum der Grauwackenzone führen die Grauwackenserien im Bereich der Mitterberger Lagerstätte paläozoische Kalke in geringeren Mengen. Diese Kalke, bei denen es sich nach BÖHNE (1931) um einstige Korallenkalke handelt, deren Fossilführung durch Umkristallisation verwischt wurde, sind heute meist in Ankerite, Dolomite und Magnesite umgewandelt und bilden Stöcke und Linsen, die in zunehmender Teufe auskeilen. TRAUTH (1916) und HEISSEL (1945) erklären die Umwandlung durch Metasomatose und HEISSEL weist darauf hin, daß kein genetischer Zusammenhang zwischen den Ankeritstöcken und den Kupferkiesgängen besteht.

Die Ankeritstöcke haben oft beträchtliche Ausmaße, wie etwa der Ankeritfels des Götschenbergs am Eingang in das Mühlbachtal, der eine Mächtigkeit von 6 m aufweist. Nach AIGNER (1930) führen die Ankeritstöcke bis zu 30% Eisengehalt und wurden im vorigen Jahrhundert am Nagelschmiedpaffen bei Dienten, in der Sommerhalde, am Kollmannseck, auf der Kapachalpe, am Bürgloche, in der Fuchsgrube, am Wetterkreuze, auf der Taghaube und in der Blumau ausgebeutet. Auch die Magnesitstöcke zwischen Dienten und Schwarzach-St. Veit wurden in den Jahren 1925—1929 rege beschürft.

Die stratigraphische Gliederung nach HEISSEL läßt sich weitgehend auf die Verhältnisse unter Tage übertragen, nur daß dort teilweise andere stratigraphische Bezeichnungen vorgenommen wurden (Abb. 3).

GÜMBEL (1889), BUTTMANN (1913); TRAUTH (1916), AIGNER (1930) und BÖHNE (1931) erwähnen, daß die Mitterberger Kupferkiesgänge nirgends in den „Grünen“ hineinsetzen. Unter dem „Grünen“ verstanden sie jenes Schichtpaket, das HEISSEL (1954) als „Grüne Werfener Schichten von Mitterberg“ beschrieb und das jüngste Schichtglied der Grauwackenzone darstellt. Es liegt auch heute noch kein Aufschluß vor, der diese Beobachtung widerlegen würde, sondern ganz im Gegenteil, es wurde bei Aufschlußarbeiten

in jüngster Zeit immer wieder festgestellt, daß die Kupferkiesgänge am Kontakt mit den „Grünen Werfener Schichten von Mitterberg“ enden. Dies bedeutet, daß die Mitterberger Kupferkiesgänge in ihrer primären Anlage auf Grund der derzeitigen Aufschlußverhältnisse spätestens im Perm zum Absatz kamen.

122 Die Tektonik im Bereich der Mitterberger Kupferkieslagerstätte

Der Mitterberger Hauptgang streicht EW und fällt mit $40\text{--}90^\circ$ gegen S ein. An nahezu NS-streichenden Störungen sinkt er staffelbruchartig gegen W in die Tiefe. Außerdem wird im Westteil der Mitterberger Lagerstätte der obere Teufenbereich des Mitterberger Hauptganges auf einer nahezu horizontal liegenden Störungsfläche (Hangendüberschiebung) gegen S verschoben (Abb. 2).

Die Schichtung wurde von der Schieferung weitgehend verwischt, so daß sie heute nur noch schwer zu erkennen ist. Die Schichtungsflächen streichen nahezu EW und fallen sowohl gegen N als auch gegen S ein, wobei das nördliche Einfallen überwiegt.

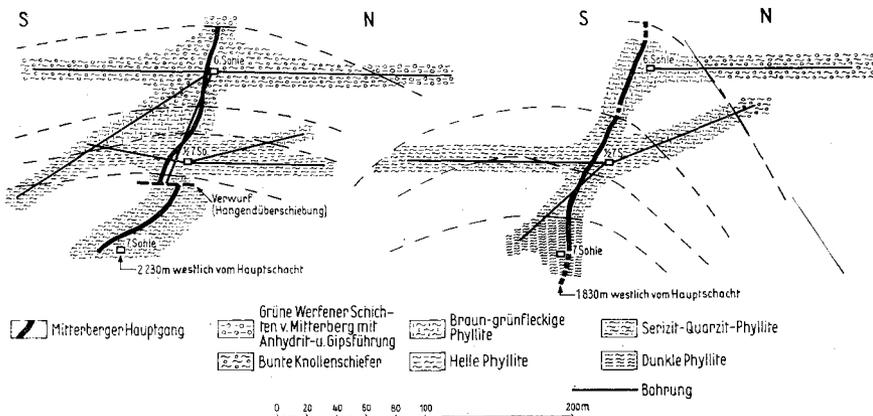


Abb. 5: Bohrprofile im Westfeld des Mitterberger Hauptganges.

Im Westteil des Mitterberger Hauptganges wurde durch Untersuchungsbohrungen festgestellt, daß die Schichtung im Hangenden des Mitterberger Hauptganges gegen S und im Liegenden desselben gegen N einfällt, was beweisen würde, daß der Mitterberger Hauptgang in der Achsenfläche einer Antiklinale liegt (Abb. 5). Leider konnte diese Beobachtung weder im Mittelfeld, in dem weitreichende Aufschlüsse ins Hangende und Liegende fehlen, noch im Ostfeld, in dem zwar durch den Emilstollen ein entsprechender Aufschluß vorhanden ist, aber dennoch ein sicherer Beweis nicht erbracht werden konnte, so eindeutig bestätigt werden, daß von einer vorhandenen Antiklinale mit Sicherheit gesprochen werden könnte. Während die Schieferung im Buchberg- und im Südevier die gleichen Daten aufweist wie im Nordevier, sind die Streich- und Fallrichtungen der Gänge sowie der Schichtpakete verschieden (Abb. 6).

STAFF (1865) sprach im Bereich der Mitterberger Lagerstätte die Schieferung als Schichtung an, hielt die Kupferkiesgänge für Lagergänge und bezeichnete das anstehende Nebengestein als Lagerschiefer. Den Begriff Lagerschiefer (Abb. 3) übernahmen GÜMBEL (1889), BUTTMANN (1913) und TRAUTH (1916), obwohl schon POŠEPNY (1880) erkannt hatte, daß die Mitterberger Kupferkiesgänge weder der Schieferung noch der Schichtung folgen. Auch in jüngerer Zeit wurde noch der spitze Winkel zwischen Fall- und Streichrichtung des Ganges einerseits und der Schieferung andererseits übersehen. So folgen auch nach PETRASCHECK (1926) die Mitterberger Erzgänge der Schieferung. Obwohl BÖHNE (1931) beschrieb, daß die Mitter-

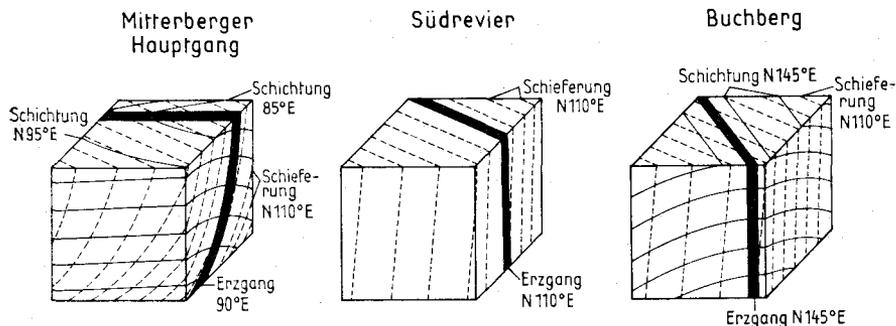


Abb. 6: Schematische Darstellung der Streich- und Fallrichtungen der Erzgänge, der Schieferung und der Schichtungsflächen.

berger Kupfererzgänge Störungslinien, deren Verschiebungsbeträge allerdings unbedeutend sind, folgen, läßt PETRASCHECK (1932) nochmals die Mitterberger Kupferkiesgänge der Schieferung folgen, indem er in der Abhandlung „Die Magnesite und Siderite der Alpen“ (Sber. d. Akad. d. Wiss. in Wien, math.-nat. Klasse, Abt. I, 141. Bd., 3. u. 4. Heft, 1932) auf Seite 232 schreibt: „Die Karbonspätigen Kupfererzgänge von der Mitterberger Alpe bei Bischofshofen folgen der Schieferung der Gesteine, die ihrerseits post-triasisch ist“.

Nachdem einerseits festgestellt wurde, daß die Mitterberger Kupferkiesgänge weder der Schieferung noch der Schichtung folgen und andererseits weder HEISSEL noch KARL (1953) sich dazu äußern, auf welche tektonische Anlage der auffallend geradlinige Verlauf der Mitterberger Kupferkiesgänge zurückzuführen sei, wird auf TRAUTH (1916) hingewiesen, der die Tektonik der Grauwackenzone fast durchwegs in nahezu EW-streichende Falten auflöst. Nach TRAUTH (1916) bilden die Kalkstein-Linsen und -Stöcke EW-streichende Kalksteinzüge, die den Muldenkernen der einzelnen Synklinalen folgen. TRAUTH (1916) kommt so zu dem Ergebnis, daß sich neben einer jüngeren, alpidischen Faltung der Schiefer auch noch eine ältere, variszische Faltung nachweisen lasse. Auch SCHWINNER (1933) äußerte sich in diesem Sinne und GANNS (1941) hält den Nachweis einer variszischen Faltung durch die Streckung der Phyllite für möglich. GANNS (1941) schreibt hiezu in seiner Abhandlung „Das Paläozoikum am Südrand des Dachsteins“ (Mitt. RfB., Zweigstelle Wien, 2, 9—18) auf Seite 165: „Die Streckung ist durch Striung auf den Schichtflächen zu erkennen und bildet mit dem Verlauf der alpidischen

Streichungsrichtung einen Winkel“. KARL (1954) dagegen hält auf Grund der Ergebnisse seiner Abhandlung „Der derzeitige Stand B-achsialer Gefügeanalysen in den Ostalpen“ den sicheren Nachweis einer voralpinen Gebirgsbildung nicht für möglich, weil die voralpinen B-Richtungen in den Summationsbereich der alpidischen B-Richtungen fallen und deshalb von diesen nicht mehr zu unterscheiden sind. KARL (1953) unterschied deshalb in seiner Abhandlung „Anwendung gefügeanalytischer Arbeitsmethoden am Beispiel eines Bergbaues (Kupferbergbau Mitterberg, Salzburg)“ auch nur drei alpidische Formungsakte, während er keine sicheren Anhaltspunkte feststellen konnte, die eine voralpine Gebirgsbildung bestätigen würden. Lediglich das Vorhandensein eines Magmatismus (Ergußgesteine) und eines Anlagerungs-s sind nach KARL (1953) die einzigen sicheren Anzeichen für Vorgänge vor drei als alpin analysierten Teilformungsakten. Weiterhin schreibt KARL (1953) in der Abhandlung „Anwendung gefügeanalytischer Arbeitsmethoden am Beispiel eines Bergbaues (Kupferbergbau Mitterberg, Salzburg)“ (Neues Jb. Mineral. Abh., 85, 2, S. 203—246) auf Seite 241: „Diese Formungsakte mit B EW 15 W (2), B N 70 W 20 W (1) und wahrscheinlich N 60 — 70 E horizontal (3) folgen altersmäßig in der Reihe 2, 1, 3 (älter zu jünger), in der Häufigkeit ihrer sichtbaren tektonischen Zeichen in der Reihenfolge 1, 2, 3 (häufig bis gering). Sie erfaßten die Gesteine der Grauwackenzone und der auflagernden Trias, wobei eine stockwerkähnliche Horizontverschiedenheit sich dadurch ausdrückt, daß im höheren Horizont der Hochkönigtrias Plan 3 stärker hervortritt als in den Gesteinen der tiefer liegenden Grauwackenzone. Tangentialtransporte sind für Plan 3 im begrenzten Raume wahrscheinlich. Plan 2 und Plan 1 hingegen schließen als relativ statische Formungen — also Amplatzgefüge — einen derartigen Transport aus. Das vom Bergbau erkannte stufenförmige Absinken des Erzganges im Westen des Abbaubereiches fügt sich gut in das durch die Arbeit gewonnene tektonische Gesamtbild der Lagerstätte ein und ist dem Bewegungsbilde des Formungsplanes 3 anzuordnen.“

Im Gegensatz zu KARL (1953), der das stufenförmige Absinken des Erzganges im Westen des Abbaubereiches dem Bewegungsbilde des Formungsplanes 3 zuordnet und der den Formungsplan 3 sowohl in der Grauwackenzone als auch in der überlagernden Trias analysierte, weist HEISSEL (1945) darauf hin, daß die Westbrüche des Bergbaues nicht in die Trias hineinreichen.

HEISSEL (1945) schreibt hiezu in seiner Abhandlung „Die geologischen Verhältnisse am Westende des Mitterberger Kupfererzganges (Salzburg)“ (Jb. Geol. B. A., Wien, 3. u. 4. Heft) auf Seite 126: „Es ist zu betonen, daß obertag von den im Bergbau angefahrenen Störungen nichts zu beobachten ist. Allerdings sind die Aufschlüsse in der Grauwackenzone nicht immer häufig und nördlich schließt die Schuttverkleidung des Griebfeldes an. Träten durchgreifende Störungen im Sinne der Westbrüche auf, so müßten sie obertägig am besten im Raibler Horizont und in den liegenden und hängenden Dolomit-Kalkgesteinen zu beobachten sein.“

Auch BÖHNE (1931) hat festgestellt, daß die Westbrüche anscheinend nicht in die Trias hineinreichen und daraus gefolgert, daß sie entweder älter als die Trias selbst sein müssen, oder älter als die Störung, an der die Trias auf den Grauwacken auflagert. Ein derartig hohes Alter der Westbrüche hält aber HEISSEL (1945) für vollkommen unwahrscheinlich. Nach HEISSEL

(1945) gehören vielmehr diese Bewegungsflächen einer jungen, wenn nicht jüngsten Bewegungsphase der alpidischen Tektonik an.

Die Ergebnisse von HEISSEL (1945) und von KARL (1953) stimmen hinsichtlich des alpidischen Alters der Westbrüche überein. Während aber KARL (1953) den analysierten Formungsplan 3 sowohl in der Grauwackenzone als auch in der überlagernden Trias feststellen konnte, dem er auch die untertägigen Westbrüche zuordnete, wurde von HEISSEL (1945) ein Hineinreichen der Westbrüche in die Trias nicht beobachtet. Nach HEISSEL (1945) ist die Trias-Grauwackengrenze durch ausgeprägte Verschuppungen an um die EW-Richtung streichenden, N-fallenden Störungen mit Überschiebungscharakter gekennzeichnet.

Diese Verschuppungszone ist nicht nur auf den Bereich der Mitterberger Kupferkieslagerstätte beschränkt, sondern sie wurde von HEISSEL am gesamten Kalkalpen-Südrand zwischen Saalfelden und Hüttau beschrieben. HEISSEL kommt dabei zu dem Ergebnis, daß die Überlagerung der Grauwackengesteine durch die der skytischen Stufe keine primär-stratigraphische (transgressive), sondern eine tektonische ist.

Während HEISSEL die Kalkalpen-Grauwackengrenze als Verschuppungszone beschreibt, kam es nach CORNELIUS (1941) an dieser Grenze zu einer Abscherung, wobei Gesteine der Werfener Schichten und der Grauwackenzone ineinander verspießt wurden. THURNER (1943) dagegen spricht diese Zone als eine Relieffüberschiebung großen Formats an; die Kalkalpen hätten sich während des gemeinsamen Vormarsches von den Grauwacken losgelöst und selbständig verschoben, wobei die Grauwacken als Reliefuntergrund wirkten. Demgegenüber betont CORNELIUS (1943), daß es sich um keine Überschiebung handle, sondern um eine Abscherung der Kalkalpen von ihrer variszisch gefalteten Unterlage. HAMMER (1938) deutet die Kalkalpen-Grauwackengrenze dagegen wiederum als Überschiebungsfläche. Er beruft sich dabei auf SCHWINNER (1933), der diese Störungsfläche als Leit- und Gleitschiene für die Westbewegung der nördlich davon gelegenen Alpentile bezeichnet hatte. OHNESORGE (1927) nimmt zahlreiche Überschiebungen an, die teils gegen N, teils gegen W und NW gerichtet sind und in verschiedenen Phasen der Gebirgsbildung entstanden.

130 Genesis und Alter der Mitterberger Kupferkiesgänge

Nach BLEEK (1906) sind die Mitterberger Kupferkiesgänge Kontaktlagerstätten, die ihre Entstehung dem Empordringen des Zentralgneises der Tauernkette verdanken. Hierbei soll es sich allerdings nicht um eine gewöhnliche Kontaktmetamorphose, sondern um eine Piezokontaktmetamorphose, d. h. um eine Kontaktmetamorphose unter erhöhtem Druck handeln, die nicht bloß die mineralische Beschaffenheit und Struktur der Schiefer selbst beeinflußt, sondern auch ihre Kristallinität bewirkt hat. Im Anschluß an den Durchbruch des Zentralgneises sollen dann als nachvulkanische Erscheinung erzbringende warme Lösungen in Spalten emporgestiegen sein und in diese Kupfer- und Eisenerze abgesetzt haben.

BUTTMANN (1913) dagegen fand keine Anhaltspunkte für den kontaktmetamorphen Charakter der Mitterberger Gesteine, weil diese nirgends massig

auftreten, sondern stets geschiefert sind. Außerdem ist nach BUTTMANN (1913) für eine Piezokontaktmetamorphose die Mitterberger Alpe viel zu weit (über 12 km) vom Zentralgneis entfernt. BUTTMANN (1913) hält vielmehr das basische Magma, aus dem die verschiedenen metamorphen Eruptivgesteine der Grauwackenzone entstanden sind, für den Erzbringer, indem im Gefolge dieser Magma(Diabas)ausbrüche stark mineralisierte warme Lösungen ihre festen Bestandteile in den vorhandenen Spalten absetzten.

Da diese Eruptivgesteine nach HEISSEL, HIESSELEITNER (1950—1951) und KARL (1953) paläozoisch sind, würden sowohl nach BLEEK (1906) als auch nach BUTTMANN (1913) die Erzgänge hohen geologischen Alters sein.

Für wesentlich jünger hält die Mitterberger Kupferkiesgänge TRAUTH (1916), der die Erzlagerstättenbildung in der Pinzgauer-Schieferzone und ihrer nördlichen und südlichen Nachbarschaft wenigstens zum Teile in die Zeit der großen, relativ jugendlichen Deckenbewegungen der Alpen einreicht. Dieser Anschauung schließt sich auch AMPFERER (1923) an, der die Gangbildung mit den prägosauischen Deckenbewegungen der Alpen in Verbindung bringt, aber doch auch das Vorhandensein älterer und jüngerer Erzlagerstätten für möglich hält.

BÖHNE (1931) dagegen hält die Mitterberger Kupferkiesgänge für permischen Alters. Er beruft sich dabei auf BUTTMANN (1913), der die Magma-(Diabas)ausbrüche sowie die Diabastuffe am Gainbachfall bei Bischofshofen ins Perm einordnet und die Ausfüllung der Mitterberger Kupferkiesgänge als Nachwirkung dieser Magmaeruptionen deutet.

Nach PETRASCHECK (1926, 1928, 1932, 1945) sind überhaupt alle ost-alpinen Lagerstätten, die Golderzgänge der Tauern, die Kupferkies- und Eisenerzlagerstätten der Grauwackenzone sowie die Blei- und Zinklagerstätten der Kalkalpen jungtertiären Alters und infolge ihrer einheitlichen Entstehung und substanziellen Verwandtschaft nur als primäre Teufenunterschiede derselben Metallprovinz aufzufassen. PETRASCHECK (1926) grenzt das Alter dieser Lagerstätten und damit auch das Alter der Mitterberger Kupferkiesgänge ab, indem er in seiner Abhandlung „Das Alter alpiner Erze“ (Sonderdruck a. d. Verh. d. Geol. B. A., 1926, Nr. 4) schreibt: „Zwischen der austrischen Faltung und der savischen Faltung, in der Stilleschen Terminologie gesprochen, ist demnach die Epigenese der alpinen Erzlagerstätten erfolgt.“

140 Die Ganggruppen in den Mitterberger Kupferkiesgängen

Die Mitterberger Kupferkiesgänge werden zur spätigen Quarzkupferkiesformation gerechnet. Frühere Bearbeiter nahmen an, daß die Gangspalten wegen ihres verschiedenen Inhalts wenigstens teilweise wiederholt aufgerissen wurden und verschiedene Lösungen in denselben empordrangen.

Nach BLEEK (1906) wurden zuerst die Quarzkupferkiesgänge gebildet und erst später nach einem neuerlichen Aufreißen der Gangspalte aus einer zweiten Lösung Ankerit und Quarz abgesetzt, wobei teilweise eine chemische Auflösung der älteren Gangfüllung eintrat und beide Gangtypen miteinander vermischt wurden.

BUTTMANN (1913) unterscheidet eine ältere Quarzganggruppe und eine jüngere Ankeritgruppe. Die ältere Quarzganggruppe gliedert sich nach BUTTMANN (1913) ihrerseits wiederum in eine (1) Hauptspat-, (2) Kupferkies- und (3) Hauptquarzgangformation (1—2—3 = älter zu jünger) und die jüngere Ankeritganggruppe entsprechend in eine (1) Hauptspat-, (2) Hauptsulfid- und in mehrere (3) Quarzgenerationen. Nach BUTTMANN (1913) sind fast alle Erze und Gangarten verschiedenen Alters, wobei die jüngeren Quarze die älteren Karbonate teilweise metasomatisch verdrängt haben. Die Hauptmasse der Kupfererze, begleitet von Nickel- und Kobaltverbindungen, gehört nach BUTTMANN (1913) der Hauptsulfidgeneration der jüngeren Ankeritgruppe an.

BÖHNE (1931) unterscheidet eine alte Ganggruppe und eine junge Querganggruppe. Während BÖHNE (1931) die ältere Ganggruppe in eine (1) Erste Erzgeneration, (2) Karbonatgeneration, (3) Quarzgeneration und in eine (4) Kupferkiesgeneration (1—2—3—4 = älter zu jünger) untergliedert, wird die junge Querganggruppe nicht altersmäßig, sondern im Hinblick auf ihr lokales Vorkommen unterteilt. Von der jungen Querganggruppe sind nach BÖHNE (1931) die Hämatit-Magnetitparagenese ausschließlich auf die oberen Teile des Mitterberger Hauptganges und auf das abgesunkene Westfeld, das Arsenkies-Serizitvorkommen vorwiegend auf die oberen Sohlen beschränkt während die Magnetkies-Pentlanditparagenese charakteristisch für die Quergänge im Südevier und im Buchberggang ist.

Die Erste Erzgeneration führt nach BÖHNE (1931) im Mitterberger Hauptgang Pyrit und Gersdorffit und im Südevier Pyrit und Glanzkobalt. Auf diese sulfidisch-arsenidische Erzgeneration folgt die Karbonatgeneration, die in den oberen Teufen Eisenspat, in den tieferen Ankerit führt und so einen primären Teufenunterschied zeigt. Die Karbonatgeneration wird von der folgenden Quarzgeneration verdrängt. Während in den tieferen Teufen des Mitterberger Hauptganges und im Südevier die Karbonatgeneration fast vollständig von der Quarzgeneration verdrängt wurde, blieb in den oberen Teufen des Hauptganges die Karbonatgeneration noch weitgehend erhalten, sodaß BÖHNE (1931) hierin einen sekundären Teufenunterschied zu erkennen glaubte. Auf die Periode der kieselsauren Lösungen folgt nach BÖHNE (1931) die Kupferkiesgeneration, die die heute gebaute Kupfererzlagerstätte geschaffen hat. Diese Kupferkiesgeneration verdrängte zuerst die Quarze der Quarzgeneration, was BÖHNE (1931) auf die alkalische Beschaffenheit der kupferhaltigen Thermen zurückführt, anschließend griff sie auch die Karbonate an. Der Vererzungsvorgang ist nach BÖHNE (1931) in den verschiedenen Gangteilen und Teufen verschieden weit vorgeschritten. Edle Erzanbrüche mit bis zu 1-5 m mächtigem Derbkies wechseln unvermittelt und regellos mit armen Gangflächen ab, in denen Kupferkies nur als schmale Naht an einem Salband den Pyrit begleitet und Gangarten mehr oder minder fehlen. Neben diesen unmittelbar wechselnden Kupferkiesmächtigkeiten schiebt nach BÖHNE (1931) auch noch eine Vertaubungszone von Osten nach Westen in die Tiefe ein.

Im Gegensatz zur älteren Ganggruppe, die in vier verschieden alten, azendenden Erzgenerationen die nahezu EW-streichenden Gangspalten füllt, folgt die junge Querganggruppe, nach BÖHNE (1931) nahezu NS-streichenden Spalten, die sich mit den älteren EW-streichenden Spalten kreuzen.

Die Hämatit-Magnetitparagenese der jungen Querganggruppe ist ausschließlich auf die oberen Teile des Mitterberger Hauptganges beschränkt und zeigt nach BÖHNE (1931) folgende Altersfolge: (1) Quarz, (2) Hämatit-Magnetit, (3) Pyrit, (4) Kupferkies, (5) Ankerit und (6) Spateisen (1—2—3—4—5—6 = älter zu jünger). Ob es sich dabei um eine aszendente oder um eine deszendente Paragenese handelt, läßt BÖHNE (1931) offen. Eine deszendente Entstehung erklärt BÖHNE (1931) durch die Überlagerung von „Haselgebirge“, deren Salzlösungen die Siderite in Hämatite umgewandelt haben sollen. Das Fehlen von Malachiten sowie die Umwandlung von Hämatit in Magnetit ließen aber BÖHNE (1931) eine deszendente Entstehung doch zweifelhaft erscheinen und er vermutet aszendente Entstehung aus eisenhaltigen Dämpfen. Außerdem beruft sich BÖHNE (1931) auf HUTTENLOCHNER (1925), der die Umwandlung von Hämatit in Magnetit als einen Reduktionsvorgang, begünstigt durch aufsteigende sulfidisch-arsenidische Erzlösungen, erklärt. Da aber die Hämatit-Magnetitparagenese der jungen Querganggruppe ausschließlich auf die oberen Teile des Mitterberger Hauptganges beschränkt ist, fand BÖHNE (1931) weder durch eine aszendente, noch durch eine deszendente Deutung der Hämatit-Magnetitparagenese eine befriedigende Klärung.

Regional in tieferer Teufe im Mitterberger Hauptgang, aber gleichaltrig mit der Hämatit-Magnetitparagenese, steht die Arsenkies-Serizitparagenese der jungen Querganggruppe an. Diese zeigt nach BÖHNE (1931) folgende Altersfolge: (1) Quarz, (2) Pyrit, (3) Arsenkies und Serizit, (4) Fahlerz und Kupferkies, (5) Ankerit und (6) Spateisen. BÖHNE (1931) erklärt die Arsenkies-Serizitparagenese durch aszendente, stark aktive heiße Lösungen.

Die nach BÖHNE (1931) vorwiegend auf das Südevier und auf den Buchberggang beschränkte Magnetkies-Pentlanditparagenese der jungen Querganggruppe zeigt folgende Altersfolge: (1) Quarz und Chlorit, (2) Pyrit, (3) Magnetkies und Pentlandit, (4) Arsenkies, (5) Fahlerz und Kupferkies, (6) Ankerit und (7) Spateisen. Auch diese Paragenese ist aszendent.

Die Paragenesen der jungen Querganggruppe sind nach BÖHNE (1931) von den Quergängen auch in die älteren EW-streichenden Gänge eingewandert, sodaß die Minerale der älteren Ganggruppe an verschiedenen Stellen, vorwiegend an den Kreuzungsstellen der Quergänge mit den nahezu EW-streichenden älteren Gängen, von den Paragenesen der jungen Ganggruppe verdrängt wurden. BÖHNE (1931) spricht die junge Querganggruppe als eine tiefhydrothermale Vererzungsphase mit einem magmanahen Gepräge an und bringt sie, indem er sich auf HUTTENLOCHNER (1925) beruft, mit jungen Magmen, die im Anschluß an die oberkretazisch-tertiäre Auffaltung der Alpen emporstiegen, in Zusammenhang.

Die ältere Ganggruppe dagegen hält BÖHNE (1931) für eine magmaferne Nickel-Kobalt-Kupferkiesformation und reiht diese ins permische Alter ein, wobei er sich auf die Ergebnisse von BUTTMANN (1913) beruft.

150 Die bergbaulichen Aufschlüsse in der Mitterberger Kupferkieslagerstätte

Im Jahre 1828 wurden auf dem Troyboden die Ausbisse des Mitterberger Hauptganges entdeckt, wo Pingenzüge auf einen prähistorischen Bergbau hinweisen. Der Mitterberger Hauptgang, der auffallend geradlinig in EW-

Richtung streicht, fiedert in den oberen Teufen in mehrere Gänge auf, die unter verschiedenen Namen gebaut wurden (Abb. 7). Aber auch in tieferen Teufen fiedert er in Hangend- und Liegendgänge auf und wird zuweilen von parallelen Gängen, wie der Nickel- und der Bertagang, begleitet, bei denen noch offen gelassen werden muß, ob es sich um Apophysen des Mitterberger Hauptganges oder um selbständige Gänge handelt. Im Bereich des Westschachtes wurden nahezu NS-streichende Quergänge mit besonders reichem Erzadel angefahren; es sind dies der NS-Gang und der Transversalgang.

Während im Osten der Mitterberger Hauptgang aus wirtschaftlichen Gründen aufgelassen wurde, weil Kupferkies zu Gunsten von Pyrit zurücktritt, sinkt der Mitterberger Hauptgang gegen Westen immer mehr in die Tiefe, wobei das Absinken durch W-fallende und NS-streichende Störungen noch gefördert wird. Die oberen Teufen des Mitterberger Hauptganges wurden im vorigen Jahrhundert durch den Josefi-Oberbau-Stollen (1480 m über NN) und durch den Josefi-Unterbau-Stollen (1387 m über NN) erschlossen (Abb. 7). In den Jahren 1868—1905 folgten der tiefer liegende Johann-Barbara-Stollen (1340 m über NN) und in den Jahren 1892—1911 der Ruperti-Stollen (1268 m über NN), die mit den am Nordhang des Hochkeil angesetzten Daniel- bzw. Virgilstollen durchschlägig waren. Um die tiefen Teufen des Mitterberger Hauptganges zu erschließen, wurde im Jahre 1906 der Emil-Stollen (875 m über NN) angeschlagen, der im Jahre 1917 über den Hauptschacht mit dem Ruperti-Stollen durchschlägig wurde. Bis zum Jahre 1926 wurde der Westschacht von der 3. Sohle bis zur 5. Sohle und im Jahre 1942 bis zur 7. Sohle geteuft. Das abgesunkene Westfeld wurde durch den Tiefbauschacht, der im Jahre 1953 bis zur 8. Sohle und im Jahre 1957 bis zur 9. Sohle geteuft wurde, erschlossen.

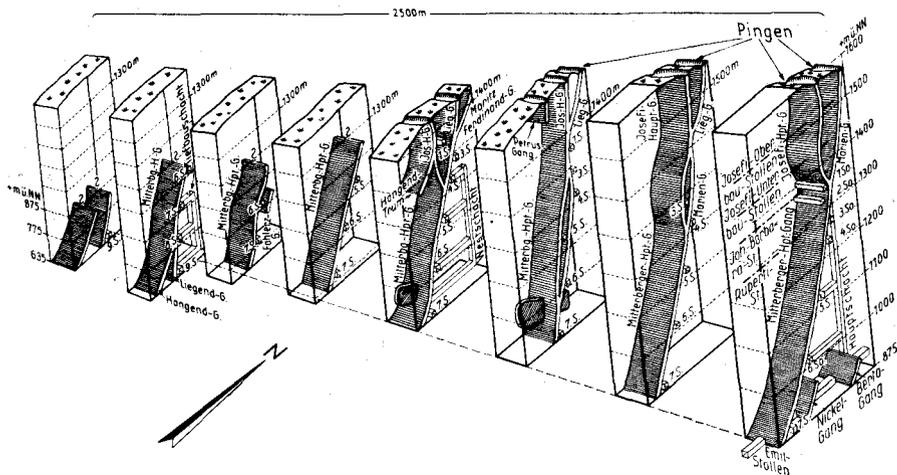


Abb. 7: Der Mitterberger Hauptgang und seine Nebengänge.

Zu befahren sind heute nur noch der Bereich zwischen der 5. Sohle und der 9. Sohle, während die oberen Teufenbereiche verbrochen sind.

Von den Gängen im Südevier ist nur noch der Brandergang — Auffahrung rund 400 *m* streichende Erstreckung — zu befahren, während die übrigen Gänge ebenfalls verbrochen sind. Erschlossen ist das Südevier durch den Artur-Stollen, der heute als Oberwasserstollen für ein Kraftwerk dient.

Der Buchberggang, durch zwei querschlägige Stollen (875 *m* und 714 *m* über NN) angefahren, ist über Tage an einem Doppelpingenzug zu verfolgen und wird im Süden durch die Daxstörung (45°/45° N), im Norden durch die Nordstörung (50°/45° N) begrenzt. Seine streichende Auffahrung beträgt rund 400 *m* und seiger ist er rund 210 *m* aufgeschlossen.

200 Zielsetzung in vorliegender Arbeit

Auf Anregung von Herrn Prof. Dr. Ing. A. MAUCHER wurde im Jahre 1956 vom Verfasser vorliegender Arbeit das Westfeld des Mitterberger Hauptganges erzmikroskopisch untersucht. Es war dabei nur an eine Ergänzung der Arbeit von BÖHNE (1931) in den neu aufgeschlossenen Feldesteilen gedacht.

Die von mir im Jahre 1956 durchgeführten Untersuchungen konnten die erzmikroskopischen Ergebnisse von BÖHNE (1931) im Westfeld nur zum Teil bestätigen. Darüber hinaus kam ich im Westfeld zu abweichenden Ergebnissen hinsichtlich der Erzführung und der Genesis im Hauptgang und in den Quergängen. Wegen der Enge des Untersuchungsgebietes im Westfeld konnte ich aber die Ergebnisse nicht auf die gesamte Lagerstätte übertragen.

Auf gemeinsame Anregung von Herrn Direktor Dipl.-Ing. M. Maczek und Herrn Prof. Dr. Ing. A. MAUCHER erweiterte ich daher in vorliegender Arbeit die erzmikroskopischen Untersuchungen auf die gesamte Lagerstätte. Nach Durchsicht und Auswertung von 2036 Erzanschliffen, 206 chemischen Analysen und 4 Spektralanalysen konnten zwar die Paragenesen und die lokal sich ändernden Erzführungen geklärt werden, aber es zeigten sich Beziehungen zwischen den Paragenesen und der Tektonik der Lagerstätte. Um die Zusammenhänge zwischen den Paragenesen und der Tektonik zu klären, ergänzte ich daher die von KARL (1953) analysierte Tektonik im neuerschlossenen Westfeld.

Das Ziel vorliegender Arbeit war somit eine erzmikroskopische Neubearbeitung der Mitterberger Erzminerale, deren Verknüpfung zu Vererzungsgenerationen und die Klärung der Beziehung zwischen Vererzungsgenerationen und dem analysierten Bewegungsplan.

300 Die Erzführung in der Mitterberger Lagerstätte

Die Mitterberger Erzminerale konnte ich in drei Vererzungsgenerationen untergliedern (Abb. 8). In der Vererzungsgeneration I sind die ältesten und in der Vererzungsgeneration III die jüngsten Erzminerale zusammengestellt.

Einzelne Minerale treten sowohl in einer älteren als auch in einer jüngeren Vererzungsgeneration auf; andere hingegen lassen sich überhaupt in keine Vererzungsgeneration einordnen, weil sie ihre Entstehung einem besonderen genetischen Vorgang verdanken. Innerhalb der einzelnen

Verzorgungsgenerationen sind die Mineralien so geordnet, daß die unter dem Mikroskop scheinbar älteren Mineralien in der Abb. 8 oben und die jüngeren unten stehen.

Gliederung der Mitterberger Erzminerale

Verzorgungsgeneration I	Verzorgungsgeneration II	Verzorgungsgeneration III
PYRIT I (MIT ZONENBAU)	PYRIT II ?	PYRIT III
ARSENKIES I	ARSENKIES II	ARSENKIES III
SKUTTERUDIT I	—	—
ROTNICKELKIES I	—	—
GERSDORFFIT-ULLMANNIT I GLANZKOBALT I	—	GERSDORFFIT III
MAGNETKIES I	MAGNETKIES II (ALS ENTMISCH- UNES PRODUKT IN KUPFERKIES II)	—
MARKASIT I	MARKASIT II (IN KUPFERKIES II)	—
MAUCHERIT I	—	—
PENTLANDIT I	—	—
MILLERIT I	UMGEWÄNDelter MILLERIT	—
—	BLEIGLANZ II	BLEIGLANZ III
—	ZINKBLENDE II (TEILS IM KUPFERKIES II)	—
—	CUBANIT II (IM KUPFERKIES II)	—
—	ZINNOBER II (MIT FAHLERZ II)	ZINNOBER III ?
—	GOLD II (IM FAHLERZ II UND IM KUPFERKIES II)	KUPFERKIES III
HOCHTEMPERATUR- KUPFERKIES I ?	HOCHTEMPERATUR- KUPFERKIES II (DEFORMIERT)	—
ANKERIT I ?	ANKERIT II	ANKERIT III
—	FAHLERZ II	FAHLERZ III
QUARZ I	QUARZ II	QUARZ III
	HAMATIT	
	MAGNETIT	

Abb. 8: Die Verzorgungsgenerationen der Mitterberger Lagerstätte.

Um Verwechslungen auszuschalten, wurde dem Mineralnamen die Generationszugehörigkeit in römischen Ziffern angefügt. Dies war besonders dann notwendig, wenn dasselbe Mineral in einer älteren und in einer jüngeren Verzorgungsgeneration auftritt, also verschieden alt ist. Ein Beispiel ist der Kupferkies, der in der Verzorgungsgeneration II als Hochtemperaturkupferkies II und in der Verzorgungsgeneration III als niedrigtemperiert-gebildeter Kupferkies III ansteht.

310 Beschreibung der Einzelminerale

311 Die kupfererzführenden Minerale

1. Kupferkies

BÖHNE (1931) beschreibt „jungen“ und „alten“ Kupferkies. Der „junge Kupferkies“ ist grobkristallin, spröde und schon im Handstück am hohen Glanz zu erkennen; der „alte Kupferkies“ dagegen ist feinkristallin und hat ein mattes Aussehen. Dieser makroskopische Befund gilt auch heute.

Erzmikroskopisch konnte ich die Kupferkiese nach Einschlüssen, Deformationen und Zerfallstrukturen in „junge“ und „ältere“ Kupferkiese einteilen und die „älteren“ Kupferkiese II auf Grund von Deformationsbildern weiterhin untergliedern.

Kupferkies II (nicht deformierter Kupferkies):

Nicht deformierter Kupferkies II zeigt „Oleanderblatt“-Zwillingslamellen und führt Einschlüsse von Zinkblende, Magnetkies und Cubanit sowie Markasit. Magnetkies liegt in Täfelchen und in „Flammen“ im Kupferkies. Ob es sich dabei um Relikte zerfallener Cubanitlamellen handelt, ist nicht mit Sicherheit zu behaupten.

Die Zinkblende im Kupferkies II tritt meist in Form von Zinkblendesternchen auf, was nach RAMDOHR (1960) auf hohe Bildungstemperaturen schließen läßt. Zinkblende und Magnetkies+Cubanit scheinen sich gegenseitig zu vertreten; denn bei starkem Vorherrschen von Zinkblende fehlen Magnetkies+Cubanit oder umgekehrt.

Die Bildungstemperatur dieses Kupferkieses ist bei etwa 300° C anzunehmen, da nach BORCHERT (1934) die Entmischung von „kubischem Hochtemperaturkupferkies“ unter Cubanitausscheidung bei 250–300° C vor sich geht. Sie kann nicht wesentlich höher als 300° C gewesen sein,



Abb. 9: Vergr. 60×, Nicols gekreuzt. Deformierter Kupferkies II mit Pyrit-Einschlüssen.

da sich sonst Markasit (nach ALLEN, CRENSHAW, MERWIN [1914] bis zu 350° C) in Pyrit umgewandelt hätte.

Kupferkies II (deformierter Kupferkies):

Deformierter Kupferkies II führt wie der nicht deformierte Kupferkies II Einschlüsse von Zinkblende, Magnetkies, Cubanit und Markasit, doch zeigt er im Gegensatz zum nicht deformierten Kupferkies II Deformationsbilder.

„Polysynthetische Zwillingslamellen“ (Abb. 9) und feinlamellare, sich kreuzende Scharen mit relativ hohen Anisotropieeffekten charakterisieren diesen Kupferkies II als deformierten Kupferkies.

Kupferkies III:

Dieser Kupferkies III zeigt weder Deformationserscheinungen noch führt er Zinkblende-, Magnetkies- und Cubanitmischungen. Er hat ein grobkörniges Gefüge ohne Deformation und zeigt nur sehr schwache Anisotropieeffekte. In Schnüren tritt er im nicht deformierten Kupferkies II auf und bildet mitunter beachtliche Derberzanreicherungen.

2. Fahlerz

Makroskopisch tritt Fahlerz nur fallweise in Form von Derbnestern auf, wobei es dann örtlich an Menge den Kupferkies überwiegt. Wenn auch die Beobachtungen unter dem Mikroskop diese Verteilung bestätigen, so ist dennoch in sehr vielen Schlifften, wenn auch in sehr geringen Anteilen, Fahlerz festzustellen.

Nach BÖHNE (1931) ist das Mitterberger Fahlerz aus 47% Cu, 14% As, 5% Sb und Spuren von Hg zusammengesetzt. Nach spektrographischen Kontrollanalysen enthält es weniger Antimon, als bei BÖHNE (1931) angegeben wurde. Neben Hg treten noch in geringen Anteilen Vanadium, sowie Zink und in Spuren Silber auf. Die verschiedenen Reflexionseindrücke einzelner Körner und die unterschiedlichen Analysenergebnisse lassen vermuten, daß das Fahlerz nicht einheitlich aufgebaut ist, sondern es dürften dabei verschiedene Zwischenglieder vom Tetraedrit bis zum Tennantit beteiligt sein.

312 Die sulfidischen Eisenminerale

1. Pyrit

Die Pyrite sind, abgesehen von den im Nebengestein (Phyllit) verteilten, die ihre Entstehung dem „Schwefelkreislauf“ im Sinne von SCHNEIDER-HÖHN (1944) verdanken, in solche ohne und mit Zonenbau zu trennen. Anisotropieeffekte zeigen nur die letzteren, Idiomorphie dagegen beide.

Pyrit III (ohne Zonenbau) schwimmt meist im Kupferkies und entspricht, wie chemische Analysen ergaben, dem reinen FeS₂.

Pyrit I (mit Zonenbau) stellt einen Anteil von 72% von den unter dem Mikroskop untersuchten Pyriten. Die mikroskopischen Daten (isotrop bis deutlich anisotrop, verschiedenes Reflexionsvermögen) und die chemischen

Analysen mit Ni- und As-Gehalten lassen erkennen, daß die Pyrite I nicht den klassischen Pyriten mit der chemischen Formel FeS_2 entsprechen. Ihr Aufbau ist durch konzentrische Zonen charakterisiert (Abb. 10).

- a-Zone: Meist als Kern zeigt sie große Härte, Isotropie, hellgelbe Farbe und entspricht auch sonst dem reinen FeS_2 .
- b-Zone: Weißhell, geringere Härte als die a-Zone, deutliche Anisotropieeffekte.
- c-Zone: Weiß nach braunrosa, gegen die a- und b-Zone matt und geringere Härte, sieht einem Bravoit sehr ähnlich und ist isotrop.
- d-Zone: Weiß nach stahlgrau, Härte liegt zwischen der von b- und c-Zone, isotrop und ist dem Gersdorffit ähnlich.

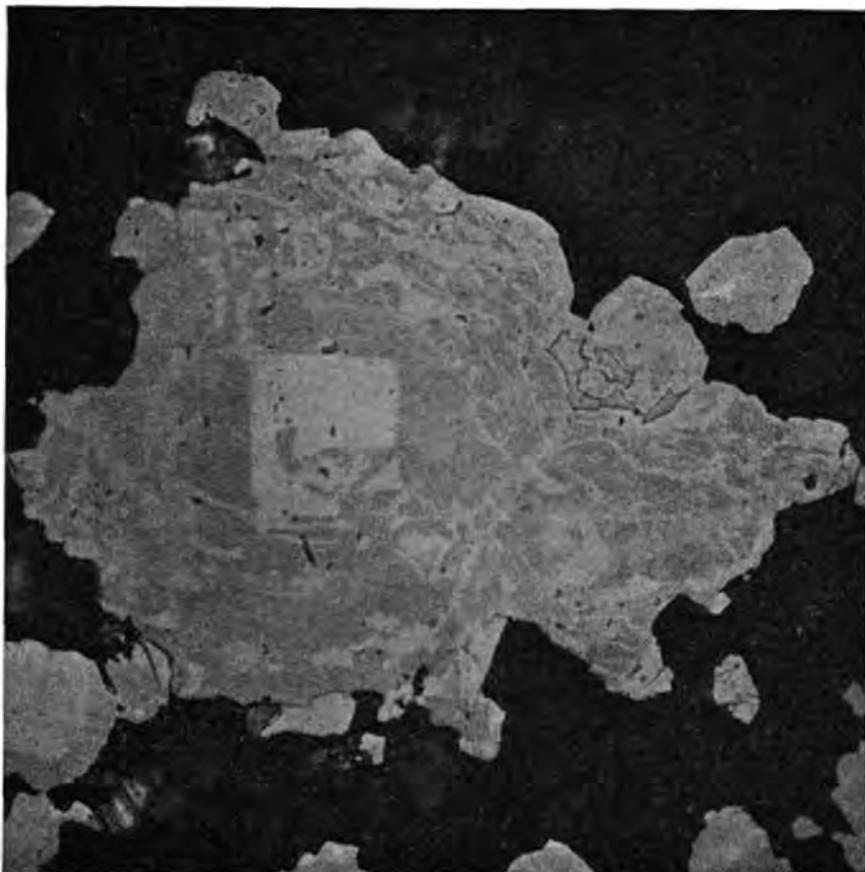


Abb. 10: Vergr. $60\times$, Nicols leicht gekreuzt. „Zonarer Pyrit“ mit konzentrischen Zonen ist in Quarz (schwarz) eingelagert. Eine Zone wird von Kupferkies (grau) verdrängt.

Der zonare Aufbau von a (Kern) nach d (außen) ist zwar sehr häufig, doch kommen alle möglichen Variationen vor, indem d mit b oder c mit d usw. vertauscht sind. Auch fehlen öfters ein oder sogar zwei Zonen. Durch-

geführte Ätzversuche mit HNO_3 , $(\text{NH}_4)_2\text{S}$, HCl , KOH , KCN und FeCl_3 führten zu keinem charakteristischen Ergebnis. Die Resultate von quantitativen chemischen Analysen ¹⁾, wobei Schliffe mit den Kombinationen a+b, a+c, a+d ausgesucht wurden, zeigt die Abb. 11.

Zonenkombination	a+b			a+c			a+d		
	I	II	III	I	II	III	I	II	III
Durchgeführte Analysen									
Gew.-% S:	36,57	42,17	35,97	53,10	53,00	53,05	36,31	36,00	36,07
Gew.-% Fe:	40,40	42,10	40,02	34,90	29,00	27,10	23,10	23,05	23,00
Gew.-% Ni:	—	—	—	11,94	17,00	18,31	17,62	17,02	17,18
Gew.-% As:	23,00	15,30	22,70	—	—	—	22,60	21,90	22,55
% Su:	99,97	99,87	98,69	99,94	99,91	98,46	99,63	97,97	98,80
Flächenintegration a:	1:1	2:1	1:1	1:1	1:1	1:1	1:1	1:1	1:1

Abb. 11: Tabelle von chemischen Analysen von zonaren Pyriten.

Die a-Zone wurde, wie oben schon angeführt, als FeS_2 ²⁾ erkannt, infolgedessen konnte die b-Zone als Arsenkies und die d-Zone als Gersdorffit errechnet werden. Für die c-Zone ergab sich eine durchschnittliche Zusammensetzung von 58·2 Gew.-% NiS_2 und 41·8 Gew.-% FeS_2 , was einem Bravoit entspricht.

Die übereinstimmenden Ergebnisse von chemischen Analysen und mikroskopischen Beobachtungen charakterisieren die Mitterberger Pyrite I mit Zonenbau als einen Typ, dessen Bestandteile Pyrit, Arsenkies, Bravoit und Gersdorffit sind.

Der Verdrängung durch Kupferkies fallen zuerst die Bravoit- und dann die Gersdorffit-Zonen zum Opfer, während Pyrit und besonders Arsenkies resistenter sind (Abb. 12). Die Kataklyse an den Pyriten mit Zonenbau kennt alle Stadien, vom mylonitisch zerriebenen Pyrit bis zum Pyrit, der nur von Rissen durchzogen wird. Eigenartige Formen, bei denen

¹⁾ Schliffe mit allen möglichen Kombinationen wurden ausgesucht, die Pyrite ausgebohrt und analysiert. Die dabei notwendigen Flächenintegrationen zur Errechnung der chemischen Zusammensetzung der Minerale — es wurde dabei angenommen, die a-Zone entspreche reinem FeS_2 auf Grund der mikroskopischen Daten — wurden bei den Kombinationen a+b+c+d oder a+c+d so ungenau und die Analyseergebnisse so vielseitig deutbar, daß hier nur die besten Ergebnisse mit den Kombinationen a+b, a+c, a+d angeführt wurden.

²⁾ FeS_2 enthält: 46·55% Fe und 53·45% S.

Wenn sich die FeS_2 -Flächen und die Flächen der b-Zonen wie 1:1 verhalten (durch Integration ermittelt), so gilt für Beispiel a+b I:

$$\text{S: } 36\cdot57 \times 2 = 73\cdot14 - 53\cdot45 = 19\cdot69$$

$$\text{Fe: } 40\cdot40 \times 2 = 80\cdot80 - 46\cdot55 = 33\cdot45$$

$$\text{As: } 23\cdot00 \times 2 = 46\cdot00 - 0\cdot00 = 46\cdot00$$

Der Arsenkies besteht aus: 34·3% Fe, 19·7% S, 46·0% As.

Analysenergebnisse und theoretische Zusammensetzung stimmen somit überein.

die Pyrite zwischen den Kanten zweier benachbarter Kristalle eingespannt und Scherbeanspruchungen (MAUCHER 1939) ausgesetzt sind, kommen vor (Abb. 13). Typisches Beispiel einer Kataklyse zeigt die Abb. 14, woumliegende Pyritkörner das in der Mitte liegende am meisten zerbrochen und Abb. 15,

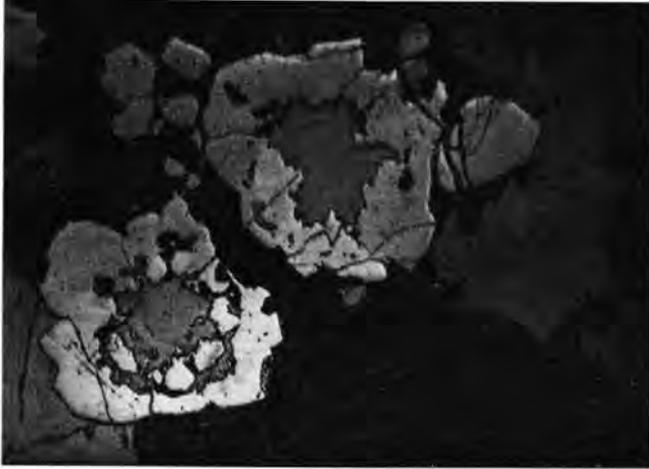


Abb. 12: Vergr. $40\times$. Kupferkies (grau) und Quarz (schwarz) verdrängen die wenig resistenten Komponenten (Bravoit und Gersdorffit) der „Zonaren Pyrite“ (weiß).



Abb. 13: Vergr. $40\times$. Pyrit (weiß) ist zerschert. Die Fugen sind mit Kupferkies (grau) und Quarz (schwarz) ausgefüllt.

wo die Bewegung der abgescherten Teile zu erkennen ist. Die so abgescherten Pyritteile wurden mechanisch verschleppt und zwar wurden Beträge bis zu 153 mm gemessen.

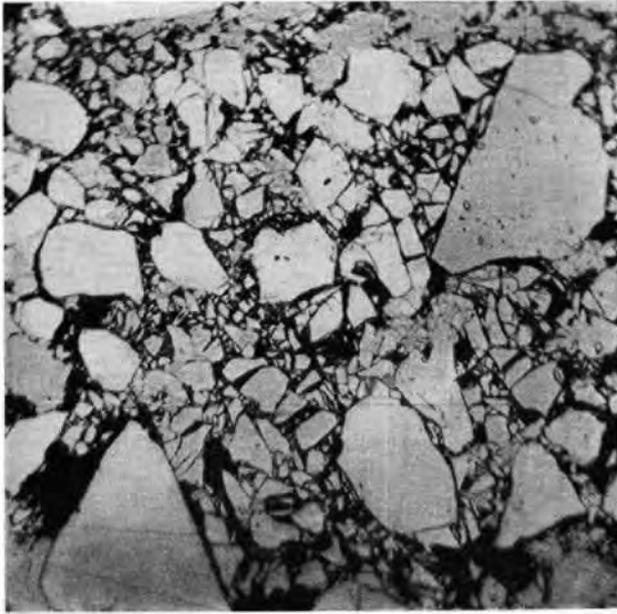


Abb. 14: Vergr. $40\times$. Zerriebene Pyritkörner (weiß). Quarz (schwarz) und Kupferkies (grau) füllen die Fugen.



Abb. 15: Vergr. $40\times$. Von Pyriten (weiß) wurden Teile abgeschert und im Kupferkies (grau) mechanisch verschleppt.

Die Schliﬄplatte, auf der Verschiebungsbeträge bis zu 153 mm beobachtet wurden, hatte Kantenlängen von 170—140 mm. Wenn es bei dem Material technisch gelingen würde, noch größere Schliﬄplatten herzustellen, dann könnten wahrscheinlich noch größere mechanische Verschiebungsbeträge an abgescherten Pyritteilen nachgewiesen werden.

2. Magnetkies

Zwei genetische Typen von Magnetkies wurden beobachtet:

- a) azsender Magnetkies I Anteil 89%
- b) Magnetkies II als Entmischungsprodukt im Hochtemperaturkupferkies II Anteil 11%

Azsender Magnetkies I ist vorwiegend an den Salbändern anzutreffen und mit Pyrit I (mit Zonenbau), Gersdorffit-Ullmannit I und Pentlandit I vergesellschaftet. Er zeigt unter dem Mikroskop derbe Anreicherungen und häufig Deformationen mit Translation // (0001). Weiterhin ist Magnetkies mit Markasit verwachsen (Abb. 16). Als verdrängendes Mineral wurde nur Kupferkies beobachtet.

Die Einschlüsse von Magnetkies II im Kupferkies II wurden schon oben besprochen und als Entmischungsprodukt des Hochtemperaturkupferkieses II beschrieben.



Abb. 16: Vergr. 40 \times . Markasit (weiß) ist mit Magnetkies (geätzt = dunkelgrau) verwachsen. Kupferkies (geätzt = hellgrau) und Quarz (schwarz) umschließen die Markasit-Magnetkies-Verwachsung.

3. Markasit

Aszendenter Markasit II liegt im Kupferkies II (Abb. 17). Seine aszendente Bildung wurde in der Literatur bezweifelt, gilt aber jetzt als gesichert (HELKE 1933, LINDGREN 1935, RAMDOHR 1960). Deszendenter Markasit ist vergesellschaftet mit Gold und Hämatit und tritt nur in oberen Teufen auf.

Markasit I ist (Abb. 16) weiterhin dem Magnetkies I // (0001) eingelagert. Desgleichen liegt Markasit mit Magnetkiesresten zwischen den Korngrenzen von Pyriten I (mit Zonenbau).

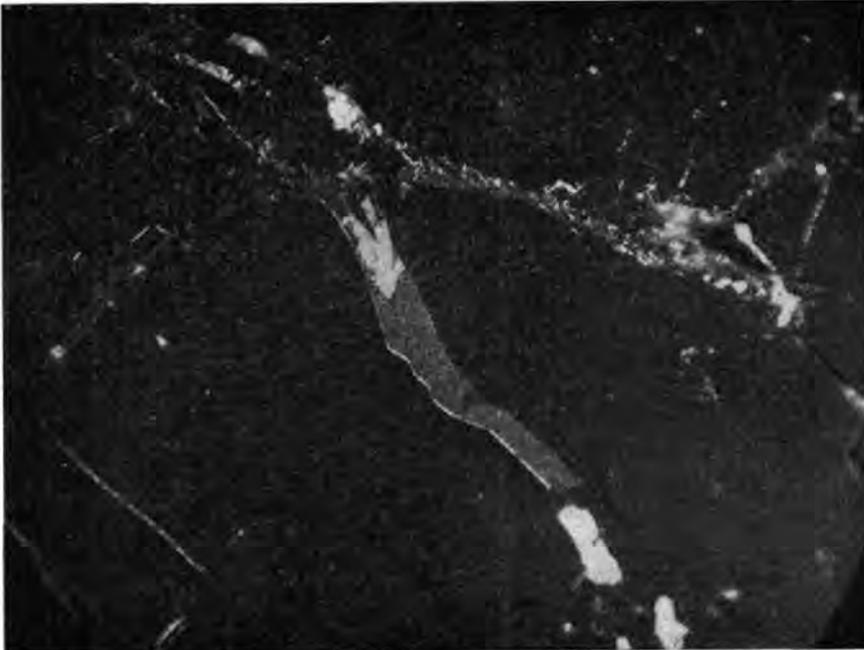


Abb. 17: Vergr. 40 \times . Aszendenter Markasit (hell und grau), bei gekreuzten Nicols, im Kupferkies (dunkelgrau).

313 Die Nickel-Kobalt-Mineralie

1. Gersdorffit-Ullmannit

Gersdorffit I wurde als Komponente der Mitterberger Pyrite I (mit Zonenbau) beschrieben.

Weiterhin tritt Gersdorffit noch auf:

1. Als Derberz in bis zu max. 15 cm mächtigen Gängen, die fast frei von Begleitmineralien sind;
2. fein verteilt in idiomorphen Körnern im Kupferkies III;
3. in wechselnder Menge, ebenfalls idiomorph, im Kupferkies II, wobei er mit einer Komponente, die von BÖHNE (1931) als Chloanthit beschrieben wurde, eine Mineralassoziation bildet.

Abweichend von den Literaturangaben (RAMDOHR, 1960) zeigen die Mitterberger Gersdorffite weder bleiglanzartige Spaltbarkeit // (100), noch trifft zu, daß sie Co und Fe führen (GOLL 1937, DUNN 1937), sondern ihr Chemismus entspricht der stöchiometrischen Zusammensetzung von NiAsS, wie Analysen bewiesen haben. Die angebliche Mineralassoziation Gersdorffit-Chloanthit konnte durch Ätzversuche mit Bromdämpfen und durch Analysen als Gersdorffit-Ullmannit bestimmt werden. Gersdorffit-Ullmannit I zeigen denselben zonaren Aufbau wie die Pyrite I (mit Zonenbau).

Der Verdrängung durch Kupferkies fallen zuerst die Ullmannit-Zonen zum Opfer (Abb. 18).

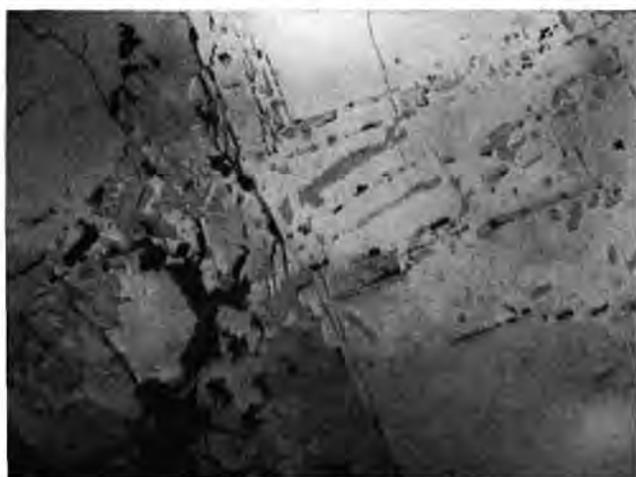


Abb. 18: Vergr. 40 \times . Die Ullmannit-Komponente des Gersdorffit-Ullmannit (rechte Bildseite, Gersdorffit = hellgrau) wurde von Kupferkies (grau) verdrängt. Auf der linken Bildseite Kupferkies (grau) Pyrit (weiß) und Quarz (schwarz).

Sie scheinen weniger resistent zu sein. Eine restlose Verdrängung, also auch des Gersdorffits durch Kupferkies (pseudomorph nach Gersdorffit), ist selten und dann nur an Kupferkiesen in der Gangart zu beobachten. Als aktive Verdränger treten Gersdorffit-Ullmannit I nicht auf.

	Ni ₂ -FeS ₂	FeS ₂	FeAsS	NiAsS	NiSbS
Ni ₂ -FeS ₂	Bravoit	+	+	+	-
FeS ₂	+	Pyrit	+	+	-
FeAsS	+	+	Arsenkies	+	-
NiAsS	+	+	+	Gersdorffit	+
NiSbS	-	-	-	+	Ullmannit

Legende: + = beobachtet
- = nicht beobachtet

Abb. 19: Verwachsungsmöglichkeiten des Ullmannit und Gersdorffit mit anderen Mineral-komponenten.

Die Ullmannit-Komponente kann durch die FeS_2 - FeAsS - oder Bravoit-Komponente ersetzt sein, womit wieder Pyrite I (mit Zonenbau) vorliegen. Ullmannit als Komponente der Pyrite I (mit Zonenbau) konnte nicht beobachtet werden (Abb. 19).

Mikro- und makroskopische Auswertungen ergaben eine Verteilung des Gersdorffits wie folgt:

- 64% in Derberzgängen bis zu 15 cm mächtig;
- 7% im Kupferkies III;
- 19% als Komponente der Mitterberger Pyrite I (mit Zonenbau);
- 10% als Komponente des Ullmannit.

2. Millerit

Millerit mit hoher Anisotropie und lichtgelber Farbe tritt in der Mitterberger Lagerstätte in drei Formen auf:

- a) als azsendente BildungAnteil 83%
- b) als deszendente BildungAnteil 1%
- c) als hydrothermales UmwandlungsproduktAnteil 16%

Azsender Millerit I mit oft deutlicher Spaltbarkeit nach (1011) sitzt älteren Mineralien, wie Pyrit I (mit Zonenbau) und Gersdorffit I, auf und wird vom Kupferkies II verdrängt (Abb. 20).

Auch Millerite, die unter hydrothermalen Bedingungen aus Pentlanditen entstanden, wurden beobachtet. Solche Millerite treten strahlig, büschelig oder in Form von gekrümmten Nadeln im Kupferkies II auf oder bilden Millerit-Säume an den Pentlanditen (Abb. 21). RAMDOHR (1960) beschreibt ebenfalls solche Umwandlungen beim Millerit-Vorkommen in Bellnhausen bei Marburg.



Abb. 20: Vergr. 40 \times . Azsender Millerit (weiß) umschließt Pyrit (grau mit Relief) und sitzt dem Gersdorffit (grau) auf, der sich als Saum am Quarz (schwarz) hinzieht. Kupferkies (leicht hellgrau) verdrängt die anwesenden Minerale, außer Quarz.

Die feinen, netzartigen Einlagerungen von Millerit in Maucherit lassen ebenfalls auf Umwandlungen schließen. Wie die Relikte von Gersdorffit zeigen, wird hier Gersdorffit in Millerit + Maucherit umgewandelt.



Abb. 21: Vergr. $80\times$. Pentlandit (hellgrau) stößt an ein Pyritkorn (weiß). Die dem Kupferkies (grau) zugekehrten Pentlandit-Spitzen führen weiße Millerit-Säume. Diese Millerit-Säume sind unter hydrothermalen Bedingungen in Millerite umgewandelte ehemalige Pentlandite.

Während eine Umwandlung von Gersdorffit in Millerit + Maucherit in der Literatur nicht beschrieben wird, ist die Umwandlung von Pentlandit in Millerit bekannt. RAMDOHR (1960) beschreibt Millerit des Merensky-Reefs, der unter hydrothermalen Bedingungen zusammen mit Pyrit aus Pentlandit entstanden ist. Desgleichen wurde Millerit von SCHNEIDERHÖHN (1929) als hydrothermales Zersetzungsprodukt von Pentlandit beobachtet.

Deszendenter Millerit, nur in geringen Teufen, sitzt in schönen Nadeln, bis zu 3 cm lang, Drusenräumen auf. Er hat keine wirtschaftliche Bedeutung.

3. Pentlandit

Pentlandit I, in Gesellschaft von Pyrit I (mit Zonenbau), Gersdorffit-Ullmannit I und Magnetkies I, begleitet in derben Massen die Salbänder der Mitterberger Gänge. Seine Ränder und Säume bestehen, wie schon oben besprochen, in der Regel aus Millerit. Pentlanditflammen im Magnetkies (RAMDOHR 1960) konnten nicht beobachtet werden; vielmehr liegen beide Minerale in getrennten Körnern nebeneinander. Eine nachträgliche Umwandlung von Magnetkies in Pentlandit unter Zufuhr von Ni wurde nicht festgestellt.

4. Maucherit

Maucherit I mit Millerit-Einlagerungen, tritt an den Salbändern der Erzgänge auf. Er wird vom Kupferkies II verdrängt.

Im derben Kupferkies selbst konnte er nicht beobachtet werden. Sein Begleiter ist Rotnickelkies I und seltener auch Skutterudit I.

5. Rotnickelkies

Rotnickelkies I, meist kataklastisch zerbrochen, zeigt undulöse Auslöschung auf Grund subparalleler Verwachsungen (RAMDOHR, 1960). Paramorphosen nach Maucherit oder gegenseitige Verdrängungen von Rotnickelkies und Maucherit konnten nicht beobachtet werden. Der Gehalt der Lagerstätte an Rotnickelkies ist sehr gering, so daß keine weiteren Aussagen gemacht werden können.

6. Skutterudit

Ähnlich den Pyriten I (mit Zonenbau) und den Gersdorffit-Ullmanniten I sind die Mitterberger Skutterudite I aus mehreren Komponenten aufgebaut. Ätzversuche mit konz. HNO_3 und FeCl_3 ließen mindestens drei Komponenten erkennen:

- a) Die Außenpartien bildet eine isotrope, helle, zinnweiß erscheinende Komponente (Abb. 22) in zonarer Anordnung. Sie ist der Träger der

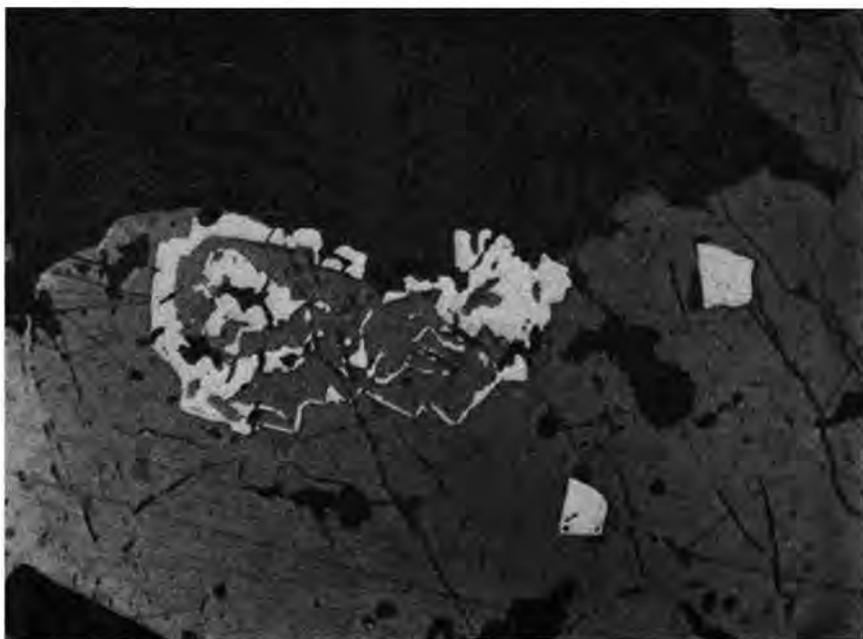


Abb. 22: Vergr. $60\times$. Die resistente Chloanthit-Komponente (weiß) ist noch erhalten, während die Komponenten Weißnickelkies und Speiskobalt vorwiegend durch Kupferkies (grau) und daneben auch von Quarz (schwarz) verdrängt wurden.

Kristallform (RAMDOHR 1960) und verhält sich äußerst resistent sowohl gegen Ätzung als auch gegen Verdrängung durch Kupferkies. Diese Außenpartie umschließt die beiden anderen Komponenten.

- b) Diese Komponente ist ebenfalls hell, aber dennoch ein wenig matter als die Außenpartie. Sie zeigt keine zonare Anordnung und bildet die Grundmasse des Skutterudit-Kerns. Nur ganz schwache Anisotropieeffekte waren zu beobachten.
- c) In der Grundmasse der Komponente b) liegt gesetzlos eingebettet eine etwas dunklere, im Vergleich zu den Komponenten a und b leicht rötlich erscheinende Komponente, mit schwachen Anisotropieeffekten.

Im Gegensatz zur a-Komponente sind die Komponenten b und c weder besonders resistent gegen Ätzung, noch gegen Verdrängung durch Kupferkies oder Fahlerz. Es entstehen Verdrängungsrelikte, wie sie die Abb. 22 zeigt.

FLÖRKE (1923) beschreibt Nickelminerale, die ähnliche Zusammensetzung zeigen. Übertragen auf die Mitterberger Vorkommen ist die

a-Komponente mit Chloanthit

b-Komponente mit Weißnickelkies (Rammelsbergit)

c-Komponente mit Speiskobalt

zu bezeichnen.

Wegen der röntgenographischen Zusammengehörigkeit faßt RAMDOHR (1960) diese drei Minerale als Skutterudit zusammen wobei

Chloanthit der Hauptkomponente,

Weißnickelkies der Komponente I,

Speiskobalt der Komponente II,

entsprechen würde.

7. Glanzkobalt

Glanzkobalt I tritt in sehr geringen Anteilen mit Skutterudit I auf. Er scheint in den Mitterberger Erzgängen den Gersdorffit zu vertreten; denn niemals konnten sie gemeinsam beobachtet werden. Auch der Wechsel von Kobalt- und Nickelblüte an den Erzstößen bestätigt diese mikroskopische Beobachtung.

Glanzkobalt ist, was die Idiomorphie und Kataklyse betrifft, dem Pyrit ähnlich. Sein schlechtes Polierverhalten und seine Anisotropieeffekte lassen ihn aber deutlich gegen Pyrit und Arsenkies unterscheiden. Wie Gersdorffit I bevorzugt auch Glanzkobalt I die Salbänder der Gänge und wird von Kupferkies II verdrängt.

314 Die Blei-, Zink- und Quecksilber-Minerale

1. Bleiglanz

Bleiglanz II, allotriomorph, mit typischer Spaltbarkeit // (100) und dreieckigen Ausbrüchen ist im Mitterberger Hauptgang eine mineralogische Seltenheit; im Buchberggang dagegen erreicht er schon teilweise Anteile bis zu 1% des Erzinhalt und ist dann meist mit Zinkblende vergesellschaftet.

2. Zinkblende

Zinkblende II in Form von Zinkblendesternchen wurde beim Kupferkies II besprochen. Daneben tritt sie gemeinsam mit Bleiglanz im Buchberggang auf. Die Verwachsungen zeigen dieselben Bilder, wie sie hinreichend aus Blei-Zink-Paragenesen bekannt sind.

3. Zinnober

Zinnober in feinen Kluftausfüllungen kann als mineralogische Seltenheit, besonders in Lagerstättenbereichen, in denen Fahlerz vorherrscht, beobachtet werden.

315 Die oxydischen Minerale

1. Hämatit — Magnetit

Magnetite, die durchschnittlich 2·1 Gew.-% TiO_2 führen, treten am Kontakt „Diabas“-Erzgang und in den obersten Teufen des Mitterberger Hauptganges auf. Während die Magnetite am Kontakt „Diabas“-Erzgang durch Kontaktmetamorphose aus Fe-führenden Karbonaten (Ankeriten) entstanden sein dürften, war in den obersten Teufen des Mitterberger Hauptganges ein mehrmaliger Wechsel von Martitisierung und Magnetisierung zu beobachten. Wie aus den Schliffbildern zu ersehen war, entstanden offensichtlich aus Ankeriten zuerst Magnetite, diese wurden fast vollständig martitisiert und anschließend wurden die schön ausgebildeten Hämatitleisten teilweise wieder magnetitisiert.

Die Assoziation Hämatit — Magnetit wird von Kupferkies III und vom jungen Ankerit verdrängt (Abb. 23 und Abb. 24).

2. Quarz

Quarz tritt im Gesamtbereich der Mitterberger Lagerstätte auf. Neben der unterschiedlich starken Verkieselung der Nebengesteine sind in den Gangbereichen zwei Quarztypen zu unterscheiden:

- I. Ein schmutzigweißer Quarz II von feinkristalliner Beschaffenheit und feinmuscheligen Bruch;
- II. ein großkristalliner, glasiger Quarz III mit glattem Bruch.

Im Gegensatz zum Quarz III zeigt der Quarz II unter dem Mikroskop undulöse Auslöschung.

316 Arsenkies

Folgende Arsenkiesformen konnten beobachtet werden:

- a) Arsenkieskristalle — bis zu 5 cm lang — von rhombischem Habitus, in tektonisch stark beanspruchten serizitischen Tonschiefern;
- b) Arsenkies I als Komponente der Pyrite I (mit Zonenbau) wurde schon oben besprochen;

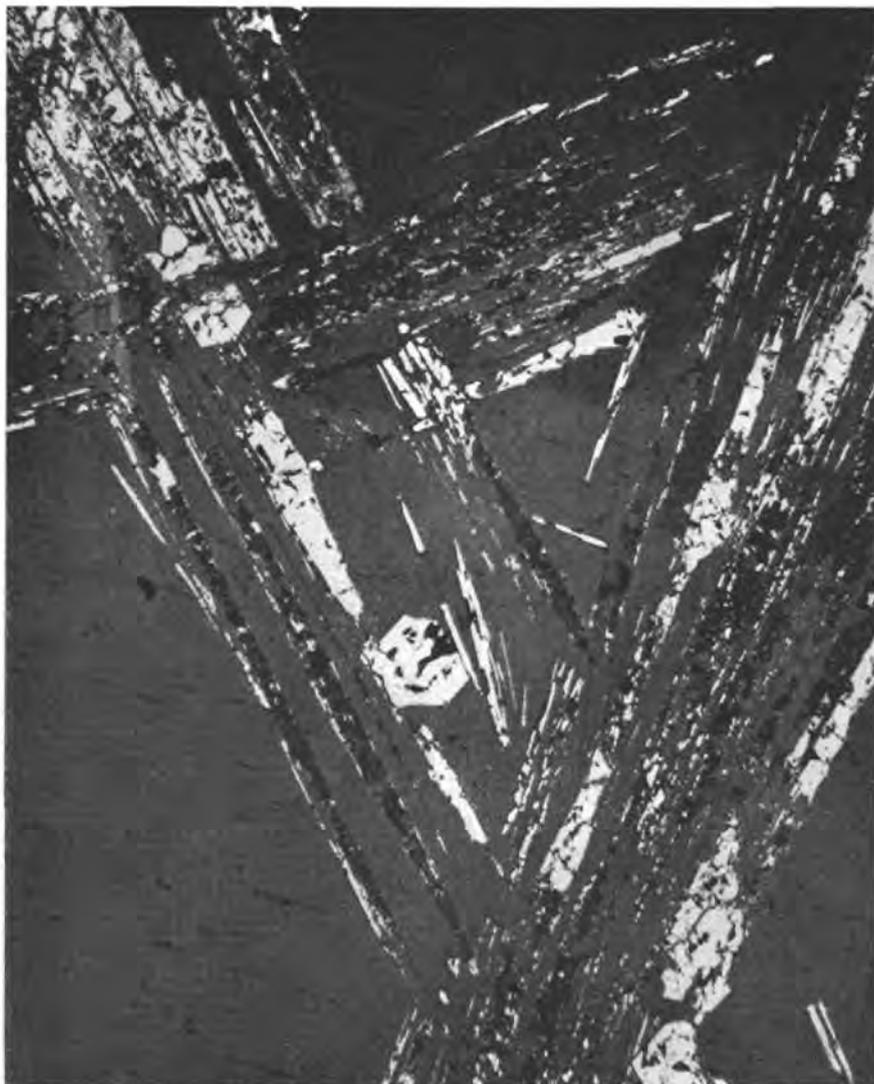


Abb. 23: Vergr. $40\times$. Durch Martitisierung entstandener Hämatit (weiß) wird von Kupferkies (grau) verdrängt.

- c) Idiomorphe Arsenkieskörner, in keiner Weise zerbrochen, schwimmen wie die Pyrite III im Kupferkies III; relativ selten beobachtet;
- d) Massiges Auftreten von Arsenkies mit Kataklyseerscheinungen und nachträglichem Verkitten durch Kupferkies und Quarz (vorwiegend im Buchberggang beobachtet);
- e) Arsenkies, nadelförmig und orientiert (vorwiegend im Südrevier).

Analysenergebnisse und mikroskopische Beobachtungen an den Mitterberger Arsenkiesen ließen keine Abweichungen von den Literaturangaben (RAMDOHR 1960) erkennen.

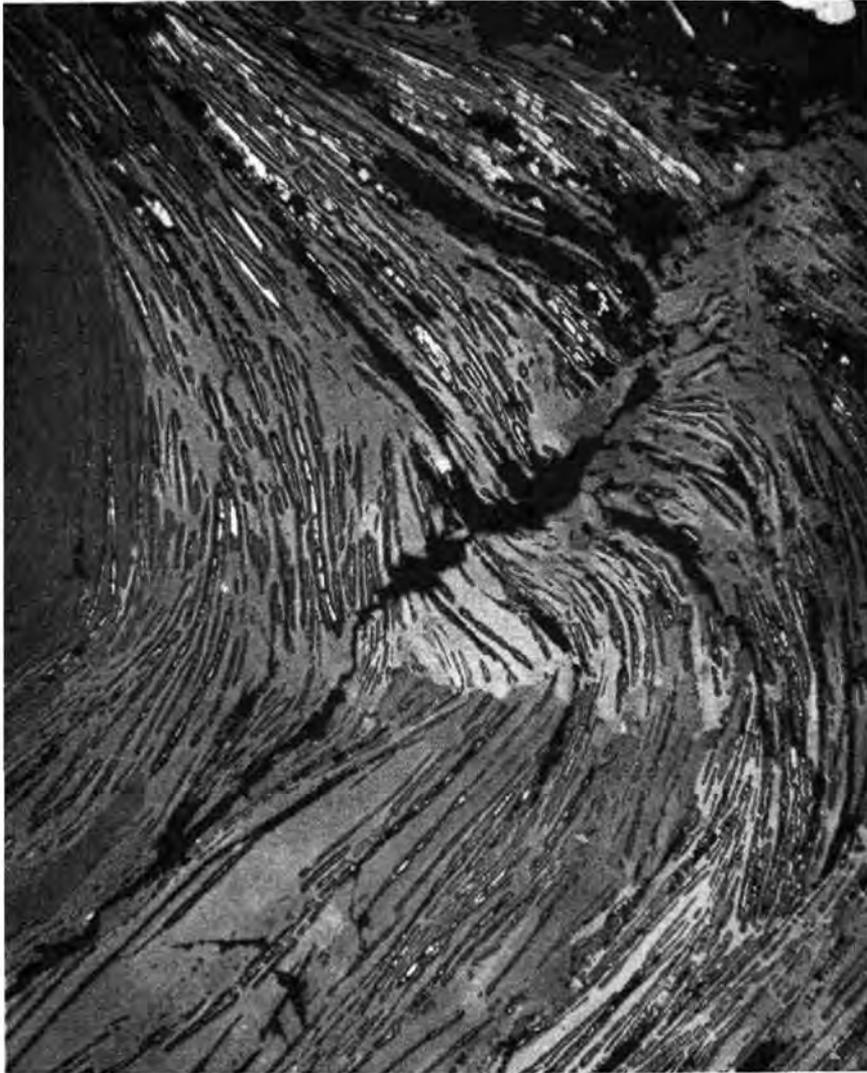


Abb. 24: Vergr. $40\times$. Durch Martitisierung entstandener Hämatit (weiß) wird von Ankerit verdrängt. Die Hämatitleisten sind deformiert.

317 Gold

Gediegen Gold, in feinen Pünktchen (Durchmesser $1-3\ \mu$), unregelmäßig im Kupferkies II verteilt, wurde nur in den oberen Teufen der Erzgänge festgestellt. Der Gehalt beträgt mitunter bis zu $1.5\ \text{g/t}$ Haufwerk. Weiterhin ist Gold dem Fahlerz eingelagert (BÖHNE 1931).

318 Ankerit, Siderit und Limonit

Der Ankerit ist wie der Quarz ebenfalls in allen Bereichen der Lagerstätte anzutreffen. Im Buchberggang, im Südevier und in den tieferen Teufen des Mitterberger Hauptganges tritt er mengenmäßig gegenüber Quarz zurück, in den oberen Teufen des Mitterberger Hauptganges ist er dagegen das vorherrschende Gangmineral. Altersmäßig gliedern sich die Ankerite in Ankerit II und Ankerit III.

68 chemische Analysen von (älteren) Ankeriten II ergaben, daß sie sehr unterschiedlichen Chemismus haben und zwar von fast reinen FeCO_3 — bis zum CaCO_3 — reichen Ankerit (Abb. 25). Besonders in den oberen Teufen steht FeCO_3 -reicher Ankerit II als Gangmineral an, während in den tieferen Teufen CaCO_3 und MgCO_3 zunehmen. Bei den (jüngeren) Ankeriten III dagegen (21 Analysen) ist der FeCO_3 -Gehalt in allen Teufen niedriger und konstant (Abb. 25).

Weiterhin wird noch auf die Eisenerzstöcke hingewiesen, die über Tage im Bereich der Grauwackenzone, also auch in der Nähe der Ausbisse der Mitterberger Kupferkiesgänge anstehen. Diese führen Siderit, Rubinglimmer und Limonit. Diese Minerale gehören nach HEISSEL nicht zur Genese der Mitterberger Kupferkiesgänge.

Abschließend sei noch erwähnt, daß von BÖHNE (1931) Fuchsit, Chlorit, Apatit, Albit, Schwerspat, Kalkspat und Zeolith als Minerale der Mitterberger Lagerstätte beschrieben werden.

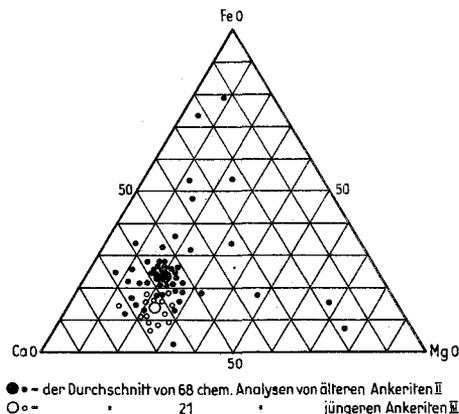


Abb. 25: Ergebnisse chemischer Analysen von Mitterberger Ankeriten (Werkanalysen).

Im Rahmen der Arbeit wird auf diese mineralogischen Seltenheiten nicht eingegangen.

319 Ergebnisse der Neubeschreibung der Einzelminerale

Die erzmikroskopische Neubearbeitung der Mitterberger Erzminerale brachte folgende Ergebnisse:

1. Im Gegensatz zu BÖHNE (1931), der einen „alten“ und einen „jungen“ Kupferkies beschreibt, konnte ich einen Hochtemperaturkupferkies von einem niedrigtemperiert-gebildeten Kupferkies unterscheiden.

Der Hochtemperaturkupferkies, der auch deformiert sein kann, dürfte auf Grund der Einschlüsse (Zinkblende, Magnetkies, Cubanit und Markasit) bei einer Bildungstemperatur von 250—300° C entstanden sein und ist auf Grund der Verdrängungsbilder älter als der niedrigtemperiert-gebildete Kupferkies, der keine Einschlüsse führt.

2. Im Gegensatz zu früheren Arbeiten konnte ich feststellen, daß nur ein Teil der Mitterberger Pyrite der chemischen Formel FeS_2 entspricht, während ein Anteil von 72% von den unter dem Mikroskop untersuchten Pyriten der chemischen Formel FeS_2 nicht entspricht. Diese von der chemischen Formel FeS_2 abweichenden Pyrite führen im zonaren Aufbau die Komponenten Pyrit, Gersdorffit, Arsenkies und Bravoit. Sie wurden daher von mir als Pyrite mit Zonenbau bezeichnet, um sie gegen die Pyrite mit der chemischen Formel FeS_2 abzugrenzen.

Während die Pyrite mit Zonenbau vom Hochtemperaturkupferkies verdrängt werden, also älter als dieser sind, treten die Pyrite ohne Zonenbau nur im niedrigtemperiert-gebildeten Kupferkies auf.

3. BÖHNE (1931) erkannte, daß der Gersdorffit eine Komponente führt. BÖHNE (1931) sprach diese als Chloanthit an.

Im Gegensatz hiezu konnte ich feststellen, daß es sich bei dieser Komponente um Ullmannit handelt.

4. An Mineralien, die in der früheren Literatur über die Mitterberger Lagerstätte noch nicht erwähnt sind, wurden Millerit, Maucherit und Skutterudit festgestellt. Altersmäßig entsprechen diese Mineralien dem Pyrit mit Zonenbau.

320 Verknüpfung der Einzelmineralien zu Vererzungs-generationen

321 Die Vererzungsgenerationen im Mitterberger Hauptgang

Auf Grund der Auswertung von Verdrängungsbildern, wie sie sich bei der erzmikroskopischen Untersuchung der Mitterberger Mineralien zeigten, konnte ich drei Vererzungsgenerationen feststellen (Abb. 8). Die Mineralien der Vererzungsgeneration I (Pyrit I [mit Zonenbau], Arsenkies I, Skutterudit I, Rotnickelkies I, Gersdorffit-Ullmannit I, Magnetkies I, Markasit I, Maucherit I, Pentlandit I, Millerit I) werden von den Mineralien der Vererzungsgeneration II (Hochtemperaturkupferkies II mit Zinkblende, Cubanit, Magnetkies, Markasit, Bleiglanz II, Ankerit II, Fahlerz II, Quarz II) verdrängt; ebenso verdrängen die Mineralien der Vererzungsgeneration III (Pyrit III, Arsenkies III, Kupferkies III, Ankerit III, Fahlerz III, Quarz III) die Mineralien der älteren Vererzungsgenerationen I und II.

Während die Vererzungsgeneration III durch den niedrigtemperiert-gebildeten Kupferkies III, durch den Pyrit III mit der chemischen Formel FeS_2 und durch den nicht undulösen Quarz III eindeutig gegen die älteren Vererzungsgenerationen I und II abgegrenzt werden konnte, ist eine solche Abgrenzung zwischen der Vererzungsgeneration I und II nicht restlos gesichert.

Es ist auffallend, daß in der Vererzungsgeneration I fast nur Ni-Mineralen ohne Kupferkies und ohne Gangarten, wie Ankerit und Quarz, anstehen, während in der Vererzungsgeneration II der Kupferkies und die Gangarten, aber ohne Pyrit, auftreten. Quarz und Pyrit als typische „Durchläufer-Mineralen“ und zum Teil auch Kupferkies und Ankerit, müßten sowohl in der Vererzungsgeneration I als auch in der Vererzungsgeneration II auftreten.

Im Bereich des Mitterberger Hauptganges muß es daher offen gelassen werden, ob nicht auch schon in der Vererzungsgeneration I Hochtemperaturkupferkies sowie Ankerit und Quarz zum Absatz kamen, weil es erzmikroskopisch unmöglich war, einen Hochtemperaturkupferkies II von einem wahrscheinlich anstehenden Hochtemperaturkupferkies I zu unterscheiden. Dasselbe trifft für Ankerit und Quarz sowie für Pyrit I und für einen eventuell möglichen Pyrit II zu.

Während also im Bereich des Mitterberger Hauptganges nicht sicher festgestellt werden konnte, ob der Hochtemperaturkupferkies II, der Ankerit II und der Quarz II nur auf die Vererzungsgeneration II beschränkt sind und nicht auch in der Vererzungsgeneration I vorkommen, ist dagegen die Existenz einer Vererzungsgeneration II gesichert. Umwandlungen von Pentlandit I in Millerit, wie sie von mir im Mitterberger Hauptgang häufig beobachtet wurden, kommen nach RAMDOHR (1960) nur unter hydrothermalen Einflüssen zustande, was beweist, daß die Vererzungsgeneration I bereits vorhanden war, als die Mineralien der Vererzungsgeneration II zum Absatz kamen.

322 Vergleichende Untersuchungen in genetisch nahestehenden Lagerstätten

Zur Klärung der Frage, ob der Hochtemperaturkupferkies II sowie der Ankerit II und der Quarz II nur der Vererzungsgeneration II oder teilweise auch der Vererzungsgeneration I angehören, wurden vergleichende Untersuchungen im Südrevier, im Buchberggang, in der Pyritlagerstätte Schwarzenbach bei Dienten und in der Fahlerzlagerstätte Röhrerbühl bei Kitzbühl durchgeführt. Außerdem wurde das annähernde Verhältnis (am Erzstoß) von Kupferkies : Pyrit ermittelt.

Das Südrevier zeigt wie der Mitterberger Hauptgang ebenfalls drei Vererzungsgenerationen, nur mit dem Unterschied, daß im Südrevier der Gersdorffit-Ullmannit fast gänzlich durch Glanzkobalt ersetzt wird. Weiterhin beträgt das durchschnittliche Verhältnis (am Erzstoß) von Kupferkies : Pyrit = 5 : 1 wie im Mitterberger Hauptgang.

Im Gegensatz zum Mitterberger Hauptgang und zum Südrevier, in denen drei Vererzungsgenerationen festgestellt werden konnten, ist das paragenetische Bild im Buchbergrevier andersartig.

Auffallend ist der hohe Pyritgehalt des Buchbergganges; das Verhältnis Kupferkies : Pyrit beträgt dort 1 : 1. Umwandlungen von Pentlandit in Millerit, wie sie im Mitterberger Hauptgang so häufig vorkommen, konnte ich an Erzen des Buchbergganges unter dem Mikroskop nicht beobachten; außerdem scheint auch das Fahlerz zu fehlen. Während im Mitterberger Hauptgang der Hochtemperaturkupferkies II die Mineralien der Vererzungs-

generation I verdrängt, trifft dies im Buchberggang nicht zu, obwohl Hochtemperaturkupferkies ansteht. Als verdrängender Kupferkies tritt nur der Kupferkies III auf.

Vergleichsanalysen aus der Pyritlagerstätte Schwarzenbach bei Dienten (westlich von Mühlbach) zeigten dieselbe Paragenese wie der Buchberggang; auch dort ist das Verhältnis Kupferkies : Pyrit annähernd 1 : 1.

Neben den paragenetischen Unterschieden zwischen dem Mitterberger Hauptgang und dem Südrevier einerseits und dem Buchberggang und der Pyritlagerstätte Schwarzenbach bei Dienten andererseits zeigt der Bertagang (Abb. 7) wiederum eine abweichende Paragenese.

Der Bertagang führt vorwiegend Fahlerz mit Skutterudit und gediegen Gold neben geringen Anteilen an Kupferkies sowie an Pyrit. Vergleichsuntersuchungen in der Fahlerzlagerstätte Röhrerbühl bei Kitzbühel ergaben nahezu die gleiche Paragenese; auch das Verhältnis Kupferkies : Pyrit = 8 : 1 trifft sowohl für den Bertagang als auch für die Fahlerzlagerstätte Röhrerbühl zu.

Aus den vergleichenden Untersuchungen muß der Schluß gezogen werden, daß die Vererzungsgeneration I des Mitterberger Hauptganges nicht allein nur Pyrit und seine Begleiter förderte und die Vererzungsgeneration II nur Kupferkies mit Gangarten brachte, sondern daß die Vererzungsgeneration I vorwiegend Pyrit mit Begleitmineralien neben geringen Anteilen an Kupferkies zum Absatz brachte und daß die Vererzungsgeneration II vorwiegend aus Kupferkies neben geringen Pyritanteilen bestand.

Im Buchberggang scheint nur die Vererzungsgeneration I auskristallisiert zu sein, während die Vererzungsgeneration II fehlt. Dasselbe gilt auch für die Pyritlagerstätte Schwarzenbach bei Dienten.

Bei der Vererzungsgeneration II kann wiederum unterschieden werden zwischen einer kupferkies-reichen und einer fahlerz-reichen Vererzungsgeneration II. Die letztere entspricht der des Bertaganges im Nordrevier und des Röhrerbühler-Gangzuges, die erstere der des Mitterberger Hauptganges.

323 Die Hämatit-Magnetit-Paragenese

Charakterisierend für die Hämatite-Magnetite ist:

1. Die Hämatite-Magnetite sind altersmäßig jünger als die Minerale der Vererzungsgeneration II und älter als die der Vererzungsgeneration III (Abb. 23, 24).
2. Neben Magnetit am Kontakt „Diabas“-Erzgang, treten Hämatite-Magnetite nur in der obersten Teufe des Mitterberger Hauptganges auf.

Ist schon die altersmäßige Stellung der Hämatit-Magnetit-Paragenese zwischen der Vererzungsgeneration II und der Vererzungsgeneration III bemerkenswert, so ist noch auffallender, daß diese Paragenese nur in den obersten Teufen des Mitterberger Hauptganges zum Absatz kam und nicht auch ihre Spuren in tieferen Teufen — abgesehen von Bereichen, in denen Diabasgänge die Erzgänge durchsetzen — hinterließ.

BÖHNE (1931) stellt die Hämatit-Magnetit-Paragenese in die junge Querganggruppe. Die Entstehung dieser Paragenese erklärt BÖHNE (1931) einmal durch Einwirkung deszendenter salziger Lösungen und andererseits beruft sich BÖHNE (1931) auf HUTTENLOCHNER (1925), der die Entstehung der Hämatit-Magnetit-Paragenese auf einen Reduktionsvorgang zurückführt. Dieser Reduktionsvorgang wurde nach HUTTENLOCHNER (1925) von aufsteigenden sulfidisch-arsenidischen Erzlösungen sowie von den durch die alpine Tektonik bedingten Temperatur- und Drucksteigerungen begünstigt.

Beide Deutungen befriedigen nicht. Die deszendente Deutung von BÖHNE (1931) klärt nicht die Entstehung des Magnetits, der von mir in den obersten Teufen neben dem Hämatit festgestellt wurde. Außerdem bleibt offen, warum nicht auch der Ankerit III, der eindeutig den Hämatit sowie den Magnetit umschließt, in Hämatit umgewandelt wurde. Bei der Deutung nach HUTTENLOCHNER (1925) ergibt sich die Frage, warum der Reduktionsvorgang nur auf die obersten Teufen beschränkt sein soll, während doch die sulfidisch-arsenidischen Erzlösungen sowie die alpine Tektonik auch in tieferen Teufen gewirkt haben. Es müßten also auch in tieferen Teufen Hämatite anstehen.

KARL (1953) kam bei der Untersuchung des Verhältnisses „Diabas“ : Vererzung zu dem Ergebnis, daß die Platznahme dieses Ganggesteines zwischen zwei Vererzungsphasen erfolgte. Dieses Ergebnis kann ich bestätigen, denn der Diabas durchsetzt die Vererzungsgenerationen I und II, während die Vererzungsgeneration III den Diabas durchsetzt (Abb. 26).

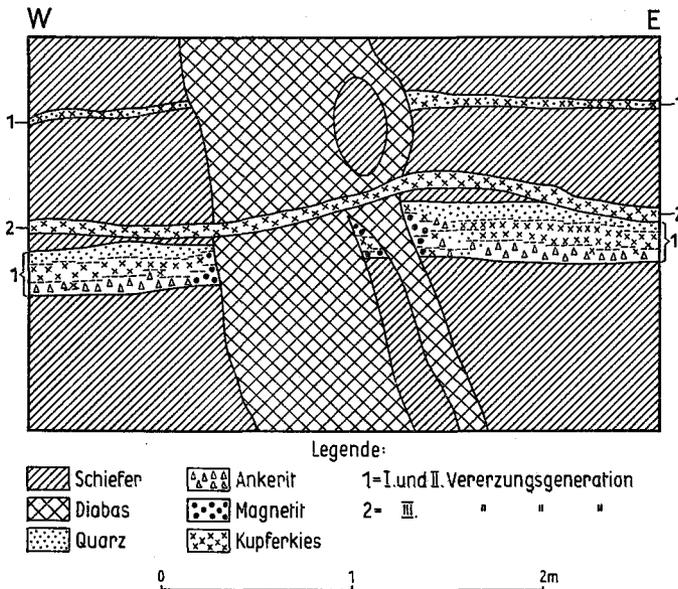


Abb. 26: Gegenseitiges Durchsetzen von Diabas- und Erzgängen im Bereich $\frac{1}{2}$ 7. — 6. Sohle, Mitterberger Hauptgang, 870 m westlich vom Westschacht. (Gangbild am nördlichen Ulm, Erzgänge: EW/70 S, Diabasgang: 10 E/80 E.)

Weiterhin stellte KARL (1953) im Rahmen dieser Untersuchungen fest, daß es in den Kreuzungsbereichen Diabas : Erzgang zu Magnetitbildungen und zwar sowohl im Erzgang als auch im Diabas kam. Diese Magnetite sind an Karbonatholoblasten gebunden. Auch dieses Ergebnis von KARL (1953) kann ich bestätigen, allerdings mit der Einschränkung, daß ich nur dann Magnetite beobachten konnte, wenn der Diabas die Vererzungsgeneration I und die Vererzungsgeneration II durchsetzt; die Magnetite dagegen fehlen, wenn die Vererzungsgeneration III den Diabas durchsetzt.

Diese Beobachtungen lassen den Schluß zu, daß die Magnetite durch Kontaktumwandlung aus Karbonaten der Gangart entstanden sind.

Übertragen auf die Hämatit-Zone, in der die Hämatite ebenfalls aus den Magnetiten (Abb. 23 und Abb. 24) entstanden sind, war anzunehmen, daß auch diese Magnetite durch mögliche Deckenergüsse, deren Zufuhrkanäle die Diabasgänge waren, gebildet wurden. Während in den tieferen Teufen des Mitterberger Hauptganges in den Bereichen der Diabasintrusionen die Fe-führenden Gangkarbonate (Ankerit) nur in Magnetit umgewandelt wurden, bestand die Vermutung, daß es in den obersten Teufen des Mitterberger Hauptganges nicht nur zu einer Umwandlung im Magnetit, sondern zusätzlich zu einer Erhitzungsmartitisierung in oxydischer Atmosphäre kam, sodaß sich in diesem obersten Bereich des Mitterberger Hauptganges sogleich aus Magnetiten Hämatite bilden konnten. Bekannt sind solche Bildungen in Bereichen von Lavaströmen und in Schlacken von Hochöfen; auch RAMDOHR (1960) weist auf solche Umwandlungen hin.

Diese Vermutung konnte aber nicht bewiesen werden, weil einerseits weder im Hangenden der Hämatit-Zone Deckenergüsse festgestellt werden konnten und andererseits es unwahrscheinlich ist, daß die Temperaturen, die für die Umwandlung von eisenführenden Ankeriten in Magnetite nötig sind, bis zu 60 m Teufe (seigere Höhe der Hämatit-Zone) hinabgereicht haben.

Es muß daher offen gelassen werden und einer späteren Bearbeitung vorbehalten bleiben, wie die Bildung der Magnetit-Hämatite in den obersten Teufenzonen erfolgte und warum die Magnetite-Hämatite nur in der obersten Teufenzone und nicht schon in einer tieferen Zone zum Absatz kamen.

324 Ergebnisse aus der Verknüpfung der Einzelminerale zu Vererzungsgenerationen

Hinsichtlich der Verknüpfung der Einzelminerale zu Vererzungsgenerationen wurden folgende Ergebnisse erzielt:

1. Im Gegensatz zu BÖHNE (1931), der eine ältere Ganggruppe mit vier verschiedenen alten Generationen und eine junge Querganggruppe mit drei Paragenesen unterscheidet, konnte ich drei verschieden alte Vererzungsgenerationen feststellen.

Die Vererzungsgeneration I (älteste) führt vorwiegend Nickelminerale, die als Nickelsulfide und als Nickelarsenide vorliegen, wobei selbst der Pyrit sehr stark nickelführend ist (Pyrit mit Zonenbau).

Die Vererzungsgeneration II (jünger), die sich nur deshalb gegenüber der Vererzungsgeneration I als zeitlich jünger erwies, weil unter

Werden im Mitterberger Hauptgang die nachgewiesenen Vorkommen von Hämatit verbunden, so ergibt das eine „Hämatit-Zone“, die nach Westen einschiebt (Abb. 28). Parallel zu ihr schieben die in gleicher Weise festgestellten Zonen ein, die sich aus der jeweiligen Verbindung der Vorkommen von Maucherit, Millerit und „zonare Pyrite“ ergeben und entsprechend Maucherit-Zone, Millerit-Zone und „zonare Pyrit“-Zone genannt werden.

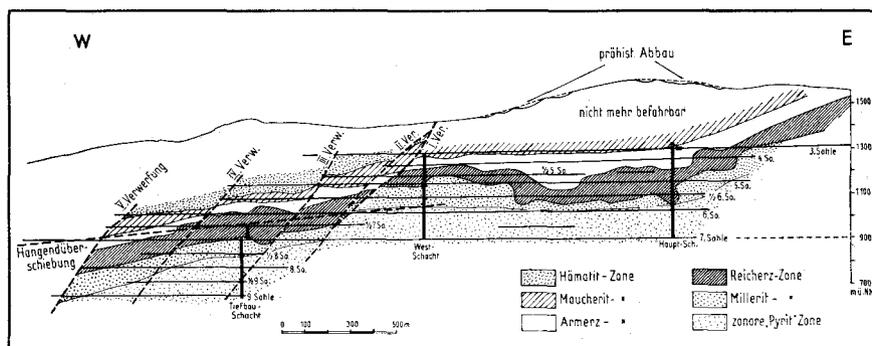


Abb. 28: Die Zonen des Mitterberger Hauptganges.

Weiterhin wurde eine Abgrenzung einer Reicherz- gegen eine Armerz-Zone vorgenommen, die auf unterschiedlichem Kupferkiesgehalt basiert.

Aus Abb. 27 sind das Auftreten und das mengenmäßige Vorkommen in den Zonen zu entnehmen; die Abgrenzung und das Einschieben der Zonen sind aus Abb. 28 zu ersehen.

331 Hämatit-Zone

Die Hämatit-Zone ist über Tage durch die Ausbisse und in der Teufe von der Maucherit-Zone begrenzt. Im Westfeld, in dem der Mitterberger Hauptgang nicht mehr bis über Tage durchsetzt, ist das Auftreten von Hämatit ein sicheres Zeichen dafür, daß der Gang in Richtung Firste sich bald dem Ausgehenden nähert.

Obwohl in dieser Zone alle drei Vererzungsgenerationen anstehen, ist auffallend, daß die Minerale der Vererzungsgeneration I mengenmäßig sehr zurücktreten. Während „zonare Pyrite“ und Maucherit, sowie Skutterudit und Rotnickelkies ganz fehlen, sind Gersdorffit-Ullmannit nur selten anzutreffen.

Kupferkies der Vererzungsgeneration II dagegen ist reich vorhanden. Außerdem führt dieser Kupferkies auch gediegen Gold (bis zu max. 1,5 g/t Haufwerk). Hämatit ist im allgemeinen das jüngste Mineral dieser Zone, außer es stehen Minerale der Vererzungsgeneration III an, die dann als aktive Verdränger auftreten (Abb. 23, 24). Auffallend in der Hämatit-Zone ist weiterhin, daß deszendente Minerale kaum angetroffen werden. Kupferglanz und Malachit aus dieser Zone stammen von älteren Funden.

332 Maucherit-Zone

Diese Zone ist charakterisiert durch den hervorstechenden Maucherit-Gehalt, der bis zu 0,8—1,0% des Haufwerkes beträgt. Außerdem führt diese Zone in geringen Anteilen Rotnickelkies und Skutterudit. Auch hier ist der Gersdorffit-Ullmannit-Gehalt verschwindend gering, sodaß die in dieser Zone anstehenden Nickel-Mineralen fast ausschließlich als Nickelarsenide vorliegen. Im Vergleich zur Hämatit-Zone ist der Kupferkiesgehalt abnehmend, abgesehen von lokalen Anreicherungen, die aber dann vorwiegend aus Kupferkies der Vererzungsgeneration III bestehen.

In diesem Zusammenhang sei auch darauf hingewiesen, daß der Kupferkies der Vererzungsgeneration II mengenmäßig konstant gleichbleibend über größere Flächenerstreckungen anhält, während es eine charakteristische Eigenschaft des Kupferkieses der Vererzungsgeneration III ist, sporadisch und dann in großen Mengen aufzutreten. Diese Eigenschaft des Kupferkieses der Vererzungsgeneration III wurde in allen Teufenbereichen des Mitterberger Hauptganges festgestellt, besonders aber in den oberen und mittleren Teufenlagen.

333 Armerz-Zone

Abgesehen von lokalen Anreicherungen von Mineralien der Vererzungsgeneration III führt die Armerz-Zone nur in geringen Mengen Kupferkies, Pyrit und Gersdorffit-Ullmannit. Diese mineralarme Zone wird von weißen, quellfähigen Phylliten begleitet, die besonders schön ausgebildete Arsenkies-Kristalle führen.

Noch in jüngeren Bergbauberichten wurde angenommen, daß die Lagerstätte an dieser Zone gegen die Firste hin begrenzt sei, weil nach herrschender Ansicht die quellfähigen Phyllite den azendenten, hydrothermalen Lösungen den Weg versperrt haben sollten. HIESLEITNER sprach noch 1950 in einem betriebsinternen Gutachten diese Zone als „Stauhorizont“ an, was sehr nahe lag, weil die in die Teufe anschließende Zone sehr gut erzführend ist. Auch BÖHNE (1931) beschrieb eine solche Armerzzone und erwähnte ihr westliches Einschieben.

Die Aufschlüsse in jüngster Zeit erbrachten, daß im Bereich der Armerz-Zone tatsächlich auffallend geringe Mengen an Erzen zum Absatz kamen und daß darüber hinaus diese Zone tektonisch besonders stark zerquetscht und verdrückt ist. Begrenzt wird allerdings der Mitterberger Hauptgang durch diese Zone nicht, wie die darüberliegenden Hämatit- und Maucherit-Zonen beweisen.

334 Reicherz-Zone

Der Reichtum an Kupferkies (8—10% am Erzstoß) dominiert in dieser Zone; Gersdorffit-Ullmannit sind mit durchschnittlich 0,8% und Pyrit mit 0,2—0,3% am Erzstoß vertreten. Die obere Teufe dieser Zone ist charakterisiert durch Gersdorffit-Ullmannit-Reichtum (6—7% am Erzstoß).

Der Kupferkies gehört im allgemeinen der Vererzungsgeneration II an; in besonders edlen Gangpartien dagegen tritt neben dem Kupferkies

der Vererzungsgeneration II auch Kupferkies der Vererzungsgeneration III in sehr unterschiedlichen Mengen auf.

Weiterhin ist in dieser Zone schon eine deutliche Abnahme der karbonatischen Gangart festzustellen, während der Quarz mengenmäßig zunimmt.

335 Millerit-Zone

Gersdorffit-Ullmannit sind in dieser Zone fast ganz durch Millerit ersetzt (Millerit durchschnittlich 0.2—0.3% am Erzstoß). Der Gehalt an Pyrit, besonders der des „zonaren Pyrit“, steigt an (durchschnittlich 0.8%), während der des Kupferkieses fällt. Die Mengenanteile an Karbonat und Quarz sind etwa gleich.

336 „Zonare Pyrit“-Zone

Das Verhältnis Karbonat : Quarz verschiebt sich in dieser Zone weiterhin zu Gunsten des Quarzes. In derselben Weise tritt auch Kupferkies mengenmäßig noch weiter zurück, während die „Pyrite“ zunehmen.

Die Assoziation Gersdorffit-Ullmannit existiert nicht mehr, dafür herrschen die „zonaren Pyrite“ (durchschnittlich 6% am Erzstoß) in dieser Zone vor.

337 Teufenunterschied im Mitterberger Hauptgang

Die Teufenunterschiede im Mitterberger Hauptgang sind durch die sechs Zonen vorgezeichnet.

Chemisch gliedern sich die Teufenunterschiede vom Ausbiß des Mitterberger Hauptganges bis zur tiefsten geologischen Teufe in eine Fe-reiche Zone, in eine Arsenid-, Arsenidsulfid-, Sulfid- und in eine Arsenidsulfidzone, wobei die letztere sich von der ersten Arsenidsulfidzone durch die Art der Verwachsung und durch den größeren Anteil an Fe gegenüber Ni unterscheidet.

Darüberhinaus steigt bei zunehmender Teufe der Quarzgehalt an, während die karbonatische Gangart abnimmt.

338 Lateraler Unterschied im Mitterberger Hauptgang

Ein lateraler Unterschied im Mitterberger Hauptgang ist durch das Einschieben der sechs Zonen nach Westen gegeben.

Das Einschieben der sechs Zonen in den durch vier Hauptverwürfe gegliederten Bereichen ist aus Abb. 29 zu ersehen. Dabei herrschen im Bereich I die W-fallenden Verwürfe stark vor, im Bereich III die E-fallenden, während in den übrigen Bereichen E- und W-fallende in annähernd gleicher Zahl auftreten.

Die Bereiche II, IV und V zeigen somit etwa das ursprüngliche, durch Störungen am geringsten veränderte Einschieben, das „primäres Eintauschen“ genannt werden soll.

Das zusätzlich steilere Einschieben nach Westen, das durch W-fallende Verwürfe verursacht wird, soll, im Gegensatz zum „primären Eintauchen“, „sekundäres Eintauchen“ genannt werden.

Während das „primäre Eintauchen“ nach Westen im Mitterberger Hauptgang 5° beträgt, konnte ein „sekundäres Eintauchen“ von 6.5° durch Konstruktion nachgewiesen werden. 4.4° oder 170 m entfallen davon nach Berechnung und Konstruktion auf die Gesamtverwurfshöhe des I., II., III. und IV. Hauptverwurfes, der Rest (2.1°) auf W-fallende Verwürfe mit kleineren Verwurfshöhen.

„Primäres und sekundäres Eintauchen“ müssen besonders bei Untersuchungsarbeiten scharf getrennt werden, weil das „primäre Eintauchen“ konstant bleibt, während das „sekundäre Eintauchen“ sich ändern kann.

Bereich	Einschieben der 6 Zonen nach Westen
I östlich des I. Hauptverwurfes	$10,4^\circ$
II zwischen I. und II. Hauptverwurf	$5,3^\circ$
III zwischen II. und III. Hauptverwurf	$2,7^\circ$
IV zwischen III. und IV. Hauptverwurf	$6,0^\circ$
V westlich des IV. Hauptverwurfes	$4,0^\circ$

Abb. 29: Einschieben der 6 Zonen in den durch 4 Hauptverwürfe gegliederten Bereichen.

339 Ergebnisse der erzmikroskopischen Kartierung

Die erzmikroskopische Kartierung des Mitterberger Hauptganges führte zu folgenden Ergebnissen:

1. Auf Grund von Mineralien, die nur in einer bestimmten Teufenlage auftreten, konnte ich den Mitterberger Hauptgang in sechs Zonen untergliedern. An die Hämatit-Zone, die teilweise über Tage ausbeißt, schließen in Richtung Teufe die Maucherit-, Armerz-, Reicherz-, Millerit- und als unterster Teufenbereich die „zonare Pyrit“-Zone an.

Ein primärer Teufenunterschied im klassischen Sinne liegt nicht vor, wohl aber dürfte diese Zonengliederung des Mitterberger Hauptganges in Zukunft die Untersuchungsarbeiten unter Tage erleichtern.

2. Weiterhin konnte ich feststellen, daß die Zonen im Durchschnitt mit 11.5° nach W in die Teufe einschieben. Nach Abzug der Verwurfshöhen der W-fallenden Verwürfe (sekundäres Eintauchen) kam ich zu dem Ergebnis, daß die Zonen schon in ihrer primären Anlage mit 5° gegen W eintauchen. Dies bedeutet, daß der EW-streichende Mitterberger Hauptgang entweder schon vor irgendeiner tektonischen Beanspruchung mit 5° gegen W einschob, oder daß der

Mitterberger Hauptgang in seiner ganzen streichenden Erstreckung, einschließlich des umgebenden Nebengesteines, en bloc um 5° aus der Horizontalen gegen W gekippt wurde.

400 Die Tektonik der Mitterberger Kupferkieslagerstätte

In der tektonischen Übersicht (Abschnitt 122, S. 12 ff.) wurden die Ergebnisse früherer tektonischer Untersuchungen wiedergegeben.

In der jüngsten vorliegenden Arbeit, die sich mit der Tektonik von Mitterberg befaßt, kam KARL (1953) zu folgenden Ergebnissen:

1. KARL (1953) erkannte drei sichere alpidische Formungsakte mit BEW 15 W, B N 70 W 20 W und wahrscheinlich N 60—70 E horizontal. Paratektonisch zu diesen tektonischen Vorgängen erfolgte nach KARL (1953) im Mitterberger Hauptgang eine schwache alpidische Vererzungsphase.
2. Die Hauptvererzung im Mitterberger Hauptgang ist nach KARL (1953) wahrscheinlich älter als die schwache alpidische Vererzungsphase.
3. Zwischen der Hauptvererzung und der schwachen alpidischen Vererzungsphase erfolgte nach KARL (1953) das gangartige Eindringen des Ergußgesteines „Diabas“. KARL (1953) folgert, daß dieses Ganggestein als unmittelbarer Erzbringer für die Hauptvererzung ausscheidet.
4. Eine voralpine Gebirgsbildung im Bereich der Grauwackengesteine konnte KARL (1953) nicht bestätigen; lediglich das Vorhandensein von Magmatismus (Diabas) und eines Anlagerungs-s sind nach KARL (1953) die einzigen sicheren Anzeichen für Vorgänge vor den drei als alpin analysierten Teilformungsakten.

Meine erzmikroskopische Neubearbeitung der Mitterberger Lagerstätte bestätigt die tektonischen Ergebnisse von KARL (1953) in folgenden Punkten:

1. Die erzmikroskopische Bearbeitung unterscheidet eine I., II. und III. Vererzungsgeneration. KARL (1953) trennt in eine Hauptvererzung und in eine jüngere schwach alpidische Vererzungsphase. Die I. und II. Vererzungsgeneration würden demnach der Hauptvererzung und die III. Vererzungsgeneration der alpidischen Vererzungsphase entsprechen.
2. Erzmikroskopisch wurde dem „Diabas“ die Altersstellung zwischen der II. und III. Vererzungsgeneration zugewiesen. Dieselbe Altersstellung ergab sich auf Grund der tektonischen Analyse nach KARL (1953).

Bei einem Vergleich der tektonischen Ergebnisse nach KARL (1953) mit meiner erzmikroskopischen Neubearbeitung ist vorerst erwiesen:

1. Im Bereich der Mitterberger Lagerstätte existiert eine alpine Vererzung. Sie wurde von mir erzmikroskopisch als III. Vererzungsgeneration festgelegt; KARL (1953) charakterisiert sie als schwache alpidische Vererzungsphase.

2. Die „Diabas“-Intrusion ist älter als die alpine Vererzung.
3. Die Hauptvererzung des Mitterberger Hauptganges (Hauptvererzung nach KARL (1953) entspricht der I. und II. Vererzungsgeneration nach BERNHARD) ist ihrerseits wiederum älter als die „Diabas“-Intrusion.

Aufgabe der neu durchzuführenden tektonischen Analyse soll es daher sein, die von KARL (1953) durchgeführte tektonische Analyse in den zwischenzeitlich neu aufgefahrenen Grubenfeldern zu ergänzen, um in einer anschließenden erzmikroskopisch-tektonischen Betrachtung die Hauptvererzung (I. und II. Vererzungsgeneration) sowie die alpidische Vererzungsphase (III. Vererzungsgeneration) eingehend untersuchen zu können.

410 Bemerkungen zur Arbeitsmethode

Im Bereich der Mitterberger Lagerstätte wurden unter Tage gemessen:

- a) Schichtungsflächen (S);
- b) Schieferung;
- c) Fältelungs-B (B-Achsen);
- d) Klüfte (K);
- e) Gangflächen (G).

Arbeitstechnisch wurde folgendermaßen vorgegangen: Wie von KARL (1953) bereits schon vorher vorgeschlagen und ausgeführt, wurde von mir auf jeder Sohle im Abstand von 100 m ein Meßpunkt festgelegt. Die im Mitterberger Hauptgang gemessenen Daten sind in Abb. 30 eingetragen.

Die Einzeldiagramme wurden sodann sohlenweise zu Teilsammeldiagrammen einmal in bezug auf gleiche B-Achsen-Richtungen (Abb. 31) und außerdem in bezug auf gleiche Kluffgefüge zusammengezogen.

Aus den Teilsammeldiagrammen in Abb. 31 ergaben sich dann die homogenen Bereiche des Mitterberger Hauptganges, die im Raumbild (Abb. 32) als B- bzw. als K-homogene Raumkörper dargestellt werden.

420 Analyse der B-Achsengefüge

Die Ermittlung dieser Gefügedaten erfolgte durch Visurmessung und durch Ablesen von orientiert entnommenen Handstücken. Auf Handstücken mit zwei B-Achsenrichtungen wurde die „überprägte“ als die ältere und die „aufgeprägte“ als die jüngere B-Achse angesprochen.

Sohlenweise wurden jene Einzeldiagramme zu Teilsammeldiagrammen (Abb. 31) zusammengefaßt, die in bezug auf ihre vorherrschenden B-Achsenrichtungen ähnlich waren. Ich konnte dabei auf den verschiedenen Sohlen folgende homogenen Teilbereiche mit folgenden B-Achsen-Maxima feststellen (vgl. Abb. 31):

5. Sohle (Mitterberger Hauptgang):

1. homogener Bereich (D 5/1—D 5/5): 88 E 12 W
2. homogener Bereich (D 5/6—D 5/9): 62 E horizontal
3. homogener Bereich (D 5/10—D 5/12): 88 E 17 W
4. homogener Bereich (D 5/13—D 5/19): 108 E 20 W

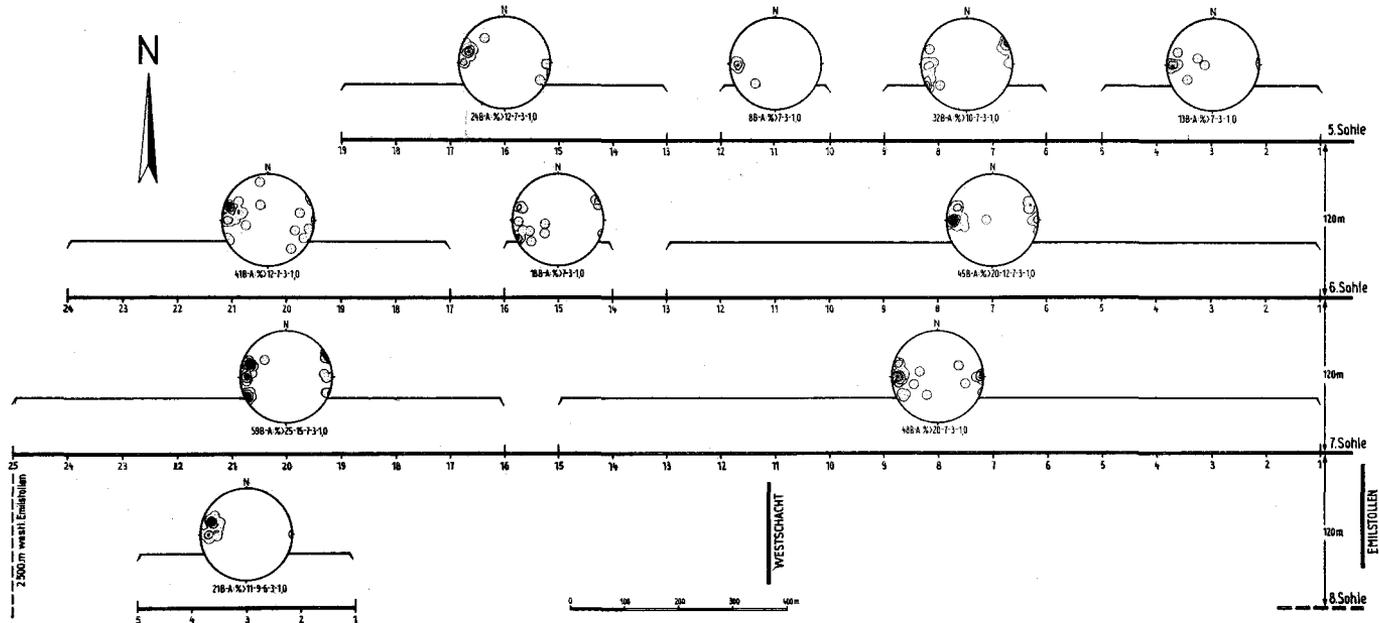


Abb. 31: B-homogene Teilbereiche im Mitterberger Hauptgang.

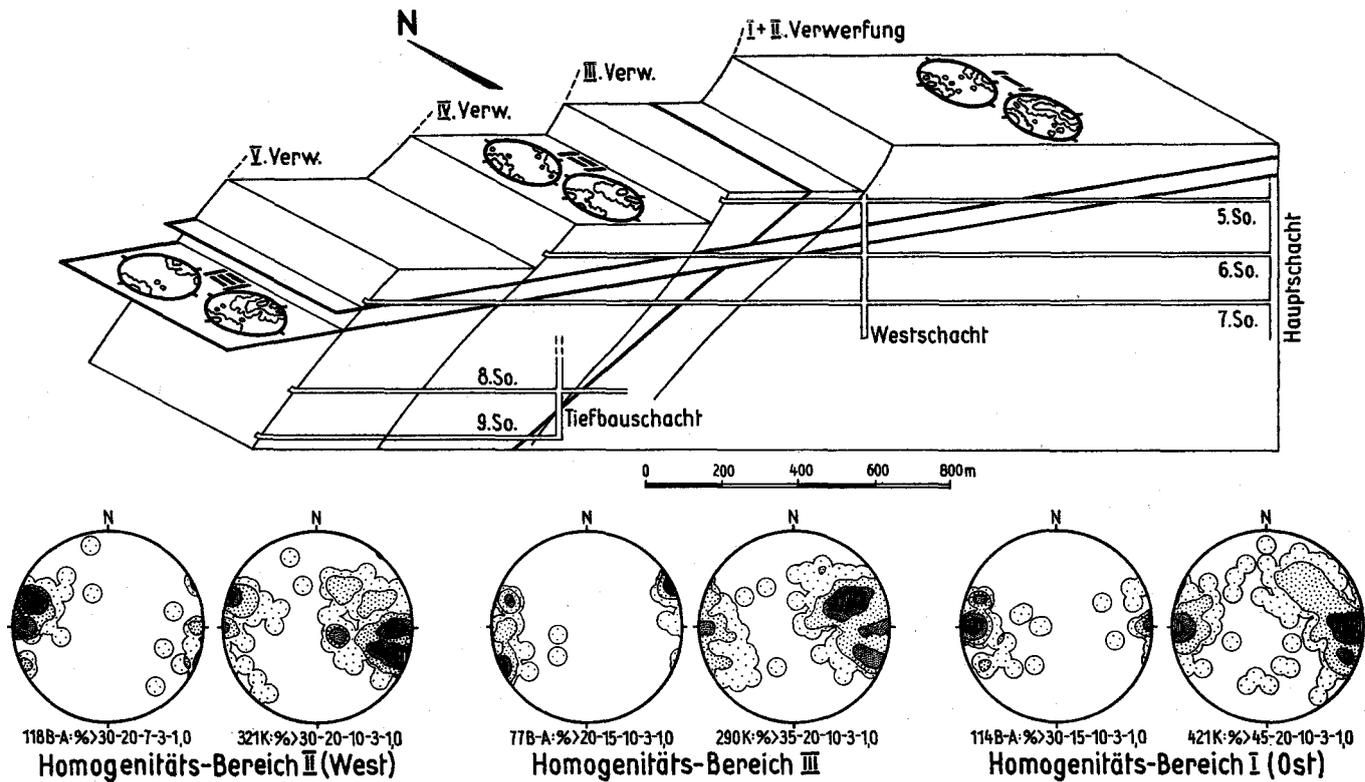


Abb. 32: Tektonisches Raumbild des Mitterberger Hauptganges.

7. Sohle (Mitterberger Hauptgang):

1. homogener Bereich (D 7/1—D 7/15) : 90 E 14 W
2. homogener Bereich (D 7/16—D 7/25) : 110 E 16 W

8. Sohle (Mitterberger Hauptgang):

Ein homogener Bereich (D 8/1—D 8/5) : 110 E 20 W

Ein Vergleich der B-Achsen-Maxima untereinander zeigt, daß im Bereich des Mitterberger Hauptganges drei vorherrschende B-Achsen-Maxima und damit drei B-Pläne anstehen:

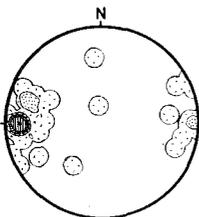
- Plan-B₁ : 90 E 15 W
 Plan-B₂ : 110 E 20 W
 Plan-B₃ : 60—70 E horizontal

Altersmäßig entsprechen sie der Reihenfolge: B₁—B₂—B₃ (= älter zu jünger).

Im Westen des Mitterberger Hauptganges herrschen, wie die Abb. 31, S. 52 und Abb. 32, S. 53 zeigen, der Plan B₂ 110 E 20 W vor, im Osten der Lagerstätte dagegen der Plan B₁ 90 E 15 W. Diagonal von Westen nach Osten ansteigend wird die Lagerstätte von einer Zone durchzogen, in deren Bereich der Plan B₃ 60—70 E horizontal hervortritt.

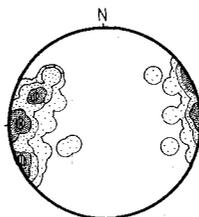
Neben dem Mitterberger Hauptgang wurden die B-Achsen auch im Emilstollen, im Südrevier und in der Lagerstätte Buchberg eingemessen.

Während im Emilstollen (Abb. 33) und im Südrevier (Abb. 34) der Plan B₁ 90 E 15 W vorherrscht, sind im Buchberg (Abb. 35) alle drei Pläne, nämlich B₁ 90 E 15 W, B₂ 110 E 20 W und B₃ 60—70 E horizontal an allen Meßstellen mit etwa gleicher Intensität vertreten; eine Aufgliederung in homogene Bereiche in bezug auf B war daher im Bereich des Buchbergganges nicht möglich.



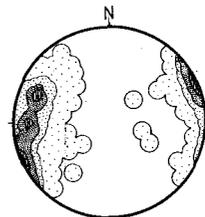
42B-A-%>14-10-5-3-10

Abb. 33



103B-A-%>18-13-5-3-10

Abb. 34



217B-A-%>24-18-6-3-10

Abb. 35

Abb. 33: Diagramm der im Emilstollen eingemessenen B-Achsen.

Abb. 34: Diagramm der im Südrevier eingemessenen B-Achsen.

Abb. 35: Diagramm der im Buchberg eingemessenen B-Achsen.

Ein Vergleich des Mitterberger Hauptganges mit dem Buchberggang zeigt, daß die drei Verformungspläne mit B₁, B₂ und B₃ den Mitterberger Hauptgang regional verschieden stark in Anspruch nahmen (vgl. Abb. 31 und Abb. 32), während der gesamte Buchberggang von allen drei Verformungsplänen mit gleicher Intensität beansprucht wurde.

430 Analyse der Klüfte (K)

Die Klüfte im Mitterberger Hauptgang wurden in derselben Weise statistisch erfaßt und ausgewertet wie die B-Achsen (vgl. Abb. 30).

Die sohlenweise Zusammenfassung der im Mitterberger Hauptgang eingemessenen Klüfte zeigt folgende vorherrschende Klufttrichtungen (Abb. 36):

1. Im Bereich der 5. Sohle: NS 80 W und 21 E 81 W;
2. im Bereich der 6. Sohle: NS 82 W;
3. im Bereich der 7. Sohle: NS 71 W;
4. im Bereich der 8. Sohle: 21 E 53 W.

Wenn damit auch die Hauptklufttrichtungen im Mitterberger Hauptgang festgestellt waren, so wurde darüber hinaus noch versucht, sohlenweise die Klüfte jener Einzeldiagramme (Abb. 30) zu Teilsammeldiagrammen (Abb. 36) zusammenzuziehen, die auf Grund ihrer Homogenität in bezug auf K eine Zusammenfassung erlaubten. Die so erarbeiteten homogenen Teilbereiche in bezug auf K zeigen auf den verschiedenen Sohlen folgende Kluftmaxima (vgl. Abb. 36):

5. Sohle (Mitterberger Hauptgang):

1. homogener Bereich (D 5/1—D 5/5): 1 E 72 W
2. homogener Bereich (D 5/6—D 5/9): 149 E 48 W
3. homogener Bereich (D 5/10—D 5/12): 1 E 86 W
4. homogener Bereich (D 5/13—D 5/19): 21 E 80 W

6. Sohle (Mitterberger Hauptgang):

1. homogener Bereich (D 6/1—D 6/13): NS 82 W
2. homogener Bereich (D 6/14—D 6/16): 153 E 60 W
3. homogener Bereich (D 6/17—D 6/24): 19 E 80 W

7. Sohle (Mitterberger Hauptgang):

1. homogener Bereich (D 7/1—D 7/15): NS 84 W
2. homogener Bereich (D 7/16—D 7/19): 20 E 71 W
3. homogener Bereich (D 7/20—D 7/23): 155 E 50 W
4. homogener Bereich (D 7/24—D 7/25): 21 E 21 W

8. Sohle (Mitterberger Hauptgang):

Ein homogener Bereich (D 8/1—D 8/5): 21 E 53 W

Werden die Klüfte der einander ähnlichen homogenen Bereiche zu Sammeldiagrammen zusammengezogen, ergeben sich im Bereich des Mitterberger Hauptganges folgende Kluftmaxima, die altersmäßig der Reihe K_1 — K_2 — K_3 (= älter zu jünger) folgen:

- Kluftmaximum: K_1 NS 72—86 W
 Kluftmaximum: K_2 20 E 53—80 W
 Kluftmaximum: K_3 155 E 50—60 W

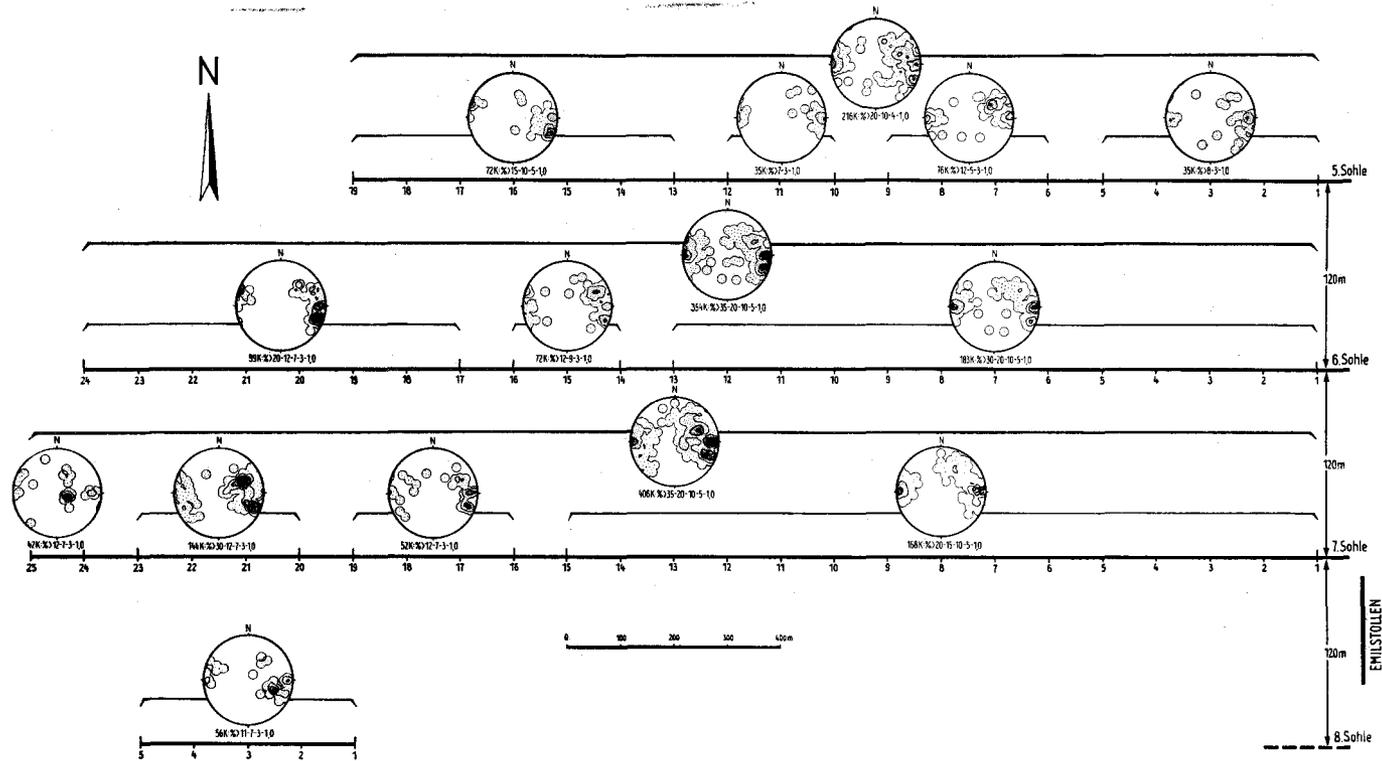


Abb. 36: Sohlenweise Zusammenfassung der im Mitterberger Hauptgang eingemessenen Klüfte und Darstellung der kluffthomogenen Teilbereiche.

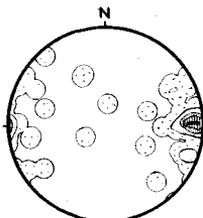
Bei einem Vergleich der B-Pläne mit den Klufftmaxima fällt sofort auf:

1. Das Klufftmaximum K_2 20 E 53—80 W tritt ebenso im Westen des Mitterberger Hauptganges hervor wie der B-Achsen-Plan B_2 , während im Osten der Lagerstätte das Klufftmaximum K_1 NS 72—86 W in derselben Weise vorherrscht, wie der B-Achsen-Plan B_1 . Auch das Klufftmaximum K_3 155 E 50—60 W ist vorwiegend in jenem Bereich der Lagerstätte anzutreffen, in dem schon das Vorherrschen des B-Achsen-Planes B_3 festgestellt wurde.
2. Auch die Altersfolge der Klufftmaxima $K_1—K_2—K_3$ ist ähnlich der der B-Achsen-Pläne $B_1—B_2—B_3$. Außerdem liegen die Klufftmaxima in Okl-Lage zu den B-Achsen-Plänen und teilweise sogar in ac-Lage zu den B-Achsen (vgl. Abb. 30).

Diese einander zuordnendbaren tektonischen Daten beweisen im Mitterberger Hauptgang drei zeitlich aufeinander folgende tektonische Beanspruchungen senkrecht zu den Linien der drei B-Pläne, die zu Verstellungen der Gesteinspakete parallel den drei Klufftmaxima führten.

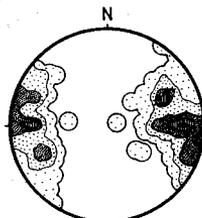
Die im Mitterberger Hauptgang aufgezeigte Gesetzmäßigkeit hinsichtlich des Hervortretens und der Zugehörigkeit der Klufftmaxima zu den entsprechenden B-Plänen hat sich auch im Emilstollen, im Südevier und in der Buchberglagerstätte wieder bestätigt.

Im Emilstollen (Abb. 37) und im Südevier (Abb. 38) stehen analog dem vorherrschenden B-Achsen-Plan B_1 (90 E 15 W) die Klufftmaxima mit NS 72—86 W an, während im Buchberggang (Abb. 39) wieder die drei Klufftmaxima $K_1—K_2—K_3$ mit etwa gleicher Intensität anstehend beobachtet wurden.



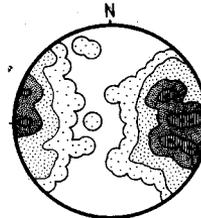
61K: % > 15-10-7-3-1,0

Abb. 37



223K: % > 24-12-7-3-10

Abb. 38



385K: % > 34-21-12-6-10

Abb. 39

Abb. 37: Diagramm der im Emilstollen eingemessenen Klüfte.

Abb. 38: Diagramm der im Südevier eingemessenen Klüfte.

Abb. 39: Diagramm der im Buchberg eingemessenen Klüfte.

440 Analyse der Schichtungsflächen (S)

Die Schichtungsflächen wurden in derselben Weise wie die Klüfte und die B-Achsen eingemessen (Abb. 30). Die Unterscheidung von Schieferungs- und Schichtungs-S war auf Grund des stofflichen Wechsels der Schichtung möglich.

Im Gegensatz zu den festgestellten homogenen Bereichen in bezug auf B und K im Mitterberger Hauptgang konnten die Schichtungsflächen

nicht zu homogenen Bereichen in bezug auf S zusammengefaßt oder in die oben festgestellten homogenen Bereiche eingeordnet werden. Die Streichrichtung der Schichtungflächen ist im Bereich des Mitterberger Hauptganges konstant eine nahezu ost-westliche, während die Schichten teils gegen N und teils gegen S einfallen. Auf den einzelnen Sohlen wurden folgende Teilmaxima für Streichen und Fallen der Schichtflächen ermittelt (Abb. 40):

5. Sohle (Mitterberger Hauptgang):

1. Teilmaximum: 86 E 60 N
2. Teilmaximum: 95 E 56 S

6. Sohle (Mitterberger Hauptgang):

1. Teilmaximum: 84 E 55 N
2. Teilmaximum: 95 E 54 S

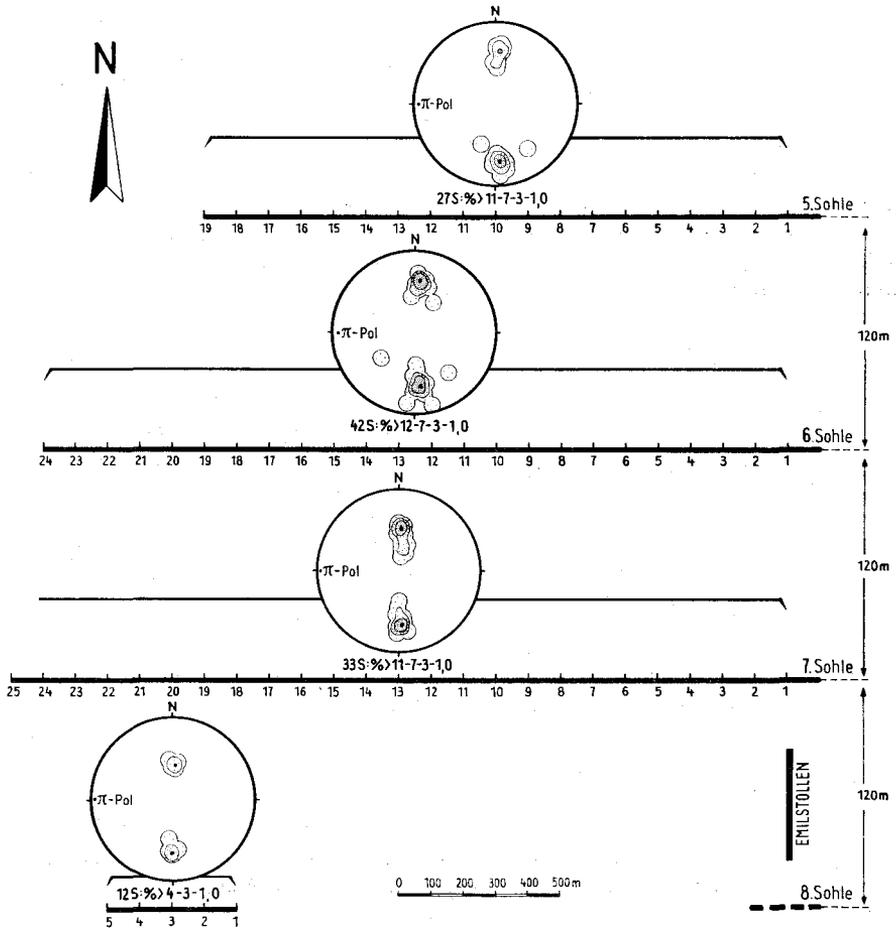


Abb. 40: Streichen und Fallen der Schichtungflächen im Bereich des Mitterberger Hauptganges.

7. Sohle (Mitterberger Hauptgang):

1. Teilmaximum: 87 E 56 N
2. Teilmaximum: 92 E 43 S

8. Sohle (Mitterberger Hauptgang):

1. Teilmaximum: 90 E 55 N
2. Teilmaximum: 94 E 35 S

Die Teilmaxima deuten eine Antiklinale an, deren Achsenebene sich leicht vergent gegen N neigt und deren B-Achse gegen W (zirka 5 W) eintaucht. Ob es sich nun tatsächlich hier um eine Großantiklinale oder nur um eine Faltung in 10—100 *m* Bereich handelt, an die sich weiter im Hangenden und Liegenden des Mitterberger Hauptganges weitere Faltungen anschließen, kann mit Hilfe der Diagramme aus Abb. 40 nicht geklärt werden, weil alle Meßpunkte in unmittelbarer Nähe des Mitterberger Hauptganges liegen und keine weitreichenden Querschläge ins Hangende und Liegende offenstanden. Zur möglichen Klärung dieser Frage wurden daher die Schichtungsflächen im NS aufgefahrenen Emilstollen eingemessen (Abb. 41).

Der Emilstollen durchörtert als 3000 *m* langer Querschlag die Hangendpartien des Mitterberger Hauptganges und wurde noch 500 *m* ins Liegende des Mitterberger Hauptganges weitergetrieben; von 3500 *m* bis 3820 *m* ist das Liegende durch eine Kernbohrung (320 *m*) aufgeschlossen.

Von 3820 *m* bis 3100 *m* fallen die nahezu EW-streichenden Schichtungsflächen fast nur gegen N (Abb. 41). Ab 2800 *m* bis 1900 *m* überwiegt das südliche Einfallen und ab 1700 *m* bis 1400 *m* war wiederum ein deutliches N-Fallen festzustellen. Dieses wechselte ab 1300 *m* wieder in ein südliches Einfallen. Ab 1100 *m* war wieder ein N-Fallen zu beobachten, das bis 400 *m* anhielt. Von 400 *m* bis 0 *m* (Stollenmundloch) konnte ich nur noch zwei Schichtungsflächen (Behinderung teils durch Verbaue, teils durch starke Verschmutzung der Ulmen) einmessen, sodaß über diesen Streckenbereich keine Aussagen gemacht werden können. Wie aus den Diagrammen in Abb. 41 zu entnehmen ist, scheint im Bereich des Mitterberger Hauptganges eine größere Faltung in Form einer Antiklinale vorzuliegen, an die sich im Bereich um 1500 *m* eine kleinere Faltung anschließt, die ihrerseits wiederum in eine noch weiter südlich gelegene überzugehen scheint (im Bereich ab 1100 *m* gegen das Mundloch). Irritierend an diesem Faltenbau ist allerdings, daß auch in Bereichen mit N-fallenden Schichtungsflächen mitunter S-fallende auftreten, wie Abb. 41 zeigt.

Dies kann nun bedeuten, daß im Bereich des Emilstollens überhaupt nur Kleinfalten (Antiklinalen oder Synklinalen mit zirka 100 *m* langen Schenkeln) anstehen, wobei die eine oder andere Fallrichtung in den verschiedenen Bereichen des Emilstollens eben stärker ausgeprägt ist oder daß die Großfalten in sich wieder gefaltet sind („antiklinaler Falten Spiegel“). Um diese alternative Frage zu klären, müßten mehrere querschlägige Aufschlüsse im Bereich des Mitterberger Hauptganges vorhanden sein, vorwiegend im westlichen und mittleren Bereich der Mitterberger Lagerstätte, um auch mit Hilfe wechselnder petrographischer Zusammensetzungen der einander überlagernden Gesteinspakete eindeutig die oben angeführte Frage klären zu können.

Die eingemessenen Schichtungsflächen im Bereich des Emilstollens lassen daher zwar das Anstehen einer Großfalte in Form einer Antiklinale im Bereich des Mitterberger Hauptganges als wahrscheinlich erkennen, einen eindeutigen Beweis allerdings liefern sie nicht.

Die tektonische Analyse der Schichtungsflächen im Bereich des Mitterberger Hauptganges als auch die Analyse der Schichtungsflächen im Emilstollen können somit vorerst nicht die vermutete Antiklinale im Bereich des Mitterberger Hauptganges beweisen, wenn auch viele Argumente für das Vorhandensein einer solchen sprechen. Lediglich im Westen des Mitterberger Hauptganges, wo bereits jüngere Horizonte der Grauwackenzone, die petrographisch differenziert werden konnten, angefahren wurden, konnte durch Untersuchungsbohrungen nachgewiesen werden, daß dort tatsächlich eine Antiklinale vorliegt (vgl. Abschnitt 122 und Abb. 5).

Die Schichtungsflächen in der Buchberglagerstätte (Abb. 42) streichen ebenfalls in einer bevorzugten Richtung, nämlich um 145 E, während die Fallrichtungen teils östliche, teils westliche sind.

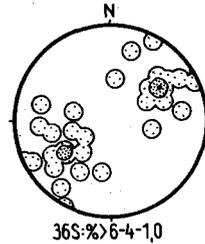


Abb. 42: Diagramm der im Buchberg eingemessenen Schichtungsflächen.

Den Nachweis zu führen, ob eventuell hier eine Antiklinale vorliegen könnte, ist nahezu unmöglich, denn durch die drei sehr intensiv ausgeprägten Kluftrichtungen K_1 — K_2 — K_3 , die den um 145 E streichenden Buchberggang zuerst in NS-Richtung, anschließend in Richtung 20 E und zuletzt in Richtung 155 E verschoben, wurde der Buchberggang teilweise derart verstellt, daß ehemals in Streichrichtung hintereinander liegende Gangteile heute parallel aneinander liegen (Abb. 43).

Die wenigen im Südrevier einwandfrei festgestellten Schichtungsflächen reichen zu keiner Aussage aus.

450 Analyse der Gangflächen (G)

In den Diagrammen der Abb. 30 wurden nur jene Gangflächen eingetragen, die erzführend sind. Nicht dagegen sind in Abb. 30 die erzfreien Quarz- und Ankeritgänge erfaßt, die im Hangenden und Liegenden des Mitterberger Hauptganges so häufig auftreten.

Auffallend ist die außerordentlich konstante EW-Streichrichtung des Mitterberger Hauptganges, während das südliche Einfallen von der 5. Sohle gegen die 8. Sohle immer flacher wird.

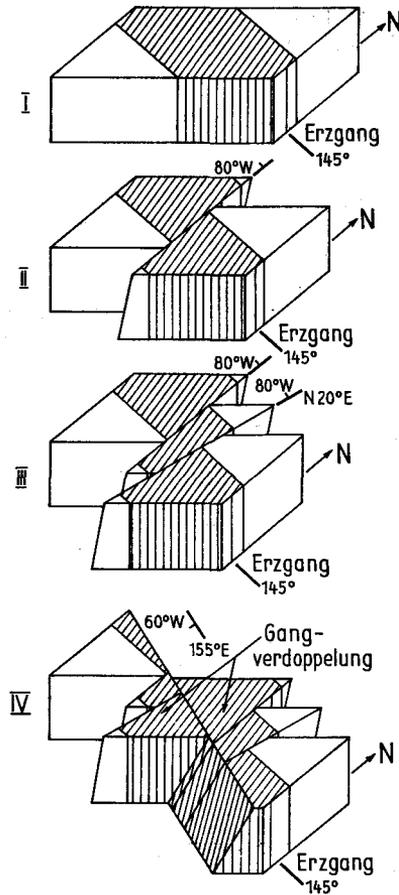


Abb. 43: Schematische Darstellung der Gangverschiebungen im Bereich des Buchberg-ganges, die zu Gangverdoppelungen und zu Gangverarmungen führten.

Neben dem EW-Streichen des Mitterberger Hauptganges wurden untergeordnet auch noch NS-streichende Gänge festgestellt. Auf den einzelnen Sohlen wurden folgende Teilmaxima der eingemessenen Gangflächen ermittelt (Abb. 44):

5. Sohle (Mitterberger Hauptgang):

Teilmaximum: 90 E 85 S

6. Sohle (Mitterberger Hauptgang):

Teilmaximum: 90 E 74 S

7. Sohle (Mitterberger Hauptgang):

Teilmaximum: 90 E 66 S

8. Sohle (Mitterberger Hauptgang):

Teilmaximum: 90 E 54 S

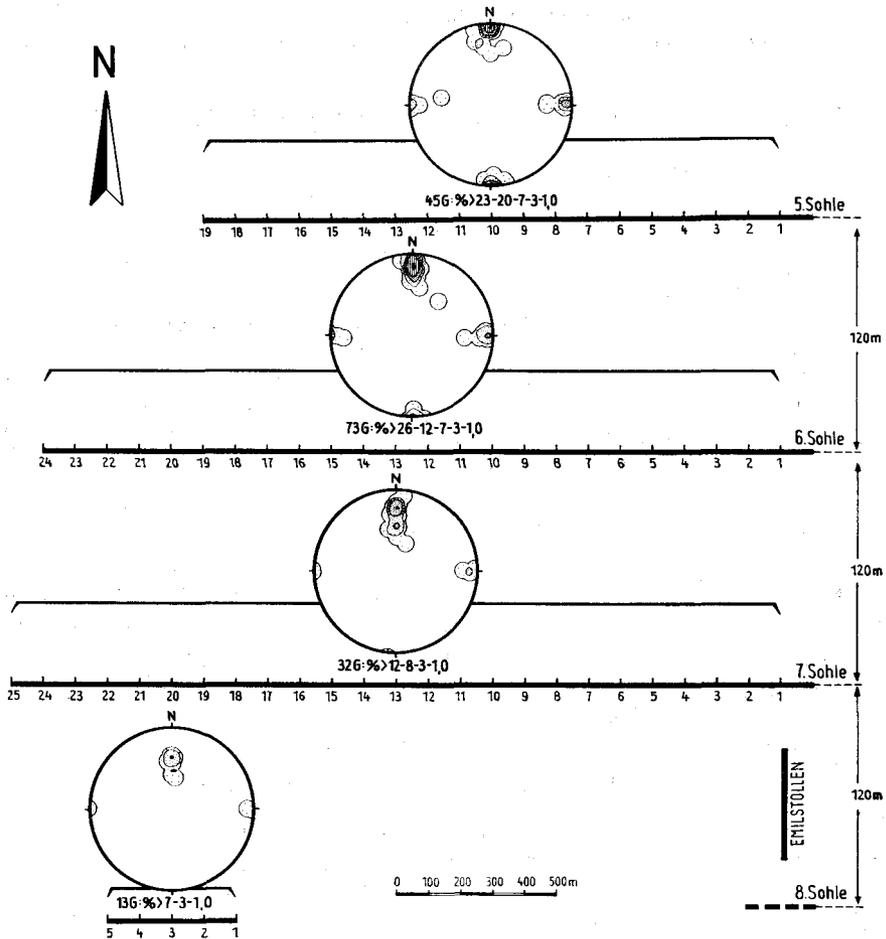


Abb. 44: Diagramme der Gangflächen des Mitterberger Hauptganges.

Im Südvier liegt das Maximum der Gangflächen (Abb. 45) bei 110 E 80 S. Auch in diesem Lagerstättenbereich wurden, wie im Mitterberger Hauptgang, neben dem EW-streichenden Gang, ebenfalls wieder NS-streichende Gänge festgestellt (Abb. 45)

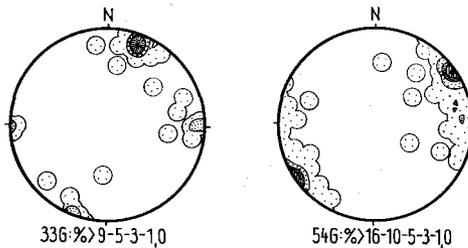


Abb. 45

Abb. 46

Abb. 45: Diagramm der im Südvier eingemessenen Gangflächen.
Abb. 46: Diagramm der im Buchberg eingemessenen Gangflächen.

In der Buchberglagerstätte streichen die Gänge um 145 E und stehen nahezu seiger (Abb. 46). Daneben existieren auch hier wieder NS-streichende Gänge.

Auffallend in den drei Lagerstättenbereichen (Mitterberger Hauptgang, Südrevier und Buchberg) ist:

1. Die Gänge streichen außerordentlich geradlinig:
 - a) im Mitterberger Hauptgang konstant um 90 E;
 - b) im Südrevier konstant um 110 E;
 - c) im Buchberg konstant um 145 E.
2. Obwohl die Streichrichtungen der Gänge in den einzelnen Lagerstättenbereichen verschieden sind, streichen die in untergeordneter Anzahl auftretenden querschlägigen Gänge in allen drei Lagerstättenbereichen immer in NS-Richtung. Die Winkeldifferenzen zwischen den vorherrschenden Gangrichtungen und den untergeordneten NS-streichenden Gängen betragen somit:
 - a) im Mitterberger Hauptgang: 90°;
 - b) im Südrevier: 110° oder 70°;
 - c) im Buchberg: 145° oder 35°.

Aus dieser Gegenüberstellung geht hervor, daß offenbar die NS-streichenden Gänge in allen Lagerstättenbereichen einer anderen tektonischen Gesetzmäßigkeit folgen als der EW-streichende Mitterberger Hauptgang sowie der um 110 E streichende Südreviergang und der um 145 E streichende Buchberggang.

460 Analyse weiterer Gefügedaten

Neben der Analyse der erzführenden Gänge wurden in den Hangend- und Liegendpartien des Mitterberger Hauptganges, des Südreviers und des Buchbergganges kurzstreichende quarz- und ankeritführende Gängchen festgestellt.

Diese quarz- und ankeritführenden Gängchen wurden meist nur in Untersuchungsquerschlägen, also stets abseits von den erzführenden Gängen, beobachtet und scheinen auch keine Verbindung mit den Erzgängen zu haben. Soweit es die Aufschlüsse zuließen, wurden sie eingemessen. Dabei konnte ich folgende vorherrschende Richtungen feststellen (Abb. 47):

1. Bereich Hauptschacht bis Westschacht:
 - a) Teilmaximum₁: 46 E 85 E
 - b) Teilmaximum₂: 137 E 84 E
2. Bereich Westschacht bis Tiefbauschacht:
 - a) Teilmaximum₁: 64 E 82 E
 - b) Teilmaximum₂: 154 E 80 E
3. Bereich Südrevier:
 - a) Teilmaximum₁: 48 E 83 E
 - b) Teilmaximum₂: 134 E 80 E

4. Bereich Buchberg:

- a) Teilmaximum₁: 55 E 80 E
 b) Teilmaximum₂: 144 E 82 E

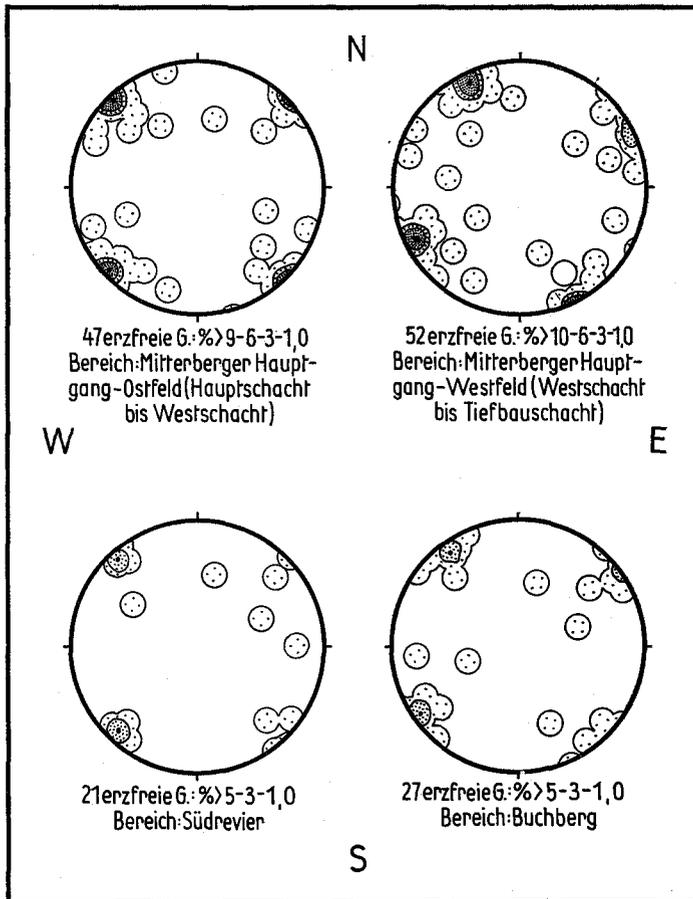


Abb. 47: Diagramme der im Bereich der Mitterberger Kupferkieslagerstätte eingemessenen quarz- und ankeritführenden Gängchen.

Diese Quarz- und Ankeritgängchen mit den angeführten Streich- und Fallrichtungen konnte ich eigenartigerweise nie in unmittelbarer Nähe der erzführenden Gänge beobachten. Zweigten dagegen quarz- und ankeritführende Gängchen unmittelbar von den erzführenden Gängen, also z. B. vom EW-streichenden Mitterberger Hauptgang oder vom um 110 E streichenden Südreviergang ab, so führten diese neben Quarz und Ankerit meist noch Kupferkies und strichen dann nicht mehr in den oben angegebenen Richtungen, sondern fast ausnahmslos in NS-Richtung.

Die gemessenen Daten der Schieferung im Mitterberger Hauptgang wurden nicht weiter ausgewertet, weil die Schieferung in allen homogenen Bereichen (in bezug auf B und K) der Lagerstätte etwa konstant bleibt.

Sie streicht um 110 E und fällt mit 80—40 S ein. Rückschlüsse zur Klärung des tektonischen Baues der Lagerstätte auf Grund der eingemessenen Schieferung waren daher nicht möglich.

470 Zusammenfassung der tektonischen Untersuchungen

Die durchgeführte tektonische Analyse der Mitterberger Kupferkieslagerstätte bestätigte die bereits schon von F. KARL (1953) erkannten drei Formungsakte mit B_1 90 E 15 W, B_2 110 E 20 W und B_3 60—70 E horizontal auch in den inzwischen neu aufgeschlossenen Grubenfeldern. Auf Grund der aufgegliederten Homogenitätsbereiche in bezug auf B konnte dann der Bereich des Mitterberger Hauptganges in B-homogenen Raumkörpern (Abb. 32) dargestellt werden, in denen im Westen der Plan B_2 , im Osten der Plan B_1 und in einer Zone, diagonal von W nach E ansteigend, der Plan B_3 vorherrschen. Während im Südevier nur der Plan B_1 hervortrat, stehen im Buchbergrevier alle drei Pläne B_1 — B_2 — B_3 mit etwa gleicher Intensität an.

Die durch eine Kluftanalyse festgestellten kluft-homogenen Bereiche ließen sich ohne weiteres in die B-homogenen Bereiche eingliedern, sodaß die B-homogenen Raumkörper des Mitterberger Hauptganges auch gleich den kluft-homogenen Raumkörpern entsprechen. Die Kluftmaxima K_1 NS 72—86 W, K_2 20 E 53—80 W und K_3 155 E 50—60 W liegen in Okl-Lage und teilweise sogar in ac-Lage zu den B-Achsen der Teilformungsakte B_1 — B_2 — B_3 , sodaß die tektonische sowie zeitliche Zusammengehörigkeit der entsprechenden Kluft- und B-Achsen-Maxima außer Zweifel steht. Nachdem die Klüfte den Erzgang des Mitterberger Hauptganges verwerfen, ist somit das jüngere Alter der Klüfte sowie der dazugehörigen B-Achsen-Pläne in bezug auf den Erzgang erwiesen. Dieselbe Gesetzmäßigkeit gilt auch für das Südevier sowie für den Buchberggang, der diesen tektonischen Formungsplänen seine komplizierten Gangverstellungen verdankt (Abb. 43).

Während sowohl die B-Achsen- als auch die Kluftmaxima mit ihren ihnen eigenen Gesetzmäßigkeiten gleichbleibend in allen Lagerstättenbereichen (Mitterberger Hauptgang, Südevier, Buchberg) hervortreten, scheinen die Erzgänge dieser Lagerstättenbereiche anderen Gesetzmäßigkeiten zu folgen. Den starr EW-streichenden Mitterberger Hauptgang begleiten N- und S-fallende ebenfalls EW-streichende Schichtungsflächen, was zur Vermutung Anlaß gab, daß der Mitterberger Hauptgang der Achsenebene einer Großantiklinale folgt. Die Vermutung wird bestärkt durch das auffallend geradlinige Streichen des Mitterberger Hauptganges. Obwohl im äußersten Westen des Mitterberger Hauptganges die Antiklinale durch Untersuchungsbohrungen bestätigt wurde, konnte der tektonische Nachweis einer solchen Antiklinale infolge mangelnder Aufschlüsse im Mittelfeld und wegen der nicht eindeutigen Ergebnisse im Emilstollen vorerst nicht erbracht werden. Ein Nachweis ähnlicher Art im ebenfalls starr aber um 110 E streichenden Südeviergang scheiterte an der geringen Anzahl der dort eingemessenen Schichtungsflächen und im um 145 E streichenden Buchberggang an der komplizierten tektonischen Verstellung der Gangkörper. In den zueinander unterschiedlich streichenden Gängen des Mitterberger Hauptganges (EW), des Südeviers (110 E) und des Buchberges

(145 E) wurden kurzstreichende, ausnahmslos NS-streichende Quergänge eingemessen, die erzführend sind. Die Eigentümlichkeit des konstanten NS-Streichens dieser erzführenden Quergänge in allen Lagerstättenbereichen läßt vermuten, daß ihre Entstehung auf eine den um EW, 110 E und 145 E streichenden Gängen fremde Tektonik zurückgeführt werden muß.

Neben diesen erzführenden Quergängen wurden in den Hangend- und Liegendpartien der um EW, 110 E und 145 E streichenden Gängen quarz- und ankeritführende Gängchen eingemessen (Abb. 47), deren tektonische Zugehörigkeit ebenfalls noch offen steht.

500 Die Beziehungen zwischen Vererzung und Tektonik

Auf Grund der erzmikroskopischen und tektonischen Ergebnisse kann die Entstehung der Mitterberger Lagerstätte in drei zeitlich unterscheidbare Vorgänge eingeteilt werden:

1. Die Platznahme der Erzlösungen der I. und II. Vererzungsgeneration erfolgte in einer alten, tektonisch vorerst noch nicht einwandfrei geklärten Anlage.
2. Die Erzgänge der I. und II. Vererzungsgeneration sowie das umliegende Nebengestein wurden von „Diabas“-Intrusionen durchörtert, wobei es in Kontaktbereichen zu Mineralumwandlungen kam.
3. Jüngere tektonische Beanspruchungen verformten und versetzten die Lagerstätte, wobei wahrscheinlich gleichzeitig wiederum Erzlösungen, nämlich die der III. Vererzungsgeneration, zum Absatz kamen.

510 Der Mitterberger Hauptgang und seine junge Tektonik

Die III. Vererzungsgeneration wurde erzmikroskopisch nicht nur im EW-streichenden Mitterberger Hauptgang, sondern auch in den Quergängen festgestellt, während die I. und II. Vererzungsgeneration nur im EW-streichenden Mitterberger Hauptgang anstehend beobachtet wurden. Dieses eigenwillige Verhalten der III. Vererzungsgeneration läßt vermuten, daß nach der Platznahme der I. und II. Vererzungsgeneration tektonische Vorgänge eingetreten sind, die es überhaupt erst möglich machten, daß die Erzlösungen der III. Vererzungsgeneration nicht nur dem EW-streichenden Mitterberger Hauptgang folgen, sondern auch in die Quergänge vordringen konnten. Als mögliche tektonische Vorgänge bieten sich nur die drei analysierten Teilformungsakte B_1 EW 15 W, B_2 110 E 20 W und B_3 60—70 E horizontal an.

Nachdem die erzführenden Quergänge konstant in NS-Richtung streichen, kämen als mögliche Gangspalten nur die Klüfte in ac- und Okl-Lage zur B-Achsen-Richtung B_1 EW 15 W in Frage. Berücksichtigt man allerdings, daß der Teilformungsplan mit B_1 EW 15 W keine Zerrungstektonik verursachte, die einer möglichen Spaltenbildung in NS-Richtung besonders förderlich gewesen wäre, sondern die Lagerstätte nur parallel der Klüfte versetzte, so sind die Spalten von größerer Mächtigkeit kaum erklärbar, wenn man bedenkt, daß die Gangmächtigkeit der Quergänge oft bis zu 1 m beträgt. Die drei analysierten Teilformungsakte B_1 — B_2 — B_3 scheinen

somit bei erster Betrachtung die Spalten der NS-streichenden Gänge nicht verursacht zu haben.

511 Die Inhomogenität zwischen Erzgang und Nebengestein

Zwischen den Erzgängen und den umgebenden Nebengesteinen besteht eine Inhomogenität, weil die Erzgänge als starre Platten im weicheren Medium des Nebengesteines eingebettet sind. Diese Inhomogenität hat zur Folge, daß der Erzgang und das Nebengestein bei Druckbeanspruchung verschieden reagieren.

Wird ein Erzgang senkrecht zur Streichrichtung beansprucht, so ist die Verformung des Nebengesteins stets intensiver als die des Erzganges, weil der Erzgang als starrer Körper der Verformung Widerstand leistet. Bei abnehmender Gangmächtigkeit nähert sich allerdings die Verformbarkeit des Erzganges immer mehr der des Nebengesteins, sodaß geringmächtige Gängchen (5 cm — 10 cm) fast in derselben Weise gefaltet werden (Abb. 48), wie das umliegende weichere Nebengestein.



Abb. 48: Gefalteter geringmächtiger Erzgang im Südrevier.

Trifft dagegen die Druckrichtung unter einem spitzen Winkel auf die starre, nahezu unnachgiebige Gangplatte, so wird das weichere Nebengestein nicht nur verformt, sondern darüber hinaus noch parallel der starren Gangplatte abgeschoben. Dieser mechanische Vorgang verursacht somit im Hangenden als auch im Liegenden der starren Gangplatte eine Art Zerrungstektonik, die einem Aufreißen NS-streichender Spalten sehr förderlich sein kann. An Hand einer Skizze (Abb. 49) wird klar, daß eine solche Zerrungstektonik nur auftreten kann, wenn im homogenen weicheren Medium „Nebengestein“ ein starrer Körper „Erzgang“ eingelagert ist.

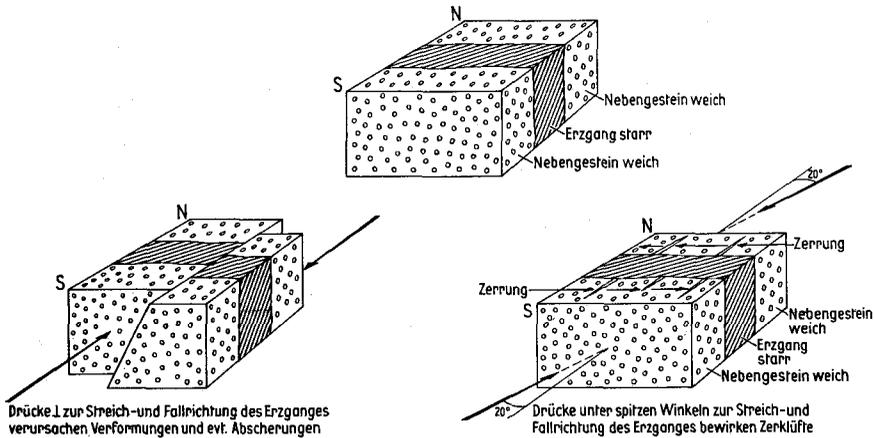


Abb. 49: Schematische Darstellung der Entstehung von NS-streichenden Zerrungsspalten auf Grund der Inhomogenität zwischen Erzgang und Nebengestein.

512 Die tektonische Stellung der Quergänge

Auf Grund der angestellten Überlegungen über die Inhomogenität zwischen Erzgang und Nebengestein scheinen nun die Teilformungsakte B_1 — B_2 — B_3 für die Entstehung der Quergänge doch von Bedeutung zu sein. Die Druckrichtung des Teilformungsaktes B_1 EW 15 W trifft den EW-streichenden Mitterberger Hauptgang senkrecht und hat somit die NS-streichenden Spalten nicht verursacht, sondern nur Klüfte in ac- und Okl-Lage.

Die Teilformungsakte B_2 110 E 20 W und B_3 60—70 E horizontal dagegen erfüllen die Voraussetzung des Auftretens von Druckrichtungen auf den Mitterberger Hauptgang unter spitzen Winkeln.

Wegen des häufigeren Auftretens des Teilformungsaktes B_2 gegenüber B_3 im Mitterberger Hauptgang dürfte daher vorwiegend der Teilformungsakt B_2 für die Zerrungstektonik im Hangenden und Liegenden des Mitterberger Hauptganges verantwortlich sein. Neben diesem Ergebnis kann noch weiterhin ausgesagt werden, daß diese Spalten nach Möglichkeit schon vorgegebenen Inhomogenitätsflächen folgen werden. Als Inhomogenitätsflächen bieten sich die vorhandenen Klüfte in ac- und Okl-Lage zur B-Achsen-Richtung B_1 EW 15 W an.

Es kann daher gesagt werden, daß der Teilformungsakt mit B_1 EW 15 W die Anlage der NS-streichenden Gänge schuf und der Teilformungsakt mit B_2 110 E 20 W die schon vorgezeichneten Spalten aufriß, womit das auffallend geradlinige NS-Streichen der Quergänge des Mitterberger Hauptganges erklärt wäre.

Im Gegensatz zum auffallend geradlinigen NS-Streichen der Quergänge im Mitterberger Hauptgang, streichen die Quergänge im Südevier (Abb. 45) und im Buchberg (Abb. 46) nicht so exakt in NS-Richtung. Dies wird darauf zurückgeführt, daß in diesen Lagerstättenbereichen die Druckbeanspruchung des Teilformungsaktes B_1 EW 15 W die Quergangspalten schuf. Während also im Mitterberger Hauptgang die Druckbeanspruchung des Teilformungsaktes B_1 EW 15 W die NS-Spalten vorzeichnete und durch die Druckbeanspruchung des Teilformungsaktes B_2 110 E 20 W aufgerissen wurden, waren in diesen Lagerstättenbereichen die NS-streichenden Spalten nicht durch ältere Druckbeanspruchungen vorgezeichnet, sondern wurden sogleich durch die älteste Druckbeanspruchung mit der B-Achsen-Richtung B_1 EW 15 W aufgerissen.

513 Die Gangbilder im Mitterberger Hauptgang und in den Quergängen

Der EW-streichende Mitterberger Hauptgang zeigt drei verschiedene Typen von Gangbildern:

1. Die Mineralien der I. und II. Vererzungsgeneration begleiten sich in etwa gleichbleibenden Mengenverhältnissen (Abb. 50).

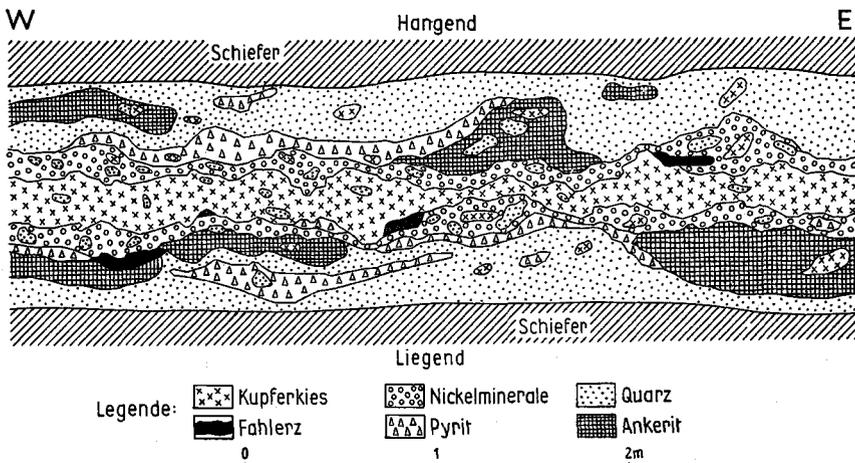


Abb. 50: Normales Gangbild des Mitterberger Hauptganges, Firstbild, Zeche 21, $\frac{1}{2}$ 7. Sohle.

Dabei steht der Kupferkies meist in der Gangmitte an und in symmetrischer Anordnung verlaufen parallel zum Kupferkies in der Streichrichtung des Ganges die Erzschnüre der begleitenden Mineralien, die ihrerseits wiederum mehr oder minder in die begleitenden Quarze und Ankerite eingebettet sind. In einem solchen Gangbild

steht der Kupferkies als nicht deformierter Hochtemperaturkupferkies an und bildet mit dem begleitenden Pyrit ein durchschnittliches Mengenverhältnis von 5 : 1.

2. Im zweiten Typ zeigt das Gangbild keinen symmetrischen Aufbau mehr, sondern Kupferkies, Quarz und Pyrit als Hauptbestandteile sowie die übrigen begleitenden Mineralien sind wahllos durcheinandergemengt (Abb. 51). Der Hochtemperaturkupferkies ist deformiert, der Quarz undulös, die Pyrite und Gersdorffite kataklastisch zerbrochen. Das durchschnittliche Mengenverhältnis zwischen Kupferkies : Pyrit beträgt 2 : 1 bis 0.5 : 1 und auch der mengenmäßige Anteil von Quarz und Ankerit ist im Vergleich zum Gangbild des ersten Typus geringer.

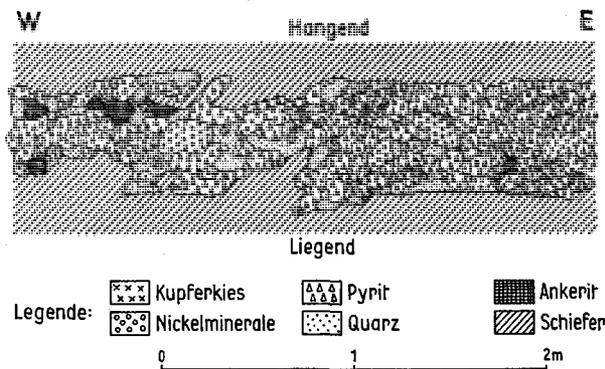


Abb. 51: Firstbild des Mitterberger Hauptganges, Zeche 16, $\frac{1}{2}$ 7. Sohle. Der dargestellte Gang ist deformiert und zerbrochen.

3. Der dritte Typ der Gangbilder zeigt denselben Aufbau und dieselben Mineralien wie der erste Typ; darüber hinaus führt er aber auch noch niedrigtemperatur-gebildeten Kupferkies sowie jungen Quarz (Quarz III) und jungen Ankerit (Ankerit III) (Abb. 52).

Das durchschnittliche Mengenverhältnis Kupferkies : Pyrit beträgt 10 : 1 und auch der Quarz- und Ankeritreichtum ist teilweise bedeutend erhöht.

Im EW-streichenden Mitterberger Hauptgang existieren also drei Gangtypen. Der erste Gangtyp führt Mineralien der I. und II. Vererzungsgeneration, der dritte Gangtyp die Mineralien der I., II. und III. Vererzungsgeneration und der zweite Gangtyp wiederum nur die Mineralien der I. und II. Vererzungsgeneration, die aber im Gegensatz zum ersten Gangtyp deformiert sind und was die Mineralien Kupferkies, Quarz und Ankerit betrifft, in bedeutend geringeren Mengenanteilen anstehen als im ersten Gangtyp.

Der EW-streichende Mitterberger Hauptgang zeigt somit keinen einheitlichen Gangtyp, sondern drei Gangtypen, die sich sporadisch sehr häufig ablösen.

Im Gegensatz zur I. und II. Vererzungsgeneration tritt daher im Mitterberger Hauptgang die III. Vererzungsgeneration nur sporadisch auf, während die I. und II. Vererzungsgeneration konstant ansteht, aber teils in deformierter und teils in nicht deformierter Ausbildung.

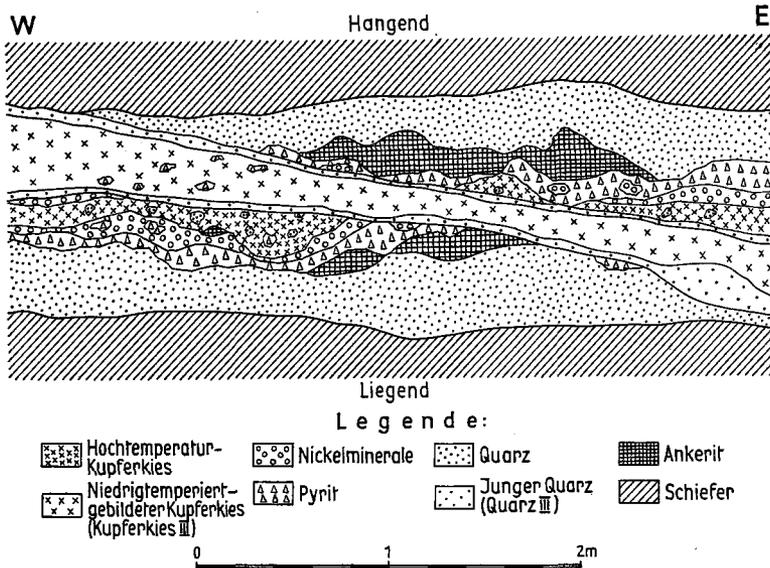


Abb. 52: Firstbild des Mitterberger Hauptganges, Zeche 18, 1/27. Sohle. Der Mineralbestand der I. und II. Vererzungsgeneration wird von Mineralien der III. Vererzungsgeneration (niedrigtemperiert-gebildeter Kupferkies und junger Quarz) durchsetzt.

Die Erzführung in den Quergängen unterscheidet sich nun von der im Mitterberger Hauptgang grundsätzlich durch das Fehlen der I. und II. Vererzungsgeneration. Nur die Mineralien der III. Vererzungsgeneration stehen in den Quergängen an. Neben diesem grundsätzlichen Unterschied zwischen Mitterberger Hauptgang und den Quergängen zeigt auch das Gangbild in den Quergängen einen im Gegensatz zur III. Vererzungsgeneration im EW-streichenden Mitterberger Hauptgang völlig verschiedenen Aufbau. Während die III. Vererzungsgeneration im EW-streichenden Mitterberger Hauptgang niedrigtemperiert-gebildeten Kupferkies und Quarz bzw. Ankerit dicht beieinanderliegend führt, sind in den Quergängen Kupferkies und Quarz bzw. Ankerit selektiv in der Weise getrennt, als der Quarz bzw. Ankerit in den NS-streichenden Quergängen die dem Mitterberger Hauptgang entfernteren Gangbereiche füllen, während der Kupferkies in zum Mitterberger Hauptgang näher liegenden Gangbereichen der Quergänge Platz nahm (Abb. 53).

Die III. Vererzungsgeneration führt also sowohl im Mitterberger Hauptgang als auch in den Quergängen denselben Mineralbestand, die Anordnung der Minerale zueinander dagegen ist verschieden.

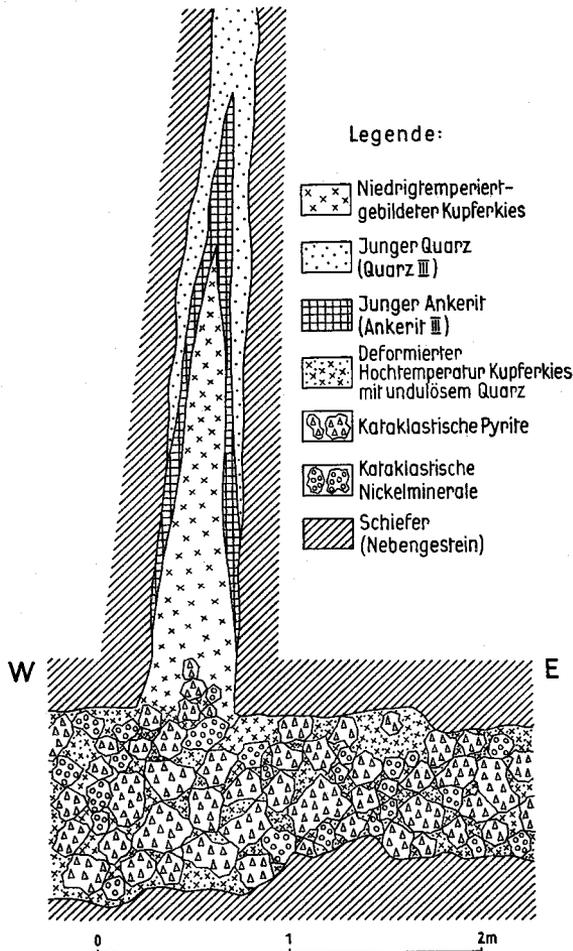


Abb. 53: Firstbild eines Querganges und des Mitterberger Hauptganges, Zeche 16, 7. Sohle.

514 Die mobilisierten Erze der Mitterberger Lagerstätte

Der erste und zweite Gangtypus im EW-streichenden Mitterberger Hauptgang führen zwar denselben Mineralbestand, doch die Minerale des zweiten Typus sind im Gegensatz zum ersten Typus zerbrochen und ärmer an Kupferkies, Quarz und Ankerit. Wegen der Kataklaste an Mineralien muß also dieser Gangtypus Druckbeanspruchungen ausgesetzt gewesen sein. Das im Gegensatz zum ersten Gangtypus ungünstigere Mengenverhältnis von Kupferkies zu Pyrit sowie die geringen Mengen an Quarz und Ankerit deuten darauf hin, daß Kupferkies, Quarz und Ankerit auf Grund der Druckbeanspruchung abgewandert sind, wodurch der zurückgebliebene Pyrit indirekt angereichert wurde. Als Drücke bieten sich nur die Druckbeanspruchungen der analysierten Teilformungsakte mit B_1 EW 15 W, B_2 110 E 20 W und B_3 60—70 E horizontal an.

Das hierfür lagerstättenkundlich schönste Beispiel für das Abwandern des Kupferkieses ist in der Mitterberger Lagerstätte der überaus reiche NS-Gang im Bereich des Westschachtes auf der $\frac{3}{4}$ 7. Sohle. Dieser Gang hatte eine Mächtigkeit von bis zu 2 m mit makroskopisch reinem Kupferkies nahezu ohne Begleitminerale und Gangart.

Erzmikroskopische Analysen ergaben, daß dieser reiche NS-Gang niedrigtemperiert-gebildeten Kupferkies (94%), idiomorphen, unzerbrochenen Pyrit (1%), jungen Quarz (3%), CaCO_3 -reichen Ankerit (1%), idiomorphen Gersdorffit, Pentlandit und Millerit — wobei die in geringen prozentualen Anteilen vertretenen Minerale im Kupferkies verteilt waren — führte. Im Gegensatz dazu führte der EW-streichende Mitterberger Hauptgang in diesem Bereich zwar dieselben Mineralien, doch diese waren deformiert; es standen deformierter Hochtemperaturkupferkies, undulöser Quarz und kataklastische Pyrite sowie Gersdorffite an. Das Mengenverhältnis Kupferkies : Pyrit betrug 0.6 : 1 und Quarz sowie Ankerit waren nur noch in geringen Anteilen vorhanden.

An Hand dieses Beispiels wird klar, daß bei Druckbeanspruchung ein Teil des Mineralbestandes der I. und II. Vererzungsgeneration abwandert und als III. Vererzungsgeneration im Druckschatten der Druckbeanspruchung Platz nimmt. Die III. Vererzungsgeneration ist somit ein Mobilisat der I. und II. Vererzungsgeneration, das sowohl durch die Druckbeanspruchung der Teilformungsakte B_1 — B_2 — B_3 mobilisiert, als auch in die von denselben Teilformungsakten aufgerissenen NS-streichenden Gangspalten abgedrängt wurde. Standen dagegen noch keine NS-streichenden Gangspalten offen, wie es bei der senkrecht auf den Mitterberger Hauptgang wirkenden Druckbeanspruchung mit dem Teilformungsakt B_1 EW 15 W der Fall war, wurden die Mobilisate parallel zum Mitterberger Hauptgang in jene Gangbereiche des Mitterberger Hauptganges abgedrängt, in denen die Druckbeanspruchungen gemäß dem Teilformungsakt B_1 EW 15 W zurücktraten.

515 Die Mobilisierbarkeit der Mitterberger Mineralien

Die in die NS-streichenden Gänge abgewanderten Mineralien geben Auskunft über den Grad der Mobilisierbarkeit bzw. über den Grad der Beweglichkeit der Mitterberger Mineralien. Bei diesen Mineralabwanderungen, sei es in die NS-streichenden Gänge oder innerhalb des EW-streichenden Mitterberger Hauptganges, dürften nicht nur die Mobilisation, sondern auch Abpressungen und Verschleppungen eine Rolle gespielt haben, wie vereinzelt kataklastische Pyrite zeigten, die offensichtlich in dem abwandernden Medium mitgeschleppt wurden.

Zur Begriffsbestimmung wird daher unter Mobilisation eine Stoffverschiebung durch Ionenwanderung in festem Zustand, in Lösung oder in Schmelze verstanden, wobei die Richtung der Mobilisation durch Druck und Temperaturgefälle bestimmt wird.

Dieser molekularen-ionaren Beweglichkeit steht die mechanische Beweglichkeit gegenüber, die in Form von Abpressungen oder Verschleppungen auftreten kann.

Unter Abpressung verstehe ich einen rein mechanischen Stofftransport auf Grund der hohen mechanischen Teilbeweglichkeit der Mineralien und ist vergleichbar mit den Abpressungen, wie sie im großen bei der Salztektonek von BORCHERT (1959) beschrieben wurden.

Unter Verschleppung dagegen soll der mechanische Transport der „Bruchstücke“ des nicht mobilisierten und schlecht teilbeweglichen Materials in „abgepreßter“ Umgebung verstanden werden.

Eine Abgrenzung der in Abb. 54 aufgeführten Mineralien dahingehend durchzuführen, welche Minerale noch und welche schon mobilisiert, abgepreßt und verschleppt wurden, war nicht möglich; denn plastische Verformung, Verschleppung und Lösungstransport gingen in der Mitterberger Lagerstätte, ähnlich wie schon von MAUCHER (1939) auf Grube „Bayerland“ festgestellt wurde, Hand in Hand.

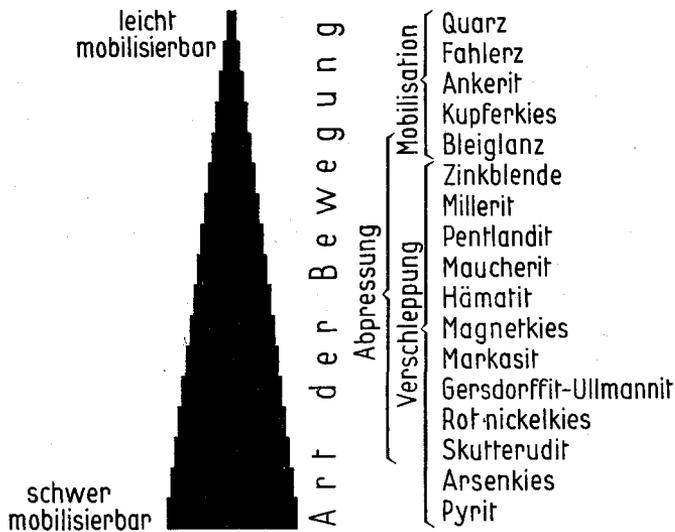


Abb. 54: Einordnung der Mitterberger Mineralien nach dem Grad ihrer Beweglichkeit.

Nur Quarz, Fahlerz, Kupferkies und Ankerit dürften eindeutig durch Mobilisation transportiert worden sein, wie das Fehlen von Deformationen zeigt. Pyrit und Magnetkies dagegen können erst dann abtransportiert werden, wenn vom umlagernden Kupferkies durch Mobilisation bei genügend hohem Druck so viel abgewandert ist, daß die Druckbeanspruchung auch auf diese Mineralien wirken kann; andernfalls schützt der Kupferkies diese Minerale. Es überschneiden sich daher die erzmikroskopisch sichtbaren Zeichen von Verschleppung und Abpressung einerseits, sowie von Abpressung und Mobilisation andererseits.

Ein Vergleich der Minerale in Abb. 54 mit einschlägigen Ergebnissen von Arbeiten über andere Lagerstätten zeigt übereinstimmend, daß Quarz und Kupferkies sehr leicht mobilisierbar sind, während Pyrit kaum mobilisiert wird. In diesem Zusammenhang wird auf die einschlägigen Untersuchungen

gen und Ergebnisse von MAUCHER (1939), SCHNEIDERHÖHN (1953), TAUPITZ (1954), SAKSELA (1957) und OELSNER (1960) hingewiesen.

Es kann daher die Aussage gemacht werden, daß auf Grund der unterschiedlichen Mobilisierbarkeit der einzelnen Minerale der Mineralbestand der I. und II. Vererzungs-generation in den Lagerstättenbereichen, die besonders intensiv den Druckbeanspruchungen nach den Teilformungsakten B_1 — B_2 — B_3 ausgesetzt waren, selektiv mobilisiert wurde, wobei die Minerale je nach dem Grad ihrer Mobilisierbarkeit entsprechend weit von den „Mobilisierungsherden“ abwanderten, was zwangsläufig zu Stoffsonderungen und Kupferkies-, Quarz-, Ankerit- und Fahlerz-Verarmungen an den „Mobilisierungsherden“ sowie zu entsprechenden Anreicherungen in von den „Mobilisierungsherden“ fernerer Gangbereichen führte.

516 Mobilisation im Nebengestein des Mitterberger Hauptganges

Während die NS-streichenden, erzführenden Quergänge mit dem EW-streichenden Mitterberger Hauptgang immer sichtbare Verbindungen zeigten, wurden im Nebengestein quarz- und ankeritführende Gängchen festgestellt, die auf Grund ihrer Gangferne offensichtlich keine Verbindung zum Mitterberger Hauptgang haben (vgl. Abschnitt 460). Diese quarz- und ankeritführenden Gängchen streichen auch nicht in NS-Richtung, sondern ihre Streichrichtungen bilden, wie Vergleiche der Abb. 47 mit Abb. 32, Abb. 34 und Abb. 35 zeigen, fast konstant einen spitzen Winkel von 45° zu den in den jeweiligen Gangbereichen vorherrschenden B-Achsen-Richtungen B_1 — B_2 — B_3 . Auf Grund des auffallend konstanten Winkels von 45° zwischen Streichrichtung dieser Gängchen gegenüber den vorherrschenden B-Achsen-Richtungen wird angenommen, daß es sich bei diesen Quarz- und Ankeritgängchen um Scherflächen (hkO-Flächen) handelt, die durch die Druckbeanspruchung der Teilformungsakte B_1 EW 15 W, B_2 110 E 20 W und B_3 60—70 E horizontal entstanden und gleichzeitig mit aus dem Nebengestein mobilisierten Quarzen und Ankeriten gefüllt wurden (epizonale Bedingungen). Ob der bis zu 1 m mächtige, erzfreie Quarzgang am Arzberg (im Süden des Buchbergganges gelegen) ebenfalls als eine solche Scherfläche anzusprechen ist, muß offen gelassen werden, wenn auch die in diesem Gang anstehenden jungen Quarze als offenbar mobilisierte Quarze für eine solche Deutung sprechen.

520 Der alte tektonische Bau des Mitterberger Hauptganges

Die junge Tektonik hat den alten tektonischen Bau im Bereich des Mitterberger Hauptganges so sehr verwischt, daß es heute kaum mehr möglich ist, mit Hilfe einer tektonischen Analyse allein die mögliche frühere tektonische Anlage schlüssig zu beweisen.

Wenn auch die Analyse der Schichtungsflächen (Abschnitt 440 und Abb. 30 sowie Abb. 40) eine Antiklinale andeutet, deren Achsenfläche der EW-streichende Mitterberger Hauptgang (Abb. 44) eventuell folgt, so zeigt doch die Analyse der Schichtungsflächen im Emilstollen, daß im Bereich des Mitterberger Hauptganges nicht eine Antiklinale, sondern vielleicht sogar mehrere,

parallel verlaufende, anstehen. Darüber hinaus wird der Nachweis einer möglichen alten Antiklinale noch erschwert, weil das der jungen Tektonik angehörende B-Achsen-Teilmaximum mit B_1 EW 15 W im B-Summatationsbereich einer möglichen alten Antiklinale liegt, wobei eine Unterscheidung von alten B- und jungen B_1 -Achsen im gleichen Summatationsbereich unter den gegebenen Umständen kaum möglich ist.

Im Gegensatz zu den nicht beweiskräftigen Ergebnissen auf Grund der Analyse der Schichtungsflächen, wurde aber im Westen des Mitterberger Hauptganges durch Untersuchungsbohrungen der Nachweis erbracht, daß der westliche Teil des Mitterberger Hauptganges in der Achsenfläche einer Antiklinale liegt (Abb. 5). Dieser Nachweis ist leider nur für das Westende des Mitterberger Hauptganges zutreffend und diese Beobachtung braucht nicht auch für die mittleren und östlichen Gangbereiche des Mitterberger Hauptganges zutreffen, denn wie die Analyse des Emilstollens zeigte, existieren wahrscheinlich sogar zwei oder mehrere Antiklinalen und es könnte durchaus möglich sein, daß rein zufällig im Westen der Mitterberger Hauptgang der Achsenfläche einer solchen Antiklinale folgt.

Bei einem Vergleich der Ergebnisse aus der Analyse der Schichtungsflächen mit den erzmikroskopischen Ergebnissen zeigt sich allerdings folgende aufschlußreiche Beziehung:

Die π -Pole der Großkreise aus den Schichtungsflächen im Bereich des Mitterberger Hauptganges tauchen mit 5° gegen W ein (Abb. 40). Der starr EW-streichende Mitterberger Hauptgang (Abb. 44) taucht ebenfalls mit 5° gegen W ein, wie die erzmikroskopische Zonengliederung (Abschnitt 330) bewies (Abb. 27). Die durch eine tektonische Analyse erkannten π -Pole von Großkreisen der Schichtungsflächen decken sich also mit dem erzmikroskopisch analysierten Eintauchen des Mitterberger Hauptganges. Dieses durch verschiedene geologische Arbeitsmethoden erbrachte gleiche Ergebnis, nämlich gleiches westliches Eintauchen des Erzganges und der π -Pole von Großkreisen aus den Schichtungsflächen, beweist meines Erachtens nahezu sicher, daß auch im Mittel- und Ostfeld der Mitterberger Hauptgang der Achsenfläche einer heute nur mehr schwer erkennbaren Antiklinale folgt.

Das Ergebnis, daß der Mitterberger Hauptgang der Achsenfläche einer Großantiklinale folgen soll, wird allerdings erschüttert, wenn man berücksichtigt, daß ja gerade die Achsenfläche einer Antiklinale jener Bereich ist, der durch die Einengungstektonik besonders stark zusammengedrückt wurde. Es scheint daher unmöglich zu sein, daß die Erzlösungen der älteren Vererzung (I. und II. Vererzungsgeneration) gerade in jenem tektonischen Bereich zum Absatz kamen, der auf Grund der vorliegenden Einengungstektonik für eine Spaltenbildung völlig ungeeignet erscheint.

Die erzmikroskopisch analysierte Zonengliederung des Mitterberger Hauptganges (Abschnitt 330 und Abb. 27) brachte das Ergebnis, daß an die Armerzzone in der mittleren Teufenlage in höherer Teufenlage die Maucherit-Zone und in der obersten Teufenlage die sehr reiche Hämatit-Zone anschließen. Außerdem schließt sich an die Armerzzone in tieferer Teufenlage die Reicherz-Zone und folgend die Millerit- und „zonare Pyrit“-Zone an.

Verfolgt man also den Mitterberger Hauptgang in seigerer Richtung, so nimmt die reiche Erzführung der obersten Teufenlage bis zur mittleren

Teufenlage im Bereich der Armerz-Zone immer mehr ab, in der Reicherz-Zone setzt plötzlich wieder eine sehr gute Erzführung ein, die dann in Richtung zur tiefsten Teufenlage („zonare Pyrit“-Zone) wiederum abnimmt. Von der tiefsten Teufenlage bis zur Reicherz-Zone ist also ein Aufblühen der Erzführung festzustellen, das dann plötzlich im Bereich der Armerz-Zone abbricht und in den obersten Teufenlagen nochmals aufblüht.

Diese Beobachtung über die Erzführung im Mitterberger Hauptgang läßt die Aussage zu, daß die Erzgänge wohl keinen Spalten folgen, die durch Scherbeanspruchungen entstanden sind, weil sonst die Gangmächtigkeit bzw. der Erzreichtum nicht so stark wechseln, sondern einigermaßen gleichbleibend sein würde. Andererseits müssen aber tektonische Verhältnisse vorgelegen sein, die einem so eigenwilligen Rhythmus in der Erzführung Vorschub leisteten.

Wegen der oben angeführten einander widersprechenden Beobachtungen, nämlich, daß einmal die tektonischen Ergebnisse der Schichtungsanalyse, der erzmikroskopischen Zonengliederung und der Untersuchungsbohrungen für das Vorliegen einer Antiklinale, deren Achsenfläche der Mitterberger Hauptgang folgt, sprechen, andererseits aber die Einengungstektonik es unmöglich erscheinen läßt, daß der Mitterberger Hauptgang gerade der Fläche folgen soll, die den stärksten Druckbeanspruchungen bei der Einengungstektonik ausgesetzt war, stellte ich einen Vergleich an, welche stratigraphischen Schichten in den Bereichen der festgestellten sechs Erz-zonen (Abb. 27) anstehen und wie sich diese Druckbeanspruchungen gegenüber verhalten.

Im Bereich der Armerz-Zone stehen weiche und plastische, helle Phyllite an, in den höheren Teufenlagen, im Bereich der Hämatit- und Maucherit-Zone, braun-grün-fleckige Phyllite sowie bunte Knollenschiefer und in den unteren Teufenlagen, also im Bereich der Reicherz-, Millerit- und „zonaren Pyrit“-Zone, wurden Serizit-Quarzphyllite und graphitführende Phyllite festgestellt (Abschnitt 121). Von diesen Nebengesteinen sind die hellen Phyllite mit Abstand die weichsten Gesteinsserien und sind außerdem zwischen den härteren Gesteinspaketen eingebettet. Bei der Faltung der wahrscheinlichen Antiklinale wird daher folgendes eingetreten sein (Abb. 55):

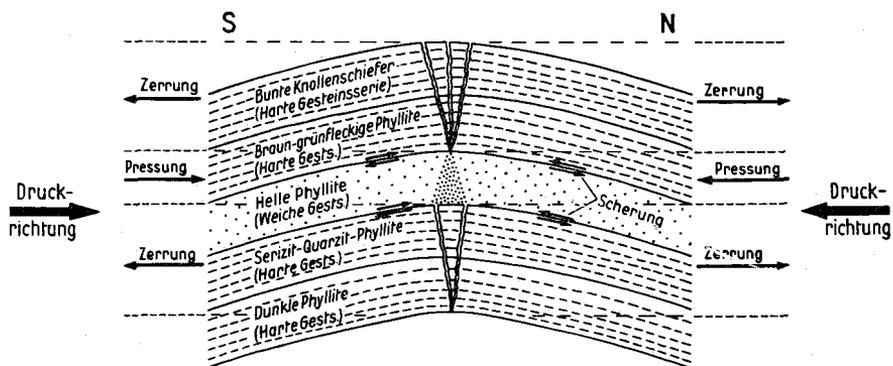


Abb. 55: Schematische Darstellung der Entstehung von Zerrungsspalten, die das Aufblühen und gleichbleibende EW-Streichen des Mitterberger Hauptganges erklären.

Im härteren Gesteinspaket, bestehend aus braun-grün-fleckigen Phylliten und bunten Knollenschiefern, werden in den hangenden Gesteinspartien Zerrungsspalten in hol-Lage zur B-Achse der Antiklinale aufgerissen sein, während die Druckbeanspruchung in den Liegendpartien desselben Gesteinspaketes eine Einengungstektonik verursachten. Die Liegendpartien dieses härteren Gesteinspaketes wirkten somit als eine Art Widerlager, über das die Hangendpartien gezerrt wurden. Hätte nun die im geologisch Liegenden anschließende weiche, helle Phyllitserie dieselbe Härte aufgewiesen als das überlagernde harte Gesteinspaket, so hätte diese die Funktion eines Widerlagers übernommen, doch die weichen, hellen Phyllite wurden zerquetscht. Die geologischen Liegendpartien des hellen Phyllits bestanden nun wieder aus harten Gesteinsserien (Serizit-Quarzitphyllite und graphitführende Phyllite), die sich der Druckbeanspruchung gegenüber ähnlich verhielten wie das erstgenannte harte Gesteinspaket im Hangenden des hellen Phyllits. Auch hier wirkte wieder die Liegendserie als Widerlager, während sich in den Hangendpartien wieder Zerrungsspalten öffnen konnten. Darüber hinaus war es möglich, daß die Hangendpartien der harten Gesteinsserie wegen der Inhomogenität gegenüber den weicheren, hellen Phylliten gegen diese abgeschert wurden (Abb. 55), wobei die weiche Gesteinsserie der hellen Phyllite als Scherfläche diente.

Diese Beobachtungen und Überlegungen klären den rhythmischen Erzreichtum des Mitterberger Hauptganges in seigerer Richtung und zeigen, daß es durchaus nicht unmöglich ist, daß der Mitterberger Hauptgang der Achsenfläche einer Antiklinale folgt, ein Ergebnis, das unmöglich wäre, wenn nicht eine Inhomogenität in bezug auf die Härte des anstehenden Nebengesteins vorliegen würde.

Zusammenfassend kann somit gesagt werden, daß die Ergebnisse der tektonischen Analyse der Schichtungsflächen, die Untersuchungsbohrungen im Westen der Lagerstätte sowie die Ergebnisse der erzmikroskopischen Analyse dafür sprechen, daß der Mitterberger Hauptgang der Achsenfläche einer alten Antiklinale folgt. Meine durch verschiedene geologische Arbeitsmethoden gewonnenen Ergebnisse widersprechen sich nicht, sodaß diese Aussage vorerst gerechtfertigt ist. Ein wesentlicher Beweis für die Existenz einer alten Antiklinale, nämlich die Erfassung von alten B-Achsen war nicht möglich, weil diese im Summationsbereich der jungen B-Achsenrichtung mit B₁ EW 15 W liegen.

Der sichere Beweis dieser meiner Aussage wird daher erst dann möglich sein, wenn durch entsprechende Querschläge im Mittel- und Ostfeld des Mitterberger Hauptganges die jungen Gesteinsschichten der paläozoischen Serie aufgeföhren sind.

530 Zusammenfassung der Ergebnisse des Vergleichs zwischen Vererzung und Tektonik

Die vergleichende Untersuchung zwischen Vererzung und Tektonik im Bereich des Mitterberger Hauptganges führte zu folgenden Ergebnissen:

1. Die Vererzung des Mitterberger Hauptganges, die in einer I. und II. Vererzungsgeneration auftritt, folgt der Achsenfläche einer nahezu sicheren, aber nicht mehr eindeutig analysierbaren Großantiklinale.

Die Inhomogenität des Nebengesteins machte es dabei möglich, daß trotz der NS-gerichteten Einengungstektonik EW-streichende Zerrungsspalten aufreißen konnten, in denen die Erzlösungen der I. und II. Vererzungsgeneration zum Absatz kamen. Auch der rhythmisch auftretende Erzreichtum in den sechs erzmikroskopisch analysierten Zonen ist auf die Inhomogenität der Nebengesteine zurückzuführen. Der so angelegte Mitterberger Hauptgang wurde anschließend von „Diabas“-Intrusionen durchörtert, wobei es an den Kontakten zu Mineralumwandlungen kam (vgl. Abschnitt 323).

2. Durch junge tektonische Beanspruchungen mit den B-Achsenrichtungen B_1 EW 15 W, B_2 110 E 20 W und B_3 60—70 horizontal wurde der Mineralbestand des Mitterberger Hauptganges teilweise mobilisiert. Das Mobilisat wanderte dabei in die durch dieselben tektonischen Beanspruchungen aufgerissenen NS-streichenden Quergänge ein und erhöhte außerdem den Erzadel in jenen Gangbereichen des Mitterberger Hauptganges, die den Druckbeanspruchungen weniger stark ausgesetzt waren.

Im Gegensatz zu BÖHNE (1931) ist daher die Quergangvererzung keine aszendente Vererzung, die von den Quergängen in den EW-streichenden Mitterberger Hauptgang eingewandert ist, sondern, gerade umgekehrt, ein Mobilisat des Mitterberger Hauptganges, das in die NS-streichenden Quergänge abgewandert ist.

600 Zur Genese der Mitterberger Lagerstätte und Stellungnahme zur Literatur

BORCHERT spricht die Mitterberger Kupferkiesgänge als mesothermale Gänge der plutonischen Abfolge an.

W. E. PETRASCHECK reiht die Lagerstätte in die karbonspätige Kupfererzformation ein und SCHNEIDERHÖHN beschreibt sie unter den hypoabyssischen Kupferkiesgängen. Altersmäßig stellen die beiden zuletzt genannten Autoren die Mitterberger Kupferkieslagerstätte in eine jungalpine Vererzungsphase.

Aus meinen Untersuchungen geht hervor, daß ein jungalpines Vererzungsalter nur zum Teil zutrifft, nämlich für die mobilisierten Erze, während die primäre Vererzung der Mitterberger Lagerstätte älter und zwar älter als das Eindringen des Ergußgesteines „Diabas“ ist. Das Ergebnis von BÖHNE (1931), daß die junge Vererzung eine magmanaher Mineralgesellschaft aufweist und von den Quergängen in den EW-streichenden Mitterberger Hauptgang eingewandert ist, kann ich daher nicht bestätigen, sondern auf Grund meiner Ergebnisse wanderte vielmehr die tektonisch sekundär bedingte Vererzung als Mobilisat vom Mitterberger Hauptgang in die Quergänge ein. Die von KARL (1953) analysierte junge Tektonik, die, wie ich feststellen konnte, die Ursache dieser Mobilisation war, reihte KARL (1953) in die alpidische Tektonik ein, sodaß jetzt erwiesen ist, daß alpidische Vererzungen in Form von Mobilisationen im Bereich der Mitterberger Lagerstätte anstehen, die primäre und aszendente

Vererzung dagegen ist älter und zwar älter als die Intrusion des Ergußgesteines „Diabas“.

Die Gang-„Diabase“, die nicht in mehreren Generationen, wie HIESS-LEITNER (1954) annimmt, auftreten, sondern nur in einer Generation und dabei von mobilisierten Erzen durchsetzt werden, enden, wie die Erzgänge des Mitterberger Hauptganges, an der Schichtgrenze „Bunte Knollenschiefer“ — „Grüne Werfener Schichten von Mitterberg“. Weder von HEISSEL noch von mir wurde bis jetzt ein Hineinsetzen der „Diabas“-Gänge oder der Erzgänge in die „Grünen Werfener Schichten von Mitterberg“ beobachtet.

HEISSEL stellt die „Grünen Werfener Schichten von Mitterberg“ ins Perm. Nachdem auf Grund meiner Beobachtungen keine Gründe vorliegen, die einem Hineinsetzen der „Diabas“-Gänge in die „Grünen Werfener Schichten von Mitterberg“ widersprechen, dieselben aber in diese nicht hineinsetzen, ist erwiesen, daß zur Zeit der Intrusion der Gang-„Diabase“ die „Grünen Werfener Schichten von Mitterberg“ überhaupt noch nicht existierten, was bedeutet, daß die Intrusion der Gang-„Diabase“ und die im Vergleich zu den Gang-„Diabasen“ noch ältere primäre Vererzung des Mitterberger Hauptganges permischen oder präpermischen Alters sind.

Auf Grund der derzeitigen Ergebnisse scheidet ein alpidisches Alter der primären, azendenten Vererzung in der Mitterberger Lagerstätte, wie sie PETRASCHECK (1926, 1928, 1932), der die Mitterberger Vererzung zwischen die austrische und savische Faltung einordnet, aus. BÖHNE (1931) und BUTTMANN (1913), die ebenfalls schon ein permisches Alter annahmen, kann ich dagegen bestätigen.

Die Beobachtungen von AMPFERER (1923) und TRAUTH (1916), die auf eine alte und junge Vererzung, wobei sie die junge Vererzung mit den praegosauischen Deckenbewegungen der Alpen in Verbindung brachten, hinweisen, können teilweise bestätigt werden, wenn die von mir analysierte permische Hauptvererzung sowie die alpidische Mobilisation in der Mitterberger Lagerstätte mit den Ergebnissen der vorgenannten Autoren parallelisiert werden.

Über die Herkunft der mesohydrothermalen Erzlösungen können nur Vermutungen angestellt werden. Bedeutende Forscher, wie PETRASCHECK, CLAR und HUTTENLOCHNER, die sich besonders mit dieser Frage beschäftigt haben, vermuten den Magmaherd im Zentralgranit der Tauern.

BUTTMANN (1913) hielt das basische Magma, aus dem die metamorphen Ergußgesteine entstanden, für den Erzbringer der Mitterberger Kupferkiesgänge. Diese Annahme von BUTTMANN (1913) trifft, wie schon KARL (1953) nachwies, nicht zu, weil die Ergußgesteine jünger sind als die primäre azendente Vererzung der Mitterberger Lagerstätte. Die „Diabas“-Intrusionen sind vielmehr als eine Nachphase zur Vererzung anzusprechen, wobei die basischen Lösungen wohl aus dem gleichen Pluton stammen dürften wie die Erzlösungen. Der spendende Pluton wird nach dem Entweichen der saueren Erzlösungen, um in der Terminologie von BORCHERT zu sprechen, als Restschmelze basischen Charakter angenommen haben.

Ob die „Diabas“-Intrusionen die damalige Tagesoberfläche erreichten und mögliche Deckenergüsse in den obersten Teufenbereichen des Mitterberger Hauptganges dabei Magnetite bildeten, die durch Erhitzungsmartitisierung

in oxydischer Atmosphäre sofort wieder in Hämatite umwandelt wurden, ist auf Grund der durchgeführten Untersuchungen sehr wahrscheinlich, aber noch nicht restlos bewiesen. Bei einer späteren Bearbeitung wäre es äußerst aufschlußreich gerade den Bereich „Bunte Knollenschiefer“ — „Grüne Werfener Schichten von Mitterberg“ sowie das Verhalten des „Diabases“ in diesem Bereich und die Einwirkungen des Ergußgesteines auf die Vererzung und auf die Magnetite — Hämatite besonders zu untersuchen.

Mit der Mitterberger Lagerstätte genetisch vergleichbar sind, wenigstens was die Erzführung betrifft, die Siegerländer Spateisensteingänge. Auch dort führt die erste Vererzungsphase, neben Quarz, Arsenkies, Pyrit und Kupferkies, die Nickelminerale Gersdorffit und Ullmannit (persönliche Mitteilung von Herrn Prof. Dr. HÜTTENHAIN aus seinen jüngsten Untersuchungen über die Siegerländer Spateisensteingänge), also ähnlich wie in Mitterberg, wo als I. Vererzungsgeneration die Nickelminerale Gersdorffit, Ullmannit, Pentlandit und Skutterudit zum Absatz kamen. Auch die Siegerländer Hauptphase mit Eisenspat, Kupferkies und Quarz stehen in Mitterberg wiederum an, allerdings als Ankerit, Hochtemperaturkupferkies und Quarz der II. Vererzungsgeneration. Die weiteren Phasen der Siegerländer Spateisengänge fehlen allerdings in Mitterberg, dafür treten „Diabas“-Intrusionen und Mobilisationen alpidischen Alters auf.

Die Ergebnisse meiner Untersuchungen erklären jetzt so manche Beobachtungen, die sich nicht ohne weiteres in eine genetische Gesamtbetrachtung einfügen ließen.

HEISSEL berichtet über Kupferkiesschnüre bzw. über Kupferkiesvererzungen in der Trias, die jetzt als mobilisierte Erze angesprochen werden können. Die Hangend- und Liegendträger des Mitterberger Hauptganges, die als Apophysen vom Mitterberger Hauptgang abzweigen und plötzlich im Bereich der Armerz-Zone auskeilen oder die Nebengänge im Bereich der Hämatit-Zone, die früher unter den verschiedensten Namen, wie Petrus- oder Mariengang gebaut wurden, sind jetzt zu erklären, wenn man sich wieder an die Folgen der Inhomogenität des Mitterberger Nebengesteins und an den aufgezeigten alten tektonischen Bau der Mitterberger Lagerstätte zurückerinnert.

700 Die praktische Bedeutung der Ergebnisse für den Mitterberger Kupferbergbau

Auf Grund der erzmikroskopischen Zonengliederung ist dem Bergbau jetzt eine Handhabe gegeben, seine Lagerstätte „überblicken“ zu können.

Das „primäre“ Eintauchen mit 5° gegen Westen deutet schon an, daß die „Zukunft“ des Bergbaus nur im Westen liegt, wobei in Kauf genommen werden muß, daß der Abbau in immer größere Teufen vordringen wird. Heute liegen noch keine Anzeichen vor, die darauf hindeuten, daß die Lagerstätte in Richtung Westen wieder ansteigen wird, wenn auch die obertägigen morphologischen Verhältnisse eine solche Deutung fördern könnten.

Bei Aufschlußarbeiten halte ich es aus wirtschaftlichen Gründen für geraten, den an einer Störung „verlorenen“ Gang auf keinen Fall weder in

der Armerz-Zone noch in der unmittelbaren Nachbarschaft in geringerer oder größerer Teufenlage aufzusuchen. Die Hämatit- und Reicherz-Zone halte ich für die geeignetsten Horizonte, Untersuchungsstrecken zu treiben, um von dort aus durch seigere, abwärtsgeführte Untersuchungsbohrungen die eventuell „verlorengegangenen“ Gänge wieder zu finden.

Die Auffindung reicher NS-streichender Gänge wird nur dort zu erwarten sein, wo sowohl der Gang stark zerquetscht (mit Ausnahme der Armerz-Zone) als auch Pyrit relativ sehr stark angereichert ist. Es ist daher nicht zweckmäßig, solche Gangteile einfach keiner weiteren Untersuchung mehr zu unterziehen, sondern es wäre vielmehr ratsam, das Hangende und Liegende solcher Gangteile des Mitterberger Hauptganges durch Untersuchungsbohrungen abzutasten.

In den Bereichen der Hämatit- und der Reicherz-Zone ist es geboten konstant das Hangende und das Liegende des Mitterberger Hauptganges abzubohren, denn auf Grund der parallel EW-streichenden Zerrungsklüfte des alten tektonischen Baues der Mitterberger Lagerstätte werden fast immer parallel EW-streichende Hangend- und Liegendgänge anstehen.

Auf den hohen Nickelgehalt der Mitterberger Pyrite und damit auf den hohen wirtschaftlichen Wert der Mitterberger Pyrite wird hingewiesen.

800 Zusammenfassung

In der vorliegenden Arbeit wurden der Erzbestand und die Tektonik der Mitterberger Kupferkieslagerstätte analysiert. Weiterhin wurden die Beziehungen zwischen Erzführung und Tektonik in der Lagerstätte untersucht.

Die Mitterberger Kupferkieslagerstätte liegt südlich von Salzburg bei Bischofshofen, am nördlichen Rand der Grauwackenzone. Sie besteht aus den Gangzügen des Mitterberger Hauptganges, des Südeviers und des Buchbergs. Der wirtschaftlich bedeutende Mitterberger Hauptgang streicht in ost-westlicher Richtung und schiebt gegen Westen unter die Gesteine der Trias ein. Die südlich angrenzenden Gänge des Südeviers streichen um 110° E und der östlich des Salzachtales gelegene Buchberggang um 145° E. Der Abbau geht nur noch im Mitterberger Hauptgang um, der, neben einem Abbau in prähistorischer Zeit, seit dem Jahre 1828 gebaut wird.

PETRASCHECK schreibt der Lagerstätte alpidisches Alter zu, während BÖHNE (1931), der die Lagerstätte erzmikroskopisch untersuchte, permisches Alter annimmt. Weiterhin unterscheidet BÖHNE (1931) eine ältere Ganggruppe, die dem ost-west-streichenden Mitterberger Hauptgang folgt und eine junge Ganggruppe, die in den nord-süd-streichenden Quergängen ansteht. Die azendent entstandenen Vererzungen der Quergänge sind nach BÖHNE (1931) in den ost-west-streichenden Mitterberger Hauptgang eingedrungen und führten so zu sporadischen Erzanreicherungen im Mitterberger Hauptgang.

KARL (1953) untersuchte die Tektonik der Lagerstätte und stellte drei zeitlich unterscheidbare, alpidische Teilformungsakte mit den B-Achsen-Richtungen B_1 EW 15 W, B_2 110 E 20 W und B_3 60—70 E horizontal fest und erkannte, daß die Hauptverwürfe, an denen der Mitterberger Hauptgang gegen Westen absinkt, dem jüngsten Teilformungsakt B_3 zuzuordnen sind. Weiterhin untersuchte KARL (1953) das Intrusiv-Gestein „Diabas“ und kam

zu dem Ergebnis, daß der Diabas, der den Mitterberger Hauptgang meist durchsetzt, als Erzbringer, wie frühere Autoren annahmen, ausscheidet.

Die stratigraphische Gliederung der Grauwackenserien nach HEISSEL, des Aufnahmegeologen des Gebietes um Mitterberg, kann weitgehend auf die Verhältnisse unter Tag übertragen werden. Nach HEISSEL enden die Mitterberger Erzgänge an den „Grünen Werfener Schichten von Mitterberg“, die HEISSEL noch ins Paläozoikum einreicht.

Im Gegensatz zu BÖHNE (1931) konnten in der Mitterberger Lagerstätte Hochtemperaturkupferkies und niedrigtemperiert-gebildeter Kupferkies festgestellt werden. Außerdem konnte beobachtet werden, daß die Mitterberger Pyrite nur zum Teil der chemischen Formel FeS_2 entsprechen, während die meisten „Pyrite“ in zonarer Anordnung aus den Komponenten Pyrit, Gersdorffit, Arsenkies und Bravoit aufgebaut sind und von mir deshalb als „zonare Pyrite“ angesprochen wurden. Erstmals wurden weiterhin in der Mitterberger Lagerstätte die Mineralien Ullmannit, Maucherit, Skutterudit und Millerit beobachtet.

Die Verknüpfung der Einzelminerale zu Vererzungsgenerationen zeigte, daß in der Mitterberger Lagerstätte drei Vererzungsgenerationen anstehen. Die erste Vererzungsgeneration führt vorwiegend die Nickelminerale Gersdorffit, Ullmannit, Pentlandit, Maucherit, Skutterudit sowie Arsenkies, Quarz und Ankerit; die zweite und jüngere Vererzungsgeneration Hochtemperaturkupferkies, Ankerit und Quarz, wobei die jüngere Vererzungsgeneration Minerale der ersten Vererzungsgeneration wie Pentlandit in Millerit umwandelte. Im Gegensatz zu diesen beiden Vererzungsgenerationen, die als aszendente, mesohydrothermale Vererzungen anzusprechen sind und dem ost-west-streichenden Mitterberger Hauptgang folgen, ist die dritte und jüngste Vererzungsgeneration ein tektonisch bedingtes Mobilisat der beiden älteren Vererzungsgenerationen. Es führt niedrigtemperiert-gebildeten Kupferkies, Quarz, Ankerit und Fahlerz und kam in den nord-süd-streichenden Quergängen sowie in druckarmen Bereichen des Mitterberger Hauptganges zum Absatz.

Bei einem Vergleich mit verwandten Lagerstätten wurde festgestellt, daß, im Gegensatz zum Mitterberger Hauptgang, der alle drei Vererzungsgenerationen führt, in den Lagerstätten Buchberg und Schwarzenbach bei Dienten nur die erste und dritte Vererzungsgeneration anstehen. Weiterhin wurde beobachtet, daß die zweite Vererzungsgeneration als kupferkiesreiche oder wie im Röhlerbühler Gangzug und im Bertagang als fahlerzreiche Vererzung auftreten kann.

Auf Grund einer erzmikroskopischen Kartierung war es möglich, den Mitterberger Hauptgang in sechs Teufenzonen zu untergliedern. An die Hämatit-Zone, die teilweise über Tage ausbeißt, schließen in Richtung Teufe die Maucherit-, Armerz-, Reicherz-, Millerit- und „Zonare Pyrit“-Zone an. Nach Abzug der Verwurfshöhen der west-fallenden Verwürfe tauchen diese Zonen mit 5° gegen Westen ein, was bedeutet, daß der ost-west-streichende Mitterberger Hauptgang entweder schon vor irgendeiner tektonischen Beanspruchung mit 5° gegen Westen einschob oder daß der Mitterberger Hauptgang in seiner ganzen streichenden Erstreckung, einschließlich des umgebenden Nebengesteines, en bloc um 5° aus der Horizontalen gegen Westen gekippt wurde.

Zwischen der zweiten und dritten Vererzungsgeneration erfolgte die Intrusion der „Diabase“, denn diese durchsetzen die Erzgänge der ersten und zweiten Vererzungsgeneration, während die mobilisierten Erze (dritte Vererzungsgeneration) ihrerseits wieder die „Diabas“-Gänge durchhörtern. Dieses diabasische Ergußgestein verursachte sehr wahrscheinlich im Bereich der Hämatit-Zone Kontaktumwandlungen, indem Fe-reiche Ankerite in Magnetite und diese durch Erhitzungsmartitisierung in oxydischer Atmosphäre in Hämatite umgewandelt wurden.

Die tektonische Analyse der Mitterberger Kupferkieslagerstätte bestätigte die bereits schon von KARL (1953) erkannten drei Teilformungsakte mit B_1 90 E 15 W, B_2 110 E 20 W und B_3 60—70 E horizontal auch in den inzwischen neu aufgeschlossenen Grubenfeldern. Auf Grund der von mir aufgegliederten Homogenitätsbereiche in bezug auf B konnte der Bereich des Mitterberger Hauptganges in B-homogenen Raumkörpern dargestellt werden, in denen im Westen des Mitterberger Hauptganges der Plan B_2 110 E 20 W, im Osten der Plan B_1 90 E 15 W und in einer Zone, diagonal von Westen nach Osten ansteigend, der Plan B_3 60—70 E horizontal vorherrschen. Die klufthomogenen Bereiche ließen sich in die B-homogenen Bereiche eingliedern, sodaß die B-homogenen Raumkörper des Mitterberger Hauptganges auch den klufthomogenen Raumkörpern entsprechen. Die festgestellten Kluffmaxima liegen in Okl-Lage und teilweise sogar in ac-Lage zu den B-Achsen der Teilformungsakte B_1 — B_2 — B_3 , sodaß die tektonische wie zeitliche Zusammengehörigkeit der entsprechenden Kluft- und B-Achsen-Maxima erwiesen ist.

Den starr ost-west-streichenden Mitterberger Hauptgang begleiten nord- und süd-fallende Schichtungsflächen, was darauf hindeutet, daß der Mitterberger Hauptgang der Achsenebene einer Großantiklinale folgt. Untersuchungsbohrungen im Westen, durch die eine Antiklinale festgestellt wurde, das Eintauchen des Mitterberger Hauptganges mit 5° gegen Westen und das mit 5° westliche Eintauchen einer B-Achse, die sich aus den nord- und süd-fallenden Schichtungsflächen ergibt, sprechen für das Vorhandensein einer alten Großantiklinale, deren Achsenebene der Mitterberger Hauptgang folgt. Dieser Nachweis war aber im Mittelfeld des Mitterberger Hauptganges wegen Fehlens entsprechender Aufschlüsse nicht möglich. Auch die Analyse der Schichtungsflächen im süd-nord-aufgefahrenen Emilstollen erbrachte keinen eindeutigen Beweis für das sichere Vorhandensein einer solchen Großantiklinale. Erschwert wird dieser Nachweis außerdem noch durch die Tatsache, daß die B-Achsen einer Großantiklinale im Summationsbereich der jungen B-Achsenrichtung B_1 90 E 15 W liegen und so alte und junge B-Achsen nicht unterschieden werden können.

Die vergleichende Untersuchung zwischen Vererzung und Tektonik im Bereich des Mitterberger Hauptganges erbrachte, daß die erste und zweite Vererzungsgeneration der Achsenebene einer nahezu sicheren aber nicht mehr eindeutig analysierbaren Großantiklinale folgt. Die Inhomogenität des Nebengesteines machte es dabei möglich, daß trotz der nord-süd-gerichteten Einengungstektonik ost-west-streichende Zerrungsspalten aufreißen konnten, in denen die Erzlösungen der ersten und zweiten Vererzungsgeneration zum Absatz kamen. Der so angelegte Mitterberger Hauptgang wurde anschließend von „Diabas“-Intrusionen durchhörtert, wobei es an den

Kontakten zu Mineralumwandlungen kam. Durch die jungen tektonischen Beanspruchungen mit den B-Achsen-Richtungen B_1 EW 15 W, B_2 110 E 20 W und B_3 60—70 horizontal wurde der Mineralbestand des Mitterberger Hauptganges teilweise mobilisiert, wobei das Mobilisat in die durch dieselben tektonischen Beanspruchungen aufgerissenen nord-süd-streichenden Quergänge und in jene Gangbereiche des Mitterberger Hauptganges, die nur geringen Drücken ausgesetzt waren, abwanderten.

Zu den Arbeiten über die Entstehung der ostalpinen Erzlagerstätten konnte für diese Lagerstätte angefügt werden, daß die mesohydrothermale Vererzung der Mitterberger Lagerstätte ins Perm zu stellen ist und keine ascendente, alpidische Vererzungen anstehen, wohl aber Mobilisationen des permischen Erzbestandes, die durch eine alpidische Tektonik ausgelöst wurden. Weiterhin scheidet der „Diabas“, wie schon von KARL (1953) festgestellt, als Erzbringer aus; er wandelt aber, wie jetzt beobachtet, den Erzbestand in den Kontaktzonen um.

Die Ergebnisse der Untersuchungen geben dem Bergbau in Mitterberg jetzt die Möglichkeit, die Aufschlußarbeiten wirtschaftlicher zu gestalten, nachdem erkannt wurde, daß die Lagerstätte nach Westen eintaucht, der Mitterberger Hauptgang sich in sechs verschieden reiche Zonen untergliedert, in der Hämatit- und Reicherz-Zone Gangverdoppelungen auf Grund der besonderen Tektonik geradezu die Regel sein werden, nord-süd-streichende Gänge nur dort gefunden werden können, wo die entsprechenden Anzeichen im Mitterberger Hauptgang vorliegen und nicht zuletzt, daß das Auftreten von Hämatit im Erzgang dessen obere Begrenzung anzeigt.

900 Literaturverzeichnis

- AIGNER, F.: Die Kupferbergbaue der Mitterberger Kupfer-Aktiengesellschaft bei Bischofshofen. — BHM Jb. Bd. 78, Wien 1930.
- AIGNER, G.: Eine Graptolithenfauna aus der Grauwackenzone (Fieberbrunn, Dienten). — Sitzungsber. d. Ak. d. Wiss. Wien 1931. math.-nat. Kl., Abt. 1, Bd. 140.
- ALLEN, E. T. — CRENSHAW, J. L. — MERWIN, H. E.: The Stockes method for the determination of pyrite and marcasite. — Amer. J. Sci. (4) 38, 371—431, 1914.
- AMPFERER, O.: Beiträge zur Auflösung der Mechanik der Alpen. — Jb. R. A. Bd. 73 und 74, 1923.
- AMSTUTZ, G. C.: The Copper Deposits Caprichosa and Antachajra in Central Peru. — N. Jb. Miner., Abh., 94, 390—429, Stuttgart, 1960.
- ANDREATTA, C.: Stoffmobilisierung und Stoffbewegungen bei der tektonischen Metamorphose. — N. Jb. Miner., Mh. 1954, 2—17.
- ANGEL, F.: Über die spilitisch-diabasische Gesteinssippe in der Grauwackenzone Nordtirols und des Pinzgaues. — Mitt. d. Geol. Ges. 1955, 48, Wien 1956 (Klebelberg-Festschrift).
- BAN, A.: Die Frühjahrstagung 1960 des Fachgr. f. Min. u. Geol. — DER KARINTHIN, Folge 41, S. 95—98. (H. MEIXNER, Chemie der Erde.)
- BERNHARD, J.: Erzmikroskopische Untersuchungen im Westfeld der Mitterberger Kupferkieslagerstätte. — Nicht veröffentlicht, Universität München, 1956.
- BLEEK, A. W. G.: Die Kupferkiesgänge von Mitterberg in Salzburg. — Z. f. pr. Geol. 1906, S. 365.
- BÖHNE, E.: Die Kupfererzgänge von Mitterberg in Salzburg. Gangverhalten und Erzfolge. — Archiv für Lagerstättenforschung, 49, Berlin 1931.

- BORCHERT, H.: Über Entmischungen im System Cu-Fe-S und ihre Bedeutung als „geologische Thermometer“. — *Chemie der Erde*, 9, S. 145—172, 1934.
- BORCHERT, H.: Ozeane Salzlagerstätten. — Berlin 1959.
- BORCHERT, H.: Vorlesung der Lagerstättenkunde an der Bergakad. Clausthal.
- BUTTMANN, H.: Die Kupferkieslagerstätten von Mitterberg. — Verlag von Graz und Gerlach, Freiberg in Sachsen, 1913.
- CANAVAL, R.: Altersverschiedenheiten bei Mineralien der Kieslager. — *Z. f. pr. Geol.* 1910, S. 181.
- CLAR, E.: Ostalpine Vererzung und Metamorphose. — *Verh. Geol. B. A.*, 1945.
- CLAR, E.: Über die Herkunft der ostalpinen Vererzung. — *Geol. Rdsch.*, 42, 1953 a, 107—127.
- CORNELIUS, H. P.: Zur Einführung in die Probleme der nordalpinen Grauwackenzone. — *Mitt. d. RfB, Zweigstelle Wien*, 2, 1—8, Wien 1941.
- CORNELIUS, H. P.: Die Kontaktfläche Grauwackenzone—Kalkalpen — eine Reliefüberschiebung? — *Ber. RfB, Zweigstelle Wien*, 1943, 161—165, Wien 1943.
- DEL-NEGRO, W.: Geologie von Salzburg. — Univ.-Verlag Wagner, Innsbruck, 1950.
- DEL-NEGRO, W.: Geologische Forschung in Salzburg 1949—1956. — *Mitt. Geol. Ges. Wien*, 49, 1956, Wien 1958, 107—126.
- DEL-NEGRO, W.: Salzburg. — *Verh. Geol. B. A., Bundesländerserie*, Wien 1960, 19—22.
- DUFTSCHMID, B.: Probleme aus der nördlichen Grauwackenzone. — *Zs. d. Deutsch. geol. Ges. Berlin* 1930, Bd. 82.
- DUNN, J. A.: A microscopical study of the Bawdwin ores, Burma. — *Geol. Surv. India Rec.* 72, 333—359, 1937.
- FLÖRKE, W.: Mikrophographische Beobachtungen an Nickel- und Kobalterzen. — *Metall und Erz*, 20, 197—206, 1923.
- FRIEDRICH, O. M.: Überblick über die ostalpine Metallprovinz. — *Z. f. d. Berg-, Hütten- und Salinenwesen i. Deutschen Reich*, 1937.
- FRIEDRICH, O. M.: Tektonik und Erzlagerstätten in den Ostalpen. — *Berg- u. Hüttenm. Mh.* 90, H. 9.
- FRIEDRICH, O. M.: Zur Genese ostalpiner Spatmagnetit- und Talklagerstätten. — *Radex-Rundsch.*, H. 7, 1951.
- FRIEDRICH, O. M.: Bemerkungen zum Aufsatz von G. STERK. — *BHM*, Jg. 100, H. 3, 1955.
- FRIEDRICH, O. M. und PELTZMANN, J.: Magnetitvorkommen und Paläozoikum der Entachenalm im Pinzgau. — *Verh. Geol. B. A.*, Wien, 1937, S. 245—253.
- GANNS, O.: Das Paläozoikum am Südrand des Dachsteins. — *Mitt. RfB., Zweigstelle Wien*, 2, 9—18, 1941.
- GOLL, J. J.: Chalcographische Studien über die Nickelerze von Dobsina. — *Cesk. A* 47, 1—18, 1937.
- GRODDECK, A. v.: Zur Kenntnis der grünen Gesteine (grüne Schiefer) von Mitterberg im Salzburgischen. *Jb. d. k. k. Geol. R. A.*, 33. Bd., 1883, 3. H., S. 397—404.
- GÜMBEL, v.: Geolog. Bemerkungen über die Thermen von Gastein und ihre Umgebung. — *S. Ber. Kon. Bayer. Akad. Wissensch.*, 1889, S. 341.
- HABERFELNER, E.: Die Geologie des Eisenerzer Rerchenstein und des Polster. — *Mitt. d. Ak. f. Bergbau, Geol. u. Pal. d. Steiern. Landesmuseums Joaneum, Graz* 1935.
- HADEN, A.: Über neue Silurversteinerungen in der nördlichen Grauwackenzone auf der Entachenalm bei Alm im Pinzgau. — *Verh. Geol. B. A.*, 1936, S. 133—138.
- HAMMER, W.: Beitrag zur Tektonik des Oberpinzgaus und der Kitzbühler Alpen. — *Verh. Geol. B. A.*, 1938.
- HEISSEL, W.: Aufnahmebericht auf Blatt St. Johann im Pongau. — *Verh. Geol. B. A.*, 1938, S. 38—39.
- HEISSEL, W.: Die geologischen Verhältnisse am Westende des Mitterberger Kupfererzganges (Salzburg). — *Jb. Geol. B. A.*, H. 3 u. 4, Wien 1945, S. 117—127.
- HEISSEL, W.: Alte Gletscherstände im Hochkönig-Gebiet. — *Jb. Geol. B. A.* 92, 1947, S. 147—164, Wien 1949.

HEISSEL, W.: Aufnahmen auf den Kartenblättern Saalfelden, Dienten, St. Georgen im Pinzgau, Taxenbach, Werfen, Bischofshofen, St. Johann/Pongau. — Verh. Geol. B. A. 1950/51, H. 2, S. 26—27.

HEISSEL, W.: Die Grauwackenzone der Salzburger Alpen. — Verh. Geol. B. A. Wien 1951, S. 71—76.

HEISSEL, W.: Auftreten der „Grünen Schichten“ in Begleitung von Grauwackengesteinen des Paläozoikum. — Verh. Geol. B. A., Wien 1952.

HEISSEL, W.: Zur Stratigraphie und Tektonik des Hochkönigs. — Jb. Geol. B. A. 96, Wien 1953, S. 344—356.

HEISSEL, W.: Die grünen Werfener Schichten von Mitterberg (Salzburg). — Tscherm. Mitt., Bd. 4, 1—4 H., S. 338—349, Wien 1954.

HEISSEL, W.: Aufnahmebericht für 1953 auf den Kartenblättern 124 Saalfelden und 125 Bischofshofen. — Verh. Geol. B. A., Wien 1954, S. 47—48.

HEISSEL, W.: Die „Hochalpenüberschiebung“ und die Brauneisenerzlagerstätten von Werfen-Bischofshofen (Salzburg). — Jb. Geol. 98, Wien 1955, S. 183—201.

HEISSEL, W.: Aufnahmebericht Blatt Bischofshofen (125) für 1956. — Verh. Geol. B. A., Wien 1957, S. 33.

HEISSEL, W.: Aufnahmebericht für 1957, Blatt 125 Bischofshofen. — Verh. B. A., Geol. Wien 1958, S. 219.

HELKE, A.: Beiträge zur Kenntnis der Golderzgänge am Ungarberge und am Fericeel bei Staujia im siebenbürgischen Erzgebirge (Rumänien). — Tscherm. Mitt. 44, 265—326, 1933.

HERITSCH, F.: Bemerkungen zur Notiz von A. HADEN über Silurversteinerungen von der Entachenalm. — Verh. Geol. B. A., Wien 1936, Nr. 11.

HISSLEITNER, G.: Sulfidisch-arsenidisches Ni-Co auf alpinen Erzlagerstätten. — Z. f. pr. Geol. 1929, 8.

HISSLEITNER, G.: Bericht über bergbaueologische Arbeiten. — Verh. Geol. B. A., H. 1, S. 77, Wien 1950—1951.

HISSLEITNER, G.: Ostalpine Erzmineralisation in Begleitung von vor- und zwischen-mineralisatorisch eingedrungenem Eruptivganggestein. — Sonderdr. a. d. Ztschr. f. Erzbergbau u. Metallhüttenwesen, Bd. VII (1954), H. 8.

HISSLEITNER, G.: Betriebsinterne Gutachten. — Nicht veröffentlicht.

HÜTTENHAIN: Mündliche Mitteilungen über die Ergebnisse der jüngsten Untersuchungen in den Siegerländer Spateisensteingängen. — Noch nicht veröffentlicht.

HUTTENLOCHNER, H. F.: Zur Kenntnis verschiedener Erzgänge aus dem Penninikum und ihre Dislokationsmetamorphose. — Schweiz. Min. Petr. Mitt. 1925, V. 1, S. 206.

HUTTENLOCHNER, H. F.: Die Vererzung der Westalpen, ihre zeitliche und räumliche Gliederung. — Geol. Rdsch., 42, 1953, 93—107.

JOHN, C. v.: Über Melaphyr von Hallstatt und einige Analysen von Mitterberger Schiefer. — Verh. Geol. B. A., Wien 1884, S. 76—78.

KARL, F.: Anwendung gefügeanalytischer Arbeitsmethoden am Beispiel eines Bergbaues (Kupferbergbau Mitterberg, Salzburg). — N. Jb. Mineral. Abh., 85, H. 2, S. 203—246, Stuttgart 1953.

KARL, F.: Das Gainfeldkonglomerat bei Bischofshofen (nördliche Grauwackenzone) und seine Beziehungen zu einigen Konglomeraten in den Tauern und der Westalpen. — In. Akad. d. Wiss., math.-naturw. Kl., 1953, Nr. 1.

KARL, F.: Das Gainfeldkonglomerat, ein Tuffitkonglomerat aus der nördlichen Grauwackenzone (Salzburg). — Verh. Geol. B. A., H. 4, S. 222, Wien 1954.

KARL, F.: Der derzeitige Stand B-achsialer Gefügeanalysen in den Ostalpen — Jb. Geol. B. A., 47, S. 133—152, Wien 1954

LEITMEIER, H.: Einführung in die Gesteinskunde. — Springer-Verlag, Wien 1950.

LINDGREN, W.: The silver mine of Colquijirea, Peru. — Econ. Geol. 30, 331—346, 1935.

MATZ, K. B.: Die Kupfererzlagerstätte Mitterberg (Mühlbach am Hochkönig, Salzburg). — Sonderheft zur Mineralogentagung Leoben, 1953.

MAUCHER, A.: Über die Kieslagerstätte der Grube „Bayerland“ bei Waldsassen in der Oberpfalz. — *Z. angew. Mineral.*, 2, Berlin 1939.

MAUCHER, A.: Einige Beispiele von Katakklase an Arsenkies und Pyrit. — *Zbl. Min.*, 1939, S. 193—199.

MEHNERT, K. R.: Über endogene Erzbildung und ihre Beziehungen zur Granitentstehung durch selektive Mobilisation. — *N. Jb. Miner., Abh.* 94, Festband Ramdohr, 1960, S. 49—76.

MOSEBACH, R.: Neue Ergebnisse aus dem Gebiet der hydrothermalen Forschung. — *Chemiker Z.*, 79, 1955, S. 583—599.

OELSNER, O.: Möglichkeiten zur Mobilisation von Blei-Zinkerzen aus bestehenden Lagerstätten und Kriterien zu ihrer genetischen Einstufung. — *N. Jb. Mineral., Abh.*, 94, 98—120, Stuttgart 1960.

OHNESORGE, TH.: Aufnahme Blatt Kitzbühel/Zell/See im Jahresbericht. — *Verh. Geol. B. A.*, 1924, Wien 1925.

OHNESORGE, TH.: Aufnahmebericht über Blatt St. Johann i. Pongau. — *Verh. Geol. B. A.*, 1926, Wien 1927.

PELTZMANN, J.: Zu den Graptolithen der Entachenalm. — *Verh. Geol. B. A.*, Wien 1936, Nr. 11.

PETRASCHECK, W.: Das Alter alpiner Erze. — *Verh. Geol. R. A.*, 1926.

PETRASCHECK, W.: Metallogenetische Zonen in den Ostalpen. — *C. R.*, 14, int. Geol. Kongr. Madrid, 1928.

PETRASCHECK, W.: Die Magnesite und Siderite der Alpen. — *Sber. d. Akad. d. Wiss. in Wien, math.-nat. Kl., Abt. I*, 141 Bd., 3 und 4. H., 1932.

PETRASCHECK, W.: Die alpine Metallogeneese. — *Jb. Geol. B. A.*, 90, 129—149, 1945.

PETRASCHECK, W. & PETRASCHECK, W. E.: Lagerstättenlehre. — Springer, Wien 1950.

POŠEPNY, F.: Die Erzlagerstätten von Kitzbühel in Tirol und deren angrenzenden Teile Salzburgs. — *Archiv f. pr. Geol.*, Wien 1880, S. 289.

RAMDOHR, P.: Über Metamorphose und sekundäre Mobilisierung. — *Geol. Rdsch.*, 42, 1953, 11—19.

RAMDOHR, P.: Die Erzminerale und ihre Verwachsungen. — Berlin, Akademie-Verlag, 1960.

REDLICH, K. A.: Über einige wenig bekannte kristalline Magnesitlagerstätten Österreichs. — *Jb. Geol. B. A.*, 85, 1935, S. 101.

SAKSELA, M.: Die Entstehung der Outokumpu-Erze im Lichte der tektonisch-metamorphen Stoffmobilisierung. — *N. Jb. Miner., Abh.*, 91, 1957, 278—302.

SAKSELA, M.: Beiträge zur Kenntnis der sog. chloritischen Kupferformationen im fennoskandischen Grundgebirge. — *N. Jb. Miner., Abh.* 94, 1960, 319—351.

SANDER, B.: Einführung in die Gefügekunde geologischer Körper, Bd. I und II. — Springer, Wien 1948, 1950.

SCHNEIDERHÖHN, H.: The mineragraphy and spectrography of the sulphidic platinum ores of the Bushveld complex. — veröffentlicht in P. A. WAGNER: The platinum deposits of South Africa. — Edinburg 1929, S. 206—246.

SCHNEIDERHÖHN, H.: Lehrbuch der Erzlagerstättenkunde. — Fischer, Jena 1941.

SCHNEIDERHÖHN, H.: Erzlagerstätten, Kurzvorlesungen. — Fischer, Jena 1944.

SCHNEIDERHÖHN, H.: Fortschritte in der Erkenntnis sekundär-hydrothermalen und regenerierter Lagerstätten. — *N. Jb. Miner., Mh.*, 223—237, 1953.

SCHWINNER, R.: Die älteren Baupläne der Ostalpen. — *Z. D. Geol. Ges.*, 81, 1929.

SCHWINNER, R.: Variszisches und alpines Gebirgssystem. — *Geol. Rsch.*, 24, 1933.

SCHWINNER, R.: Zur Gliederung der phyllitischen Serien der Ostalpen. — *Verh. Geol. B. A.*, 1936, Nr. 5, S. 117—124.

SCHWINNER, R.: Tektonik und Erzlagerstätten in den Ostalpen. — *Z. D. Geol. Ges.*, 94, H. 3/4, 1942.

STAPF, F. M.: Geognostische Notizen über einige Alpine Kupfererzlagerstätten. — *B. u. H. Ztg.*, XXIV, 1865.

STERK, G.: Vererzte Pflanzenreste aus der Kupferkieslagerstätte Mühlbach Hochkönig. — BHM, Jg. 99, H. 3, 1954.

STERK, G.: Vererzte Zellstrukturen an fossilen Pflanzen aus der Kupferlagerstätte Mühlbach. — Montan. Rsch., Z. f. Bergbau- u. Hüttenwesen, H. 5, 1955.

TAUPITZ, K. CHR.: Über Sedimentation, Diagenese, Metamorphose — Chem. d. Erde, 17, 104—164, 1954.

TILL, A.: Das geologische Profil von Berg Dienten nach Hofgastein. — Verh. d. k. k. Geol. R. A., Wien 1906, S. 323—334.

TRAUTH, F.: Die geolog. Verhältnisse an der Südseite der Salzburger Kalkalpen. — Mitt. Geol. Ges., Wien 1916.

TURNER, A.: Reliefüberschiebungen in den Ostalpen. — Fortschr. Geol. Pal. 14/18, 1943.

VENERANDI, I.: Strutture e tessiture di omatite magnetite nel giacimento di Mitterberg (Austria). — Istituto Lombardo (Rend. Sc.) A 98, 274—282, (1964).

WICHT, K.: Bergbau Mitterberg. — nicht veröffentlicht, 1937.

ZSCHOKE, K. & PREUSCHEN, E.: Das urzeitliche Bergbaugesamt Mühlbach-Bischofshofen. — Materialien z. Urgesch. Österreichs H. 6, Wien 1932, Selbstverl. Anthropol. Ges. Wien.

Stratigraphie und Tektonik der Schichten der Oberkreide und des Alttertiärs im Raume von Gosau und Abtenau (Salzburg)

Von Ursula WILLE-JANOSCHEK, Wien *)

mit Taf. 1—11 und 3 Abbildungen

Inhalt

Summary

Zusammenfassung

	Seite
I. Einleitung und Problemstellung	93
II. Paläontologischer Teil	94
Systematische Beschreibung der Arten	95
III. Stratigraphischer Teil	126
1. Historischer Überblick	126
2. Beschreibung der Schichten	127
a) Grundkonglomerat	127
b) Untere Graue Mergel und Sandsteine	128
c) Riffkomplexe	130
d) Obere Graue Mergel und Sandsteine	131
e) Schichten in Nierntaler Fazies	132
f) Zwieselalmschichten	136
g) Mergel und Sandsteine des Untereozäns	140
h) Junge Bedeckung	142
3. Zonengliederung der Oberkreide	143
a) Zone KA	143
b) Zone KB	145
c) Zone KC	147
d) Zone KD	148
e) Zone KE	149
f) Zone KF	150
g) Korrelierung der Zonen mit den Stufen der Oberkreide	152
4. Zur Charakteristik der Ablagerungsbedingungen der Gosausedimente im Bereich von Gosau, Schorn und Rigaus	152
5. Bemerkungen zu den Begriffen „Untere“, „Mittlere“ und „Obere Gosau“ und „Gosau“ im allgemeinen	156
IV. Tektonik	158
1. Zur tektonischen Lage der Gosau der kartierten Bereiche	159
2. Detailbeschreibung	160
a) Bereich von Gosau	160
b) Bereich von Schorn	162
c) Bereich von Rigaus	164
V. Literatur	167

*) Anschrift: Wien 1, Universität, Paläontologisches Institut

Summary

The "Gosau Beds"—a term applied to a formation transgressing after the pre-Gosau tectonic phase into the Upper Eastalpine units, which, by the impossibility to recognize the paleogene age of some parts of it, erroneously became synonymous with Upper Cretaceous only—were mapped at their type locality, the basin of Gosau (Upper Austria/Salzburg). The samples collected were interpreted by aid of the microfauna.

The stratigraphic assignment in special was based mainly on the planktonic foraminiferal families *Globotruncanidae*, *Heterohelicidae*, *Globorotaliidae* and *Globigerinidae*. As for the Upper Cretaceous, a division into six faunal zones could be worked out (Zone KA to KF).

The most important and most common representatives of the families *Globotruncanidae* and *Heterohelicidae* were described and figured. Particular attention was paid to the range of variation of single species and their modification with descending stratigraphic age.

Lithologically, the strata of the Basin of Gosau may be divided into Grundkonglomerat, Untere Graue Mergel und Sandsteine, interbedded with reef bodies, Obere Graue Mergel und Sandsteine, Schichten in Nierntaler Fazies, Zwieselalmschichten, and marls and sandstones of the Lower Eocene. The age of these units was fixed as follows:

Grundkonglomerat, Untere Graue Mergel und Sandsteine, reef bodies—Coniacian—Santonian

Obere Graue Mergel und Sandsteine—upper part of Lower Campanian—lower part of Upper Campanian

Schichten in Nierntaler Fazies—upper part of Lower Campanian—Lower Maastrichtian

Zwieselalmschichten—Upper Maastrichtian and higher Paleocene.

Marls and sandstones of the upper part of Lower Eocene.

In Lower Campanian and Danian—lower Paleocene sedimentary gaps do occur.

Zusammenfassung

Die Gosauschichten der Typlokalität (Becken von Gosau, Oberösterreich/Salzburg) wurden kartiert und die gesammelten Proben mikropaläontologisch ausgewertet.

Zur stratigraphischen Gliederung wurden vor allem die planktonischen Foraminiferenfamilien *Globotruncanidae*, *Heterohelicidae*, *Globorotaliidae* und *Globigerinidae* herangezogen. Für die Oberkreide ergab sich eine Zonengliederung in sechs Faunenzone (Zone KA—KF).

Die wichtigsten und häufigsten Vertreter der Familien der *Globotruncanidae* und *Heterohelicidae* wurden im paläontologischen Teil der Arbeit beschrieben und abgebildet. Besondere Beachtung wurde dabei der Variationsbreite einzelner Arten sowie ihrer Veränderung im Profil zuteil.

Lithologisch lassen sich die Schichten des Beckens von Gosau vom Liegenden zum Hangenden in die Schichtglieder Grundkonglomerat, Untere Graue Mergel und Sandsteine mit Riffkomplexen, Obere Graue Mergel und Sandsteine, Schichten in Nierntaler Fazies, Zwieselalmschichten und Mergel und Sandsteine des höheren Untereozäns gliedern. Diese Einheiten wurden wie folgt eingestuft:

Grundkonglomerat, Untere Graue Mergel und Sandsteine, Riffkomplexe — Coniac—Santon

Obere Graue Mergel und Sandsteine — oberes Untercampan—unteres Obercampan

Schichten in Nierntaler Fazies — oberes Untercampan—Untermaastricht

Zwieselalmschichten — Obermaastricht und höheres Paleozän

Mergel und Sandsteine des höheren Untereozäns.

Während des Untercampan und des Dan-tieferen Paleozäns werden Regressionsphasen angenommen.

I. Einleitung und Problemstellung

Die Gosauschichten des Aufnahmegebietes lassen sich zwanglos in drei räumlich getrennte Bereiche gliedern:

1. Im Becken von Gosau wurde der von der Wasserscheide (gleichzeitig Landesgrenze zwischen Oberösterreich und Salzburg) nach W abfallende, salzburgische Anteil von der Neualm im N bis zur Zwieselalm im S bearbeitet; in diesem südlichen Abschnitt machte es die Frage der Abgrenzung der Zwieselalmschichten gegen die Schichten in Nierntaler Fazies notwendig, auch Proben auf der oberösterreichischen Seite des Gosabeckens zu sammeln.

2. Die Gosauschichten von Schorn liegen zwischen Rußbach und Abtenau und werden im NW vom Rigaus-, im SW vom Lammer-, SE vom Rußbachtal und im NE von den steil abfallenden Kalk- und Hauptdolomitmassen des Taborberges begrenzt.

3. Die Gosau von Rigaus erstreckt sich nördlich des Rigausbaches bis zur Trias des Einbergzuges im N und setzt sich in das Strobler Weißenbachtal fort; es wurde jener Bereich kartiert, der auf dem Kartenblatt Abtenau liegt.

Ziel der Arbeit war es, durch mikropaläontologische Untersuchungen Alter und Umfang der einzelnen Schichtglieder zu erfassen; besondere Beachtung wurde dabei den makrofaunistisch nicht oder nur schwer genau einstuftbaren Schichten in Nierntaler Fazies und den Zwieselalmschichten zuteil. Durch enge Beprobung konnte im Bereich von Schorn ein bisher noch nicht bekanntes Vorkommen von Untereozän gefunden werden. Das dichte Probennetz machte es gleichzeitig möglich, auch eine geologische Karte der untersuchten Bereiche zu zeichnen.

Soweit es sich für die Beantwortung der Frage der tektonischen Position der einzelnen Gosauvorkommen als notwendig erwies, wurden auch die unmittelbar angrenzenden älteren Schichten kartiert; dies brachte besonders im Bereich von Rigaus neue Ergebnisse.

Zuletzt sei darauf hingewiesen, daß es durch das reiche Probenmaterial möglich war, eine Zonengliederung der Oberkreide aufzustellen sowie Daten über die Variationsbreite der einzelnen Globotruncanenarten als auch über ihre Veränderung während der einzelnen Stufen zu gewinnen. Es wurde versucht, diese Veränderungen durch eine möglichst große Zahl von Abbildungen im paläontologischen Teil der Arbeit darzustellen.

Als Kartengrundlage diente die Österreichische Karte 1 : 25.000 mit den Blättern 95/3 (Abtenau) und 95/4 (Gosau), die für die Kartierung photographisch auf den Maßstab 1 : 10.000 vergrößert wurde. An geologischen Karten waren neben der Geologischen Karte Blatt Ischl und Hallstatt von E. v. MOJSISOVIC (1905), 1 : 75.000, Aufnahmen von E. SPENGLER (1912 und 1914) für das gesamte Gebiet, von O. WEIGEL (1937) für die Gosauschichten von Gosau sowie von B. PLÖCHINGER (1949) für die Bereiche Schorn und Rigaus vorhanden.

Zur Feststellung etwaiger aus den angrenzenden Trias- und Jura-gesteinen in die Gosau hineinstreichender tektonischer Linien wurden auch die Luftbilder des Gebietes durchgesehen; es stellte sich jedoch heraus,

daß eine Verfolgung von Brüchen in die Gosauschichten hinein, oder aber das Auffinden innergosauischer Verstellungen, deren Vorhandensein durch die stratigraphischen Ergebnisse gezeigt werden konnte, nicht möglich ist. (Äußerst gut erkennbar ist dagegen der morphologische Unterschied zwischen Gosauschichten und älteren Gesteinen. Innerhalb der Gosau treten natürlich auch die Riffkomplexe deutlich hervor.)

Die vorliegende Arbeit wurde als Dissertation am Paläontologischen Institut der Universität Wien durchgeführt. Zu großem Dank verpflichtet bin ich meinen verehrten Lehrern Herrn Prof. Dr. O. KÜHN, Herrn Prof. Dr. E. CLAR und Herrn Prof. Dr. A. PAPP, die mir stets mit verständnisvollem Rat zur Seite standen. Auch den Herren Dir. Dr. R. JANOSCHEK, Dr. R. OBERHAUSER sowie Dr. H. KOLLMANN und meinem Mann Dr. W. JANOSCHEK bin ich für wertvolle Aussprachen aufrichtig dankbar.

Mein besonderer Dank gilt Herrn Prof. Dr. H. KÜPPER, dem Direktor der Geologischen Bundesanstalt, der die Veröffentlichung der vorliegenden Arbeit im Jahrbuch der Geologischen Bundesanstalt ermöglichte.

II. Paläontologischer Teil

Für die stratigraphische Gliederung der Oberkreide erwiesen sich vor allem die Vertreter der *Globotruncanidae* und der *Heterohelicidae* als sehr wertvoll. Die Einstufung der einzelnen Proben wurde hauptsächlich an Hand dieser beiden planktonischen Familien vorgenommen, während die benthonischen Arten, die im bearbeiteten Material zudem stets nur in geringer Individuenzahl vertreten waren, nur in zweiter Linie herangezogen wurden.

Bei der Beschreibung und Abbildung der Globotruncanen wurde, soweit dies möglich war, besonderer Wert auf die Darstellung der Variationsbreite, sowie der morphogenetischen Veränderungen innerhalb der einzelnen Arten in zeitlicher Folge gelegt. Diese Veränderungen scheinen zumindest innerhalb eines begrenzten geographischen Bereiches stratigraphisch verwertbar zu sein; ob sie auch für Parallelisierungen im weiteren Raume herangezogen werden dürfen, bedarf noch einer genaueren Prüfung auch in anderen Gebieten; es liegt durchaus im Bereich der Möglichkeit, daß das Einsetzen der schließlich zur Typolyse führenden Entartungserscheinungen in verschiedenen Gebieten infolge verschiedener palökologischer Gegebenheiten zu verschiedenen Zeiten erfolgt.

Auf den Tafeln wurden die Figuren möglichst so angeordnet, daß sich in einer horizontalen Reihe stets altersgleiche Exemplare aus ein- und derselben Probe befinden, während die vertikalen Reihen altersverschiedene Individuen derselben Art in absteigender stratigraphischer Folge enthalten.

Eine Bestätigung der von verschiedenen Autoren festgestellten Übergänge zwischen den einzelnen Globotruncanenarten (u. a. H. BOLLI 1944 und 1951, R. GANDOLFI 1955, H. C. G. KNIPSCHER 1956, D. HERM 1962) konnte nur zum Teil gefunden werden, da in der Schichtfolge der behandelten Gosauvorkommen oft gerade in den phylogenetisch interessanten Bereichen (z. B. Untercampan und Untermaastricht) Schichtlücken auftreten bzw. Profilschnitte durch Brüche verborgen bleiben.

Da die Arten zum Großteils schlecht erhalten waren, wurden sie zur besseren Sichtbarmachung der einzelnen Formenelemente gegläht und mit Lack konserviert. Bei fast allen zweikieligen Globotruncanen wurde als Seitenansicht entgegen der üblichen Methode meist die der Endkammer gegenüberliegende Schmalseite abgebildet, da diese die einzelnen Unterscheidungsmerkmale deutlicher wiedergibt.

Die Maße bei Globotruncanen und Heteroheliciden wurden wie folgt gewählt und bezeichnet:

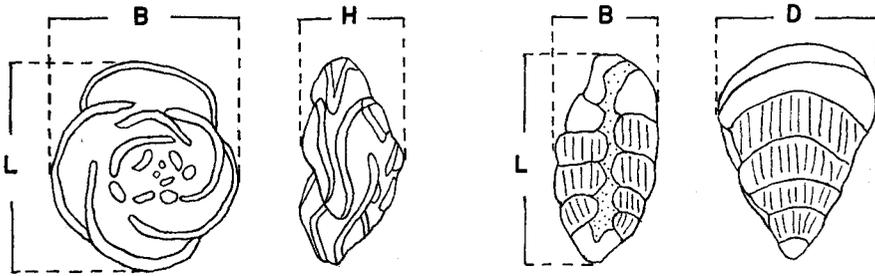


Abb. 1

Systematische Beschreibung der Arten

Familie Globotruncanidae BROTZEN 1942

Gattung Globotruncana CUSHMAN 1927

Schon bald nach Aufstellung der Gattung durch J. A. CUSHMAN 1927, bei welcher die Mündungsmerkmale nicht zur Gattungsdiagnose herangezogen wurden, erkannten mehrere Autoren, daß unter dem Namen Globotruncana mehrere Formen mit sehr verschiedenen Mündungsformen vereinigt wurden. Auf Grund der Lage der Primärmündung bzw. des Vorhandenseins oder der Abwesenheit von accessorischen Mündungen, deren Lage sowie eines umbilicalen Tegillums wurden nacheinander als Untergattungen abgetrennt:

Globotruncana (Rotalipora) BROTZEN 1942,

Globotruncana (Thalmanninella) SIGAL 1948,

Globotruncana (Ticinella) REICHEL 1949.

Die der Art *Pulvinulina arca* entsprechende Gattung wurde als *Globotruncana* s. str. weitergeführt. 1952 stellte P. J. BERMUDEZ zu den von F. BROTZEN (1942) zur Unterfamilie der *Rotaliidae* erhobenen *Globotruncaninae* noch die Gattung *Praeglobotruncana*, während er *Ticinella* herausnahm und zur Familie der *Globigerinidae*, Unterfamilie *Globigerininae* stellte. 1955 erhoben P. BRONNIMANN & N. K. BROWN die Unterfamilie zur Familie der *Globotruncanidae* mit den Gattungen *Hedbergina* BRONNIMANN & BROWN, *Praeglobotruncana* BERMUDEZ, *Ticinella* REICHEL, *Rotalipora* BROTZEN, *Thalmanninella* SIGAL, *Globotruncana* CUSHMAN, *Kuglerina*

BRONNIMANN & BROWN, *Bucherina* BRONNIMANN & BROWN, *Rugoglobigerina* BRONNIMANN, *Plummerita* BRONNIMANN, *Rugotruncana* BRONNIMANN & BROWN und *Trinitella* BRONNIMANN.

H. BOLLI, A. R. LOEBLICH & H. TAPPAN (1957, p. 18 und 41) stellten der Familie der Globorotaliidae (mit den Gattungen Praeglobotruncana, Rotalipora, Globorotalia und Truncorotaloides) jene der Globotruncanidae (mit Abathomphalus, Rugoglobigerina und Globotruncana) gegenüber. Folgende Gattungen wurden eingezogen: als synonym mit Rotalipora Ticinella und Thalmanninella, als synonym mit Rugoglobigerina Plummerita, Trinitella und Kuglerina und als synonym mit Globotruncana Rugotruncana und Bucherina.

Diese Klassifikation steht im Gegensatz sowohl zu J. A. CUSHMAN (1950, p. 329) als auch zu V. POKORNY (1958, p. 351 ff.), bei welchen die Gattungen Globotruncana und Globorotalia in der Familie der Globorotaliidae vereint sind. Wie aber H. BOLLI, A. R. LOEBLICH & H. TAPPAN (1957) feststellen, sind die Mündungsverhältnisse beider Gruppen verschieden, indem bei den Globorotaliidae die primäre Mündung extra-umbilical — umbilical liegt und kein Tegillum vorhanden ist (p. 39), während die Primäröffnung der Globotruncanidae nur in den Umbilicus mündet und von einem Tegillum bedeckt ist (p. 42).

Die neueste Klassifikation, die im Treatise of Invertebrate Paleontology (C. Protista 2, 1964) erschien, vereinigt in der Überfamilie der Globigerinacea die Familien Rotaliporidae (mit Hedbergella BRONNIMANN & BROWN, Praeglobotruncana BERMUDEZ, Rotalipora BROTZEN und Ticinella REICHEL), Globotruncanidae (mit Globotruncana CUSHMAN, Abathomphalus BOLLI, LOEBLICH & TAPPAN, Plummerita BRONNIMANN, Rugoglobigerina BRONNIMANN und Trinitella BRONNIMANN) und Globorotaliidae (mit Globorotalia CUSHMAN, Turborotalia CUSHMAN & BERMUDEZ und Truncorotaloides BRONNIMANN & BERMUDEZ).

Globotruncana arca (CUSHMAN) 1927

(Taf. 5, Fig. 1—6)

- 1926 *Pulvinulina arca* CUSHMAN — CUSHMAN, Cushman. Lab. Foram. Res. 2, p. 23, Taf. 3, Fig. 1 (nach B. F. ELLIS & A. R. MESSINA).
- 1931 *Globotruncana arca* (CUSHMAN) — H. PLUMMER, Univ. Texas Bull. 3101, p. 195, Taf. 13, Fig. 7, 8.
Non Taf. 13, Fig. 9, 11.
- 1948 *Globotruncana arca* (CUSHMAN) — M. B. CITA, Riv. Ital. Paleont. Strat. 54, p. 145, Taf. 3, Fig. 2.
- 1953 *Globotruncana arca* (CUSHMAN) — H. HAGN, Paläont. 104, p. 97, Taf. 8, Fig. 11, Abb. 20, 21.
- 1955 *Globotruncana arca* (CUSHMAN) — F. DALBIEZ, Micropaleont. 1, p. 164, Fig. 5.
- 1955 *Globotruncana arca arca* (CUSHMAN) — R. GANDOLFI, Bull. Amer. Paleont. 36, p. 63, Taf. 5, Fig. 2, 3.
Non Taf. 5, Fig. 4.
- 1957 *Globotruncana arca* (CUSHMAN) — H. BOLLI, A. R. LOEBLICH & H. TAPPAN, U. S. Nat. Mus. Bull. 215, Taf. 11, Fig. 6—11.

- 1957 *Globotruncana (Globotruncana) arca* (CUSHMAN) — H. S. EDGELL, *Micropaleont.* 3, p. 110, Taf. 3, Fig. 4—6.
 Non Taf. 1, Fig. 10—12, Taf. 3, Fig. 13—15.
- 1962 *Globotruncana arca* (CUSHMAN) — D. HERM, Bayer. Akad. Wiss., math.-naturw. Kl., Abh. N. F. 104, p. 65, Taf. 7, Fig. 3.
- Abbildungsoriginale Nr. 3250/8/1—6.

Beschreibung: Gehäuseumriß rund, gelappt, bikonvex; auf der Dorsalseite befinden sich in der letzten Windung 6—8, in Ausnahmefällen bis zu 10 Kammern, wobei die jüngste Kammer der letzten Windung oft etwas gegen den Nabel zu versetzt ist. Die Kammerform ist halbkreisförmig, die Suturen verlaufen gebogen und sind in den inneren Umgängen stets gekörnelt. Auf der Ventralseite überlappen die Kammern einander hufeisenförmig, ähnlich wie bei *G. lapparenti lapparenti* BROTZEN. Die Art besitzt zwei Kiele; der ventrale Kiel ist nach dem Nabel zu versetzt, so daß das eingeschlossene, relativ breite Kielband zum Umbilikus geneigt ist.

Maße in mm: L 0.60, B 0.51, H 0.29 — L 0.85, B 0.77, H 0.40.

Bemerkungen: *G. arca* unterscheidet sich von ihrer wahrscheinlichen Ausgangsform, *G. lapparenti tricarinata* (QUEREAU) (M. B. CITA 1948, p. 156 und F. DALBIEZ 1955, p. 164, D. HERM 1962, p. 94) besonders durch die wesentlich stärker gekrümmte Dorsalseite, den stärker gelappten Gehäuseumriß und das gegen den Nabel geneigte Kielband, das bei *G. lapparenti tricarinata* (QUEREAU) senkrecht zu Dorsal- und Ventralseite verläuft.

Allgemeine Entwicklungstendenzen lassen sich an *G. arca* schwer feststellen, da die Art sehr weit gefaßt ist. Besonders Schwankungen der Wölbungsgrade von Dorsal-, als auch Ventralseite kommen oft schon bei den Individuen einer einzigen Probe vor. Trotzdem kann man wohl im ganzen gesehen eine Zunahme der Wölbung der Dorsalseite gegenüber einer leichten Verflachung der Ventralseite mit fortschreitender Entwicklung annehmen. Im Untermaastricht und untersten Obermaastricht läßt sich eine starke Größenentwicklung (Formen mit bis zu 10 Kammern und 4 sichtbaren Umgängen auf der Dorsalseite — Taf. 5, Abb. 4) mit Häufigkeitszunahme von *G. arca* gegenüber den anderen Arten beobachten (daneben dauern normalwüchsige Formen fort — Taf. 5, Abb. 2); im Obermaastricht fehlen diese Großformen wieder und *G. arca* tritt im Faunenbild wieder zurück. (Vgl. auch D. HERM 1962, p. 66, über das Fehlen des Größenwachstums bei *G. arca* im Obermaastricht.)

Bei einigen Individuen tritt ein deutliches Schwächerwerden des umbilicalen Kieles auf, der auf den letzten beiden Kammern ganz verschwinden kann. Solche Formen müssen als Übergangsglieder zu *G. rosetta rosetta* (CARSEY) betrachtet werden (ausführliche Diskussion siehe dort).

Verbreitung: M. B. CITA (1948, p. 147) gibt *G. arca* aus der Serie von Tignale von der Basis des Santoniano-Campaniano bis zur Mitte des Maasstrichts an, R. GANDOLFI (1955, Taf. 8) aus Columbien von der Basis des Campans bis in das Untermaastricht, eine gleiche Verbreitung berichtet H. BOLL (1951, p. 53) aus der Kreide von Trinidad. F. DALBIEZ (1955, p. 167) führt *G. arca* nur aus dem Maastricht an; interessant ist seine Zone der *G. arca*, die ungefähr das Untermaastricht repräsentiert, während *G. arca arca* selbst durch das ganze Maastricht hindurch lebt. Man kann hier wohl ebenfalls

ein Optimum der *G. arca* im Untermaastricht annehmen, dem jenes im Bereich von Gosau entsprechen könnte. Im Lattengebirge (D. HERM 1962, Taf. 10) tritt *G. arca* an der Basis seiner Zone B (= Obercampan), aber noch im Hauptverbreitungsgebiet der *G. elevata elevata* (BROTZEN) auf und läuft bis Ende Maastricht durch.

In den vorliegenden Proben tritt *G. arca* zusammen mit *G. fornicata* PLUMMER knapp vor dem Erlöschen von *G. elevata elevata* (BROTZEN) auf, deren obere Verbreitungsgrenze mit unterem Obercampan angenommen wird. Das Erstauftreten von *G. arca* markiert demnach die Grenze zwischen Unter- und Obercampan.

Globotruncana calcarata CUSHMAN 1927

(Taf. 8, Fig. 4)

- 1927 *Globotruncana calcarata* CUSHMAN n. sp. — J. A. CUSHMAN, Contr. Cushman. Lab. Foram. Res. 3, p. 115, Taf. 23, Fig. 10 (nach B. F. ELLIS & A. R. MESSINA)
- 1928 *Globotruncana calcarata* CUSHMAN — M. P. WHITE, Journ. Paleont. 2, p. 285, Taf. 38, Fig. 6.
- 1946 *Globotruncana calcarata* CUSHMAN — J. A. CUSHMAN, U. S. Geol. Surv., Prof. Pap. 206, p. 151, Taf. 62, Fig. 8.
- 1951 *Globotruncana (Globotruncana) calcarata* CUSHMAN — R. NOTH, Jb. Geol. B. A., Sonderbd. 3, p. 78, Taf. 8, Fig. 11.
- 1952 *Globotruncana calcarata* CUSHMAN — J. SIGAL, 19. Congr. geol. Int. 26, p. 40, Fig. 43.
- 1962 *Globotruncana calcarata* CUSHMAN — D. HERM, Bayer. Akad. Wiss., math.-naturw. Kl., Abh., N. F. 104, p. 67, Taf. 6, Fig. 3.
- Abbildungsoriginal Nr. 3250/15.

Beschreibung: Gehäuse mittelgroß und einkielig. Die Dorsalseite ist plan bis leicht konkav, die Kammern der letzten Windung nehmen rasch an Größe zu. Im letzten Umgang sind die tangential verlaufenden gekörnelten Suturen, die dreieckige Kammern einschließen, an der Peripherie zu charakteristischen, dornartigen Fortsätzen verlängert. Auf der Ventralseite sind die Kammern hochgewölbt und können mit der Dorsalseite Winkel bis zu 90° einschließen. Die Kammern überlappen einander leicht, ihre Oberflächen sind mit Ausnahme der letzten zwei oder drei Kammern von knötchenförmigen, kleinen Pusteln bedeckt.

Maße in mm: L 0.51, B 0.51, H 0.28.

Bemerkungen: Über verwandtschaftliche Beziehungen von *G. calcarata* zu anderen Globotruncanen läßt sich nach vorliegendem Material nichts aussagen, da nur sehr wenige Individuen vorliegen. Auch bei anderen Autoren finden sich hierüber keine Angaben, lediglich J. SIGAL (1952, p. 39) berichtet, daß „gegen die Obergrenze der Etage C gewisse *Globotruncana stuarti* (= *G. elevata stuartiformis*) an der Peripherie der Kammern die Entstehung kleiner Höcker zeigen und auf diese Weise zu *G. calcarata* CUSHMAN führen“.

Verbreitung: *G. calcarata* ist eines der besten Leitfossilien unter den Globotruncanen. Sie ist weltweit verbreitet und ihre vertikale Reichweite wird übereinstimmend von allen Autoren als äußerst kurz angegeben. (M. P. WHITE 1928, p. 285, Mexico, R. NOTH 1951, p. 79, Helvetikum

Oberösterreich J. SIGAL 1952, p. 39, Algerien, D. HERM 1962, p. 68, Lattengebirge). Nach der neueren Literatur (J. SIGAL 1952, p. 39, K. KÜPPER 1956, p. 282 und 314, F. DALBIEZ 1955, p. 167, D. HERM 1962, p. 68) wird dieser Horizont mit *G. calcarata* allgemein in das oberste Obercampan gestellt, da nach dem Verschwinden von *G. calcarata* *G. contusa* CUSHMAN und *Pseudotextularia varians* RZEHAJ, zwei Leitformen für das Maastricht, einsetzen. Nur bei C. A. WICHER (1956, p. 103) reicht das Calcarata-Niveau noch in das Maastricht hinein.

Im vorliegenden Material wurde *G. calcarata* nur in zwei Proben gefunden, das eine Mal (Probe 234) am Gipfel der Hornspitze, wo die Schichten horizontal liegen, das andere Mal (Probe 11) als Kern einer kleinen Mulde; über die Mächtigkeit des Calcarata-Niveaus können daher keine Angaben gemacht werden.

Globotruncana concavata (BROTZEN) 1934

(Taf. 7, Fig. 5)

- 1934 *Rotalia concavata* n. sp. — F. BROTZEN, Z. dtsch. Palästina Ver. 57, p. 66, Taf. 3, Fig. b (nach B. F. ELLIS & A. R. MESSINA).
- 1952 *Globotruncana asymetrica* n. sp. — J. SIGAL, 19. Congr. Geol. Int., 26, p. 35, Fig. 35.
- 1953 *Globotruncana* aff. *concavata* (BROTZEN). — I. De KLASZ, Geol. Bavar. 17, p. 236, Taf. 6, Fig. 2.
- 1955 *Globotruncana* (*Globotruncana*) *ventricosa ventricosa* WHITE — F. DALBIEZ, Micropaleont. 1, p. 168, Fig. 7.
- 1955 *Globotruncana* (*Globotruncana*) *ventricosa carinata* DALBIEZ n. ssp. — F. DALBIEZ, Micropaleont. 1, p. 168, Fig. 8.
- 1957 *Globotruncana concavata* (BROTZEN) — H. BOLLI, U. S. Nat. Mus. Bull. 215, p. 57 Taf. 13, Fig. 3.
- 1960 *Globotruncana ventricosa ventricosa* WHITE — A. TOLLMANN, Jb. Geol. B. A. 103, p. 195, Taf. 21, Fig. 6, 7.
- 1962 *Globotruncana concavata* (BROTZEN) — D. HERM, Bayer. Akad. Wiss., math.-naturw. Kl., Abh., N. F. 104, p. 70, Taf. 5, Fig. 4.
- Abbildungoriginal Nr. 3250/14.

Beschreibung Gehäuse mittelgroß, Umriß gelappt. Die Dorsalseite ist plan, meist sogar leicht konkav eingesenkt. Die 5—6 Kammern der letzten Windung nehmen sehr rasch an Größe zu. Auf der Dorsalseite sind die Kammern der ersten beiden Windungen kugelig aufgeblasen; die Suturen sind gebogen, erhaben und nicht gekörnelt. Auf der Ventralseite sind die Kammern durch radial verlaufende Suturen getrennt, entweder kugelförmig ausgebildet und mit relativ flachem Neigungswinkel (ca. 45°) gegen die Dorsalseite geneigt oder mit einem Winkel von 90° hängend, stark aufgewölbt. Sie bilden dann um den Umbilikus eine breite, abgefachte Kante, die mit groben Rauheiten besetzt ist. Die Form ist zweikielig. Die Kiele, die sehr eng nebeneinanderstehen, fassen ein vertikal zur Dorsalseite verlaufendes Kielband ein.

Maße in mm: L 0.47, B 0.44, H 0.26.

Bemerkungen: Wie H. BOLLI (1957, p. 57) nach einer Prüfung der Originalmaterialien gezeigt hat, läßt sich *Globotruncana concavata* (BROTZEN) von *G. ventricosa* (WHITE) durch mehrere Merkmale eindeutig unterscheiden.

Wie F. DALBIEZ (1955, p. 163), dem das Originalmaterial nicht vorlag, selbst schreibt, haben in diesem Fall die in seiner Arbeit beschriebenen Formen (siehe Synonymieliste) *G. concavata concavata* (BROTZEN) und *G. concavata carinata* DALBIEZ zu heißen.

Die von F. DALBIEZ (1955, p. 171) abgebildete *G. ventricosa ventricosa* WHITE und *G. ventricosa carinata* DALBIEZ unterscheiden sich durch die Zahl der Kammern der letzten Windung (5 bzw. 6 Kammern), durch die Kammerhöhe auf der Ventralseite und das Vorhandensein der abgeflachten Kante am Umbilikus. Die beiden Formen sollen stratigraphisch übereinander im Santon auftreten. In meinem Material konnte ich Formen sowohl der einen als auch der anderen Unterart finden, jedoch kommen sie nebeneinander vor, und zwar schon in Proben, die in das Coniac-Santon eingestuft werden müssen. (Vgl. dazu auch J. KÜPPER 1964, p. 619). Sie sind durch fließende Übergänge verbunden, sodaß eine Zuordnung der einzelnen Formen in diesem Bereich schwerfällt; wohl aber kann festgestellt werden, daß die der *G. concavata concavata* zugehörige Unterart in stratigraphisch höheren Proben des Campan nicht mehr auftritt, sondern gänzlich durch *G. concavata carinata* vertreten wird [das Aussetzen der *G. concavata concavata* scheint aber in verschiedenen Gebieten zu verschiedenen Zeiten erfolgt zu sein, da D. HERM (1962, p. 71 und Taf. 10) im Campan noch beide Unterarten finden kann]. Eine strenge Trennung der beiden Unterarten wurde hier nicht durchgeführt, da in den Proben stets nur wenige Exemplare der Art vorlagen.

Verbreitung: F. BROTZEN beschrieb *G. concavata* ursprünglich aus dem „Campanien-Santon“ aus dem Senon Palästinas. F. DALBIEZ (1955, Tunesien) gibt *G. concavata concavata* und *G. concavata carinata* aus seiner Zone der *Globotruncana ventricosa* an, die dem Santon entspricht. H. BOLLI (1957, p. 57) beschreibt *G. concavata* aus der Concavata-Zone in Trinidad, entsprechend dem Untersanton. A. TOLLMANN (1960, p. 196) führt sie aus dem Oberconiac des Ausseer Weißenbachtals an; nach D. HERM (Lattengebirge, 1962, p. 71) reicht *G. concavata* noch in den tiefsten Teil seiner Zone B (= Obercampan). In den vorliegenden Proben konnte *G. concavata* ebenfalls bis in das tiefste Obercampan verfolgt werden, wo sie erst nach dem Einsetzen von *G. arca* (CUSHMAN) und *G. fornicata* PLUMMER erlischt.

Globotruncana contusa (CUSHMAN) 1926

(Taf. 8, Fig. 1—3)

- 1926 *Pulvinulina arca* CUSHMAN n. sp., var. *contusa* CUSHMAN n. var. — J. A. CUSHMAN, Contr. Cushman Lab. Foramin. Res. 2, p. 23 (nach B. F. ELLIS & A. R. MESSINA).
 1946 *Globotruncana arca* (CUSHMAN) CUSHMAN var. *contusa* (CUSHMAN) CUSHMAN — J. A. CUSHMAN, U. S. Geol. Surv., Prof. Pap. 206, p. 150, Taf. 62, Fig. 6.
 1948 *Globotruncana contusa* (CUSHMAN) — M. B. CITA, Riv. Ital. Paleont. Strat. 54, p. 150, Taf. 3, Fig. 6.
 1951 *Globotruncana contusa* (CUSHMAN) — H. BOLLI, Journ. Paleont. 25, p. 196, Taf. 34, Fig. 7—9.
 1955 *Globotruncana contusa contusa* (CUSHMAN) — R. GANDOLFI, Bull. Amer. Paleont. 36, p. 53, Taf. 4, Fig. 3.
 1956 *Globotruncana contusa* (CUSHMAN) — C. A. WICHER, Paläont. Z. 30, Sonderh., p. 135, Taf. 12, Fig. 5, 6.

- 1957 *Globotruncana (Globotruncana) contusa* (CUSHMAN) — H. S. EDGELL, *Micropaleont.* 3, p. 111, Taf. 2, Fig. 10—12, Taf. 3, Fig. 7—9, Taf. 4, Fig. 1—3.
- 1962 *Globotruncana contusa galeoidis* n. ssp. — D. HERM, Bayer. Akad. Wiss., math.-naturw. Kl., Abh., N. F. 104, p. 74, Taf. 1, Fig. 3, Taf. 9, Fig. 6—14.
- Abbildungsoriginale Nr. 3250/10/1—3.

Beschreibung: Gehäuse entweder kreisrund mit glattem Umriß oder fünfeckig und gelappt. Die Dorsalseite ist sehr stark hochgewölbt, die Flanken schließen miteinander einen Winkel von etwa 90° ein. Im letzten Umgang befinden sich etwa 5 mehr oder weniger langgestreckte Kammern mit gewellter Oberfläche. Die Suturen zwischen den Kammern der äußeren Windungen verlaufen gebogen und sind bei den stratigraphisch tiefen Formen (U.-Maastricht) wenig erhaben und gekörnelt, bei den stratigraphisch höheren hingegen deutlich hervortretend und in grobe Knötchen aufgelöst. Die Ventralseite ist plan bis konkav, die Kammern überlappen sich leicht hufeisenförmig. Die Kammeroberflächen der älteren Kammern der letzten Windung können mit mehr oder weniger groben Pusteln besetzt sein. An der Peripherie verläuft ein von zwei Kielen eingefäßtes, ganz auf der Nabelseite gelegenes Kielband, das bei stratigraphisch tieferen Formen noch leicht gegen den Umbilikus geneigt, bei den höheren Formen jedoch bereits ganz horizontal liegt; in diesem Falle ist der ventrale Kiel schwächer ausgebildet.

Maße in mm: L 0·51, B 0·55, H 0·37 — L 0·82, B 0·80, H 0·65.

Bemerkungen: *G. contusa* entwickelt sich im Bereich des Untermaastrichts in lückenlosem Übergang aus *G. fornicata* PLUMMER vor allem durch ein verstärktes Hochwölben der Dorsalseite; die Grenze zwischen beiden Arten ist fließend und wird von den verschiedenen Autoren auch verschieden gelegt. Eine exakte, einheitliche Grenzziehung könnte nur mit Hilfe von Vereinbarungen etwa auf Grund des Verhältnisses der Höhe zum Durchmesser des Gehäuses getroffen werden und wäre rein künstlich.

Formen, die den Unterarten *G. contusa scutilla* GANDOLFI und *G. contusa patelliformis* GANDOLFI, die zwischen *G. fornicata* PLUMMER und *G. contusa contusa* vermitteln (R. GANDOLFI, 1955, p. 54), entsprechen, fanden sich auch im vorliegenden Material; die Unterschiede erschienen jedoch zu geringfügig und die Zahl dieser Varianten in der einzelnen Probe zu klein, um sie als Unterarten abzutrennen; sie werden deshalb hier bei *G. contusa* belassen. Stratigraphisch kennzeichnen sie das Untermaastricht.

Im Obermaastricht tritt bei *G. contusa* ein verstärktes Größen- und Höhenwachstum auf, auf welches bereits C. A. WICHER (1956, p. 104) hinweist, sowie eine starke Körnelung der Dorsalsuturen. D. HERM (1962, p. 74) trennte im Bereich des Obermaastrichts besonders hochgewölbte Formen als *G. contusa galeoidis* ab, die sich aus der flacheren, weiterbestehenden *G. contusa contusa* entwickelt. Diese *G. contusa galeoidis* HERM entspricht jedoch genau der von J. A. CUSHMAN (1926) aufgestellten und erst 1946 (Taf. 62/6) abgebildeten *G. contusa* und ist somit als deren jüngeres Synonym zu betrachten. Formen, die der *G. contusa contusa* von D. HERM (1962, Taf. 9) entsprechen, konnten in vorliegendem Material nicht beobachtet werden.

Verbreitung: Das Einsetzen von *G. contusa* im Bereich der mediterranen Oberkreide wird von vielen Autoren zur Abgrenzung des Maastrichts gegen

das Campan benützt (M. B. CITA 1948, p. 62, K. KÜPPER 1956, p. 282, C. A. WICHER 1956, p. 104, D. HERM 1962, p. 30 ff.), da es über dem Niveau der *G. calcarata* CUSHMAN erfolgt, das nach Übereinkunft als höchstes Obercampan eingestuft wird. Leider liegt im kartierten Gebiet nirgends ein geschlossenes Profil vor, das die Grenze Campan/Maastricht ungestört durchläuft, sodaß über das Erstauftreten von *G. contusa* nichts ausgesagt werden kann. Die Art besteht gemeinsam mit den anderen kennzeichnenden Maastrichtarten durch das ganze Maastricht hindurch.

Globotruncana elevata elevata (BROTZEN) 1934

(Taf. 7, Fig. 1—3)

- 1934 *Rotalia elevata* n. sp. — F. BROTZEN, Z. Dtseh. Palästina Ver. 57, p. 66, Taf. 3, Fig. c (nach B. F. ELLIS & A. R. MESSINA).
- 1953 *Globotruncana andori* n. sp. — I. De KLASZ, Geol. Bavar. 17, p. 233, Taf. 6, Fig. 1.
- 1955 *Globotruncana (Globotruncana) elevata elevata* (BROTZEN) — F. DALBIEZ, Micro-paleont. 1, p. 169, Fig. 9.
- 1956 *Globotruncana elevata elevata* (BROTZEN) — H. C. G. KNIPSCHER, Paläont. Z. 30, Sonderh., p. 51, Taf. 4, Fig. 1—3, p. 52, Abb. 1.
- 1957 *Globotruncana andori* De KLASZ — H. BOLL, U. S. Nat. Mus. Bull. 215, p. 59, Taf. 14, Fig. 6.
- 1962 *Globotruncana andori* De KLASZ — D. HERM, Bayer. Akad. Wiss., math.-naturw. Kl., Abh., N. F. 104, p. 64, Taf. 5, Fig. 1.
- 1962 *Globotruncana (Globotruncana) stuarti elevata* (BROTZEN) — E. A. PESSAGNO, Micro-paleont. 8, p. 362, Taf. 1, Fig. 10, Taf. 2, Fig. 10—11.
- 1963 *Globotruncana (Globotruncana) elevata elevata* (BROTZEN) — J. v. HINTE, Jb. Geol. B. A., Sonderb. 8, p. 70, Taf. 5, Fig. 4.
- Abbildungsortiginale Nr. 3250/11/1—3.

Beschreibung: Gehäuse groß, Umriß kreisrund und deutlich gelappt. Die Dorsalseite ist plan, jedoch bilden die Kammern der inneren Windungen im Zentrum der Gehäuseoberfläche eine knopfartige Erhebung, die dadurch besonders hervortritt, daß die Kammern der letzten Windung gegenüber dem Kiel leicht konkav eingesenkt sein können. Im äußeren Umgang befinden sich 6—8 Kammern; diese haben eine halbkreisförmige Gestalt, die vorletzte und letzte Kammer erscheint oft sichelförmig. Sämtliche Kammern nehmen nur sehr langsam an Größe zu, die letzten zwei bis drei Kammern sind oft entweder gleich groß oder sogar etwas kleiner als die vorhergehenden. Die Suturen sind deutlich gebogen und in den inneren Umgängen gekörnelt. Die Art ist einkielig. Auf der Ventralseite sind die jüngsten Kammern hochgewölbt (der Neigungswinkel zwischen Dorsal- und Ventralseite kann 90° erreichen), die ersten Kammern der letzten Windung sind weniger hoch und in spitzem Winkel zum Nabel abfallend. Die Kammerscheidewände überlappen einander und sind nicht eingesenkt, die Oberflächen der ersten 3—4 Kammern der letzten Windung sind mit deutlichen Rauheiten besetzt. Der Nabel ist weit und tief.

Maße in mm: L 0.62, B 0.60, H 0.42 — L 0.75, B 0.62, H 0.40.

Bemerkungen: *G. elevata elevata* (BROTZEN) unterscheidet sich von *G. elevata stuartiformis* DALBIEZ deutlich durch den gelappten Umriß, die gebogenen Suturen auf der Dorsalseite und die hochgewölbten Kammern

auf der Ventralseite. Zwischen beiden Formen konnten jedoch kontinuierliche Übergänge gefunden werden (siehe auch H. C. G. KNIPSCHER 1956, Taf. 4'). Die *Globotruncana* sp. bei J. de KLASZ (1953, p. 235, Taf. 7, Fig. 1) dürfte ebenfalls in diesen Bereich zu stellen sein, in welchem der zentrale Kopf langsam verschwindet, der Umriß glatt und die Suturen gerade werden, die noch hochgewölbten Kammern auf der Ventralseite aber noch deutlich auf eine Zugehörigkeit zu *G. elevata elevata* hinweisen.

J. de KLASZ hat 1953 (p. 233, Taf. 6, Fig. 1) die Art *G. andori* n. sp. aufgestellt, die sich durch die stärker überlappenden Kammern der Ventralseite, durch die nicht eingetieften Suturen, als auch durch den spitzeren Winkel, den die ersten Kammern der letzten Windung mit der Dorsalseite bilden, von *G. elevata elevata* unterscheiden soll. Eine Entscheidung dieser Frage könnte nur ein Vergleich der beiden Holotypen bringen; die Unterschiede sind möglicherweise nur durch eine schlechte Typ-Abbildung der Art durch F. BROTZEN (1934) bedingt. An sich erscheinen sie zu geringfügig, um *G. andori* de KLASZ als selbständige Art abzutrennen. In den wesentlichen Merkmalen stimmen die beiden Formen nach den Beschreibungen ohne Zweifel überein. Wahrscheinlich handelt es sich nur um Variationen ein- und derselben Art; bestenfalls kann man *G. andori* de KLASZ als Unterart *G. elevata andori* de KLASZ abtrennen.

Verbreitung: F. BROTZEN (1934, nach ELLIS & MESSINA) gibt *G. elevata elevata* aus dem „Campanien-Santon“ das Senons von Palästina an; J. de KLASZ (1953, p. 234) beschreibt sie aus den unteren Bucheckerschichten in Bayern und den grauen Nierntaler Schichten der Typlokalität und stuft sie 1956 auf Tabelle 1 in oberstes Santon bis unterstes Obercampan ein. F. DALBIEZ (1955, p. 167 und 169) fand sie in Tunesien zusammen mit *G. fornicata* PLUMMER, *G. lapparenti* BROTZEN und *G. elevata stuartiformis* DALBIEZ, also Campan bis höchstens Untermaastricht. Bei H. C. G. KNIPSCHER (1956, p. 52) reicht *G. elevata elevata* bis in das unterste Obercampan, K. KÜPPER (1956, Taf. 11) im Becken von Gosau beschränkt sie auf einen eng begrenzten Horizont im „Tieferen Campan“. Nach D. HERM (1962, p. 64) reicht *G. elevata elevata* vom Untercampan bis in das Obercampan.

In vorliegenden Proben wurde *G. elevata elevata* zur Abgrenzung des Campan gegenüber dem Santon benützt.

G. elevata elevata verschwindet kurz nach dem Auftreten von *G. arca* (CUSHMAN) und *G. fornicata* PLUMMER. Mit H. C. G. KNIPSCHER (1956, p. 52) wird hier der Zeitpunkt des Aussterbens mit unterem Obercampan angenommen.

***Globotruncana elevata stuartiformis* DALBIEZ (1955)**

(Taf. 7, Fig. 6—8)

- 1951 *Globotruncana stuarti* (De LAPPARENT) — H. BOLLI, Journ. Paleont. 25, p. 196, Taf. 34, Fig. 10—12.
 1951 *Globotruncana stuarti* (De LAPPARENT) — R. NOTH, Jb. Geol. B. A., Sonderb. 3, p. 78, Taf. 8, Fig. 12.
 1952 *Globotruncana stuarti* De LAPPARENT — J. SIGAL, 19. Congr. Geol. Int., 26, p. 40, Fig. 42.

- 1953 *Globotruncana (Globotruncana) stuarti* (De LAPPARENT) — A. PAPP & K. KÜPPER, Sitz.-Ber. Österr. Akad. Wiss., math.-naturw. Kl., Abt. I, 162, p. 39, Taf. 2, Fig. 2.
- 1955 *Globotruncana (Globotruncana) elevata stuartiformis* DALBIEZ n. ssp. — F. DALBIEZ, Micropaleont. 1, p. 171, Fig. 10.
- 1955 *Globotruncana stuarti stuarti* (De LAPPARENT) — R. GANDOLFI, Bull. Amer. Paleont. 36, p. 64, Taf. 5, Fig. 6.
- 1956 *Globotruncana elevata stuartiformis* DALBIEZ — H. C. G. KNIPSCHER, Paläont. Z. 30, Sonderh., p. 52, Taf. 4, Fig. 4, 7, 9, 12, 14, 15.
- 1962 *Globotruncana elevata stuartiformis* DALBIEZ — D. HERM, Bayer. Akad. Wiss., math.-naturw. Kl., Abh., N. F. 104, p. 77, Taf. 8, Fig. 2.
- 1962 *Globotruncana (Globotruncana) stuarti stuartiformis* DALBIEZ — E. A. PESSAGNO, Micropaleont. 8, p. 362, Taf. 2, Fig. 4—6.
- 1963 *Globotruncana (Globotruncana) elevata stuartiformis* DALBIEZ — J. v. HINTE, Jb. Geol. B. A., Sonderb. 8, p. 68, Taf. 1, Fig. 3.
- Abbildungsoriginale Nr. 3250/12/1—3.

Beschreibung: Einkielige *Globotruncana* mit planer oder schwach gewölbter Dorsalseite und stark konvexer Ventralseite. Umriß bei den stratigraphisch tieferen Formen oval, bei den stratigraphisch höheren, vielkammerigen Formen kreisrund, wenig gelappt bis glatt. Auf der Dorsalseite befinden sich in der letzten Windung 5—8 Kammern; die innersten Windungen können im Zentrum eine knopfförmige Erhebung bilden, wobei aber der äußere Umgang niemals gegenüber dem Kiel eingesenkt ist. Die Suturen sind erhaben, gekörnelt und zeigen einen charakteristischen tangentialen Verlauf, welcher den Kammern die für diese Art typische dreieckige Gestalt verleiht. Die Ventralseite ist mit einem mittleren Winkel von etwa 60° zur Dorsalseite geneigt, doch können im Bereich der Abspaltung von *G. elevata elevata* (BROTZEN) noch Winkel von nahezu 90° auftreten. Die Kammern auf der Ventralseite überlappen einander und bilden kräftige Suturen aus, die an jener Stelle, an welcher sie am Nabel hakenförmig nach hinten umbiegen, verdickt sind.

Maße in mm: L 0.71, B 0.62, H 0.37 — L 0.80, B 0.76, H 0.41.

Bemerkungen: Auf den engen Zusammenhang zwischen *G. elevata elevata* (BROTZEN) und *G. elevata stuartiformis* haben F. DALBIEZ (1955, p. 164) und H. C. G. KNIPSCHER (1956, p. 55 und Taf. 4') hingewiesen. Es sprechen dafür die stratigraphisch tiefsten Formen von *G. elevata stuartiformis*, die noch einen etwas gelappten Gehäuseumriß und gerundete Kammerumrisse, sowie die oben erwähnte steil-konvexe Ventralseite besitzen (entsprechend den Abb. 4 und 7 auf Taf. 4' bei H. C. G. KNIPSCHER 1956).

Im Laufe der Entwicklung von *G. elevata stuartiformis* wird die Peripherie glatt, die Kammerzähl nimmt bis auf 8 Kammern in der letzten Windung zu. Die Variationsbreite der Art ist, entsprechend den verschiedenen möglichen Wölbungsgraden von Dorsal- als auch Ventralseite, ziemlich groß (Abb. 14 und 15 auf Taf. 4' bei H. C. G. KNIPSCHER 1956). In der Zone der *G. mayaroensis* BOLLI spaltet sich aus *G. elevata stuartiformis* *G. stuarti* (de LAPPARENT) ab (Unterschiede siehe bei *G. stuarti*).

Einer Entwicklung von *G. elevata stuartiformis* aus *G. stuarti* (de LAPPARENT), wie D. HERM (1962, Abb. 4) sie annimmt, ist nicht wahrscheinlich. Wie die Besprechung von *G. stuarti* (de LAPPARENT) zeigt, ist die Form, die J. de LAPPARENT (1918, p. 12) abbildet, und die artlich auch ganz genau zu fassen ist, auf das Maastricht beschränkt; sie kommt also als Ausgangsform

für die bereits im untersten Obercampan auftretende *G. elevata stuartiformis* nicht in Frage. D. HERM gibt zwar *G. stuarti* (de LAPPARENT) bereits aus dem untersten Obercampan an (1962, p. 91 und Taf. 10), jedoch stammt die (typische) Form, die er abbildet, aus dem obersten Obermaastricht; eine Form aus dem Obercampan ist nicht abgebildet und es läßt sich auf diese Weise nicht beurteilen, ob diese nicht doch in den Variationsbereich von *G. elevata stuartiformis* fällt.

Verbreitung: F. DALBIEZ, der die Unterart aufstellte, gibt die stratigraphische Reichweite von *G. elevata stuartiformis* in Tunesien von der Untergrenze des Campans, wo sie gleichzeitig mit *G. elevata elevata* (BROTZEN) auftritt, bis in das obere Maastricht an. Für ältere Angaben aus der Literatur, wo *G. elevata stuartiformis* noch als *G. stuarti* (de LAPPARENT) bestimmt ist, kann nach M. B. CITA (1948, p. 161) in der Serie von Tignale ein Erstauftreten im Obercampan angegeben werden; nach R. GANDOLFI (1955, p. 65) tritt sie in Columbien an der Basis des Campans auf; R. NOTH (1951, p. 78) berichtet sie aus dem Obercampan—Maastricht des Helvetikums von Salzburg und Oberösterreich. *G. elevata stuartiformis* setzt nach H. C. G. KNIPSCHNER (1956, Taf. 4) in den Bucheckerschichten des bayerischen Helvetikums an der oberen Verbreitungsgrenze von *G. elevata elevata* (BROTZEN) (unteres Obercampan) ein und reicht bis in das Obermaastricht.

Das Auftreten der Unterart in den Proben des Bereiches von Gosau deckt sich vollkommen mit den Angaben von H. C. G. KNIPSCHNER und wird auch von K. KÜPPER (1956, Taf. 11) so eingestuft. Zusammen mit *G. elevata stuartiformis* setzen im Becken von Gosau *G. arca* (CUSHMAN) und *G. fornicata* PLUMMER ein, man kann ihr Auftreten im österreichisch-bayerischen Raum also ebenfalls annähernd zur Fixierung der Grenze zwischen Unter- und Obercampan verwenden. *G. elevata stuartiformis* läuft bis an das Ende des Maastrichts durch.

Globotruncana fornicata PLUMMER 1931

(Taf. 4, Fig. 1—9)

- 1931 *Globotruncana fornicata* n. sp. — H. PLUMMER, Univ. Texas Bull. 3101, p. 198, Taf. 13, Fig. 4—6.
 1948 *Globotruncana fornicata* PLUMMER — M. B. CITA, Riv. Ital. Paleont. Strat. 54, p. 153, Taf. 3, Fig. 8.
 1955 *Globotruncata fornicata fornicata* PLUMMER — R. GANDOLFI, Bull. Amer. Paleont. 36, p. 40, Taf. 2, Fig. 2.
 1957 *Globotruncana (Globotruncana) fornicata* PLUMMER — H. S. EDGELL, Micropaleont. 3, p. 112, Taf. 3, Fig. 10—12.
 1962 *Globotruncana fornicata* PLUMMER — D. HERM, Bayer. Akad. Wiss., math.-naturw. Kl., Abh., N. F. 104, p. 78, Taf. 7, Fig. 2.
 Abbildungsoriginale Nr. 3250/7/1—9.

Beschreibung: Gehäuse klein bis mittelgroß, oval oder kreisrund, der Umriß ist bei stratigraphisch tiefen Formen weniger, bei stratigraphisch höheren stärker gelappt. Die Dorsalseite ist konvex, in der letzten Windung befinden sich vier bis sechs lange, schmale, sichelförmig gekrümmte Kammern, die mit nur wenig erhabenen Suturen aneinanderschließen und rasch an Größe zunehmen. Die Kammeroberflächen weisen in der Mitte eine sich trichterförmig zur Peripherie hin erweiternde Eindellung auf und erscheinen

dadurch gewellt. Die Kammern der inneren Umgänge sind undeutlich ausgebildet, die Suturen körnelig aufgelöst. Zwei eng nebeneinanderstehende Kiele fassen ein schräg zum Nabel abfallendes oder ein ganz auf der Nabelseite verlaufendes, horizontales Kielband ein. Die Ventralseite ist plan, die Kammern überlappen einander zungenförmig.

Maße in *mm*: L 0.51, B 0.46, H 0.27 — L 0.73, B 0.67, H 0.40.

Bemerkungen: Die auf der Ventralseite stark überlappenden Kammern weisen deutlich auf eine Entwicklung der *G. fornicata* aus der Gruppe der *G. lapparenti* BROTZEN. Die Übergangsform, die auch D. HERM (1962, p. 78) in einigen Proben finden konnte, liegt nach R. GANDOLFI (1955, p. 41) in Form von *G. fornicata manauensis* GANDOLFI vor. Im vorliegenden Material konnten Zwischenformen, wohl hauptsächlich wegen der schlechten Erhaltung des Materials und der Lückenhaftigkeit der Schichtfolge in diesem Profilbereich nicht gefunden werden. Der charakteristische Verlauf der Kiele scheint auf eine nähere Beziehung zu *G. lapparenti coronata* BOLLI hinzuweisen.

Im Lauf der Entwicklung von *G. fornicata* nimmt die Gesamtgröße, die Wölbung der Dorsalseite und die Wellung der Kammeroberflächen auf der Dorsalseite zu, auch die Kammerzahl vermehrt sich. Durch diese Veränderungen besteht ein lückenloser Übergang zu *G. contusa* CUSHMAN und im Grenzbereich ist die Abgrenzung schwierig (Bereich der Zone KE). Dieser Zusammenhang zwischen *G. fornicata* und *G. contusa* CUSHMAN wurde bereits von mehreren Autoren vermutet bzw. beschrieben (H. BOLLI 1951, p. 192, R. GANDOLFI 1950, p. 40, zuletzt D. HERM 1962, p. 79).

Verbreitung: Nach M. B. CITA (1948, p. 154) setzt *G. fornicata* zusammen mit *G. arca* (CUSHMAN) im Santoniano-Campaniano der Kreide von Tignale ein und reicht bis zum mittleren Maastricht. H. BOLLI (1951, p. 195) führt sie aus dem Campan an. In Columbien (R. GANDOLFI 1955, Taf. 8) und in Australien (H. S. EDGELL 1957, p. 105) tritt *G. fornicata* bereits im Santon auf, reicht aber nicht mehr in das Maastricht hinein. Im Lattengebirge (D. HERM 1962, Taf. 10) setzen *G. fornicata* und *G. arca* (CUSHMAN) gemeinsam an der Basis des Obercampan ein und laufen bis an das Ende des Maastrichts durch.

Für das Erstauftreten von *G. fornicata* in den Proben aus dem Gosaubereich gilt, wie schon erwähnt, dasselbe wie für *G. arca* (CUSHMAN), es liegt etwas unter der oberen Verbreitungsgrenze von *G. elevata elevata* (BROTZEN). Die Hauptentfaltung von *G. fornicata* liegt im Obercampan, im Untermaastricht wird sie seltener, im Obermaastricht kommen in einem kleinen Profilbereich *G. fornicata* und *G. mayaroensis* BOLLI noch gemeinsam vor; im oberen Obermaastricht konnte *G. fornicata* nicht mehr beobachtet werden.

Globotruncana lapparenti coronata BOLLI 1944

(Taf. 3, Fig. 1—10)

1918 *Rosalina linnei* D'ORBIGNY Typ 4 — De LAPPARENT, Mem. Carte Geol. France, p. 7, Fig. 1 g.

1936 *Globotruncana lapparenti* n. sp. — F. BROTZEN, Sverig. Geol. Unders., Ser. C, 396, p. 175.

- 1944 *Globotruncana lapparenti coronata* nom. nov. — H. BOLLI, Eclog. Geol. Helv. 37, p. 233, Fig. 1, Abb. 21, 22, Taf. 9, Fig. 14, 15.
- 1960 *Globotruncana lapparenti coronata* BOLLI — A. TOLLMANN, Jb. Geol. B. A. 103, p. 194, Taf. 21, Fig. 2.
- 1962 *Globotruncana coronata* BOLLI — D. HERM, Bayer. Akad. Wiss., math.-naturw. Kl., Abh., N. F. 104, p. 76, Taf. 6, Fig. 5.
- Abbildungsoriginale Nr. 3250/5/1—5, Nr. 3250/6/1—6.

Beschreibung: *G. lapparenti coronata* bildet die größten Formen der Lapparenti-Gruppe aus. Das Gehäuse ist bikonvex, zweikielig, der Umriss oval oder rund und gelappt. Auf der Dorsalseite sind drei bis vier Umgänge sichtbar; im letzten Umgang befinden sich sechs bis acht gleichmäßig an Größe zunehmende Kammern, die eine halbkreis- bis sichelförmige Gestalt aufweisen. In einigen Fällen ist nicht die letzte, sondern die vorletzte Kammer die größte Kammer. Die Suturen sind stets kräftig, oft dicht gekörnelt, die Kammeroberflächen dazwischen besonders bei den letzten Kammern der jüngsten Windung in der Mitte wellig eingedellt. Die Kammerhöhe ist im vorderen Teil der Kammer größer als im hinteren Teil; diese Ungleichheit bewirkt, daß die beiden Kiele einer Kammer nicht kontinuierlich in jene der nächstfolgenden Kammer überzugehen scheinen, sodaß nicht, wie bei *G. lapparenti lapparenti* BROTZEN, der Eindruck eines einheitlich fortlaufenden Kielbandes entsteht. Die Kiele einer Kammer weichen vielmehr gabelförmig auseinander, aus dem Raum dazwischen treten die Kiele der folgenden Kammer hervor (siehe Taf. 3, Fig. 1—10).

Auf der Ventralseite überlappen die Kammern stark, im Gegensatz zu *G. lapparenti lapparenti* BROTZEN jedoch nicht hufeisen-, sondern spitz V-förmig, mit kräftigen Suturen.

Maße in mm: L 0.60, B 0.48, H 0.25 — L 0.79, B 0.70, H 0.39.

Bemerkungen: Nach vielen Autoren ist anzunehmen, daß *G. lapparenti coronata* und *G. lapparenti lapparenti* BROTZEN eine gemeinsame Wurzel besitzen; im Coniac bestehen jedoch bereits beide Formen getrennt nebeneinander. Kontinuierliche Übergänge zwischen beiden Unterarten, in der Weise, daß sich die Variationsbreiten überlappen (H. HAGN & W. ZEIL 1954, p. 43, D. HERM 1962, p. 99), konnten an vorliegendem Material nicht beobachtet werden. *G. lapparenti lapparenti* BROTZEN hat keine konvexe Dorsalseite mit wellig eingedellten Kammern, der Abstand zwischen den beiden Kielen ist stets breiter und nicht sich gegen das Vorderende der Kammer zu erweiternd.

Im Laufe der Entwicklung von *G. lapparenti coronata* nimmt die Wölbung besonders der Dorsalseite zu, ebenso die trichterförmige Eindellung in der Kammermitte. Die Kiele rücken näher zusammen; bei stratigraphisch hohen Formen verschmelzen sie auf den letzten Kammern bis über die Höhe der Kammermitte oft auch zu einem einzigen Kiel, der sich erst nahe vor dem Beginn des Kielabschnittes der folgenden Kammer in spitzem Winkel in zwei Kiele aufspaltet.

Die höchsten Populationszahlen erreicht *G. lapparenti coronata* im (Turon), Coniac und Santon, wo sie nahezu gleich stark wie *G. lapparenti lapparenti* BROTZEN vertreten ist, während sich im Campan ein rascher Rückgang beobachten läßt.

Verbreitung: H. BOLLI (1944, p. 239) gibt *G. lapparenti coronata* vom unteren Turon bis in das Santon der Höheren Helvetischen Decken der Schweiz an. M. B. CITA (1948, p. 74) beschreibt sie aus der Kreide von Tignale vom Turon bis in das untere „Santoniano Campaniano“, dessen Untergrenze durch das Einsetzen von *G. arca* (CUSHMAN), *G. rosetta* (CARSEY) und *G. fornicata* PLUMMER gekennzeichnet ist. Nach D. HERM (1962, Taf. 10, Lattengebirge) reicht sie bis in das Obercampan (tieferer Teil seiner Zone B) hinein. K. KÜPPER (1956, p. 310 und Taf. 11) führt *G. lapparenti coronata* allerdings auch noch aus dem Maastricht des Gosaubeckens an, sie ist nach dem Autor in diesem Bereich aber nicht typisch ausgebildet. Da keine Abbildung vorhanden ist, kann über eine sichere Zugehörigkeit zu dieser Unterart nicht entschieden werden.

Im vorliegenden Material konnte *G. lapparenti coronata* bis in das höhere Obercampan (Zone KC) verfolgt werden; in der Zone der *G. calcarata* CUSHMAN ist *G. lapparenti coronata* bereits erloschen. Die oben erwähnten Veränderungen sind ab oberem Untercampan (Zone KB) deutlich zu fassen.

Globotruncana lapparenti lapparenti BROTZEN 1936

(Taf. 1, Fig. 1—13)

- 1839 Non *Rosalina linneiana* — A. D'ORBIGNY, Paris 1839, p. 101, Taf. 5, Fig. 10—12 (nach B. F. ELLIS & A. R. MESSINA).
- 1918 *Rosalina Linnei* D'ORBIGNY — Typ 1 — J. de LAPPARENT, Mem. Carte Geol. France, p. 7, p. 4, Fig. 1 a und c.
- 1936 *Globotruncana lapparenti* n. sp. — F. BROTZEN, Sverig. Geol. Unders., Ser. C., 396, p. 175.
- 1941 *Globotruncana linnei typica* (D'ORBIGNY) — J. VOGLER, Paläont., Suppl. 4, 4. Abt., p. 286, Taf. 23, Fig. 12—21.
- 1944 *Globotruncana lapparenti lapparenti* nom. nov. — H. BOLLI, Eclog. Geol. Helv. 37, p. 230, Fig. 1, Abb. 15, 16, Taf. 9, Fig. 11.
- 1948 *Globotruncana lapparenti lapparenti* BOLLI — M. B. CITA, Riv. Ital. Paleont. Strat. 54, p. 155, Taf. 4, Fig. 2.
- ? 1955 *Globotruncana mayaroensis* BOLLI — R. GANDOLFI, Bull. Amer. Paleont. 36, p. 18, Taf. 1, Fig. 2.
- 1957 *Globotruncana (Globotruncana) cf. lapparenti* BROTZEN — H. S. EDGELL, Micropaleont. 3, Taf. 1, Fig. 4—6.
- 1962 *Globotruncana lapparenti lapparenti* BROTZEN — D. HERM, Bayer. Akad. Wiss., math.-naturw. Kl., Abh., N. F. 104, p. 82—84, Taf. 6, Fig. 2.
- 1962 *Globotruncana (Globotruncana) lapparenti linneiana* (D'ORBIGNY) — E. A. PESSAGNO, Micropaleont. 8, p. 360, Taf. 3, Fig. 7—9.
- 1962 Non *Globotruncana (Globotruncana) lapparenti lapparenti* (BROTZEN) — E. A. PESSAGNO, Micropaleont. 8, p. 360, Taf. 3, Fig. 1—3.
- 1963 *Globotruncana (Globotruncana) linneiana linneiana* (D'ORBIGNY) — J. v. HINTE, Jb. Geol. B. A., Sonderb. 8, p. 75, Taf. 5, Fig. 1—2.
- Abbildungsoriginale Nr. 3250/1/1—5, Nr. 3250/2/1—8.

Beschreibung: Gehäuse oval oder kreisrund, biplan, mit drei — vier sichtbaren Umgängen. In der letzten Windung befinden sich fünf — acht, am häufigsten aber 6 oder 7 Kammern, die von stark gebogenen, etwas erhabenen Suturen begrenzt werden. Der Umriß ist stark gelappt. Auf der Ventralseite überlappen die Kammern einander zungen- oder huf-

eisenförmig mit kräftigen, erhabenen Nähten, zwischen welchen die Kammeroberflächen leicht konkav eingesenkt sind. Senkrecht zu Dorsal- und Ventralseite verläuft ein zwischen zwei grobe Kiele eingesenktes Kielband; der Abstand der beiden Kiele bleibt vom Beginn bis zum Ende einer Kammer stets gleich breit. Der Nabelraum ist weit, es sind darin oft die inneren Partien der vorhergehenden Windungen sichtbar.

Maße in *mm*: L 0·58, B 0·46, H 0·17 — L 0·91, B 0·85, H 0·26.

Bemerkungen: Die Art stimmt mit der *Rosalina linnei* Typ I von De LAPPARENT gut überein, durch ihre schachtelförmige Gestalt und die ventral stark überlappenden Kammern ist sie eine der bestdefinierten Globotruncanenarten. Nomenklatorisch bestehen jedoch Schwierigkeiten, da *Rosalina linnei* d'ORBIGNY von J. de LAPPARENT (1918) nicht mit *Rosalina linneiana* von A. D'ORBIGNY übereinstimmt (F. BROTZEN 1936, p. 175, H. BOLLI 1944, p. 227) und aus dem Typmaterial von Hendaye, Pyrenäenvorland, kein Holotyp bestimmt wurde (V. POKORNY 1958, p. 411, D. HERM 1962, p. 83). [*Rosalina linnei* von J. de LAPPARENT gleicht zwar der *Rosalina linneiana* von A. D'ORBIGNY, von der (nach B. F. ELLIS & A. R. MESSINA) ebenfalls kein Typmaterial angegeben ist, auf der Dorsalseite vollkommen, jedoch fehlen bei *Rosalina linneiana* von A. D'ORBIGNY die überlappenden Kammern auf der Ventralseite, die Kammerscheidewände verlaufen radial. Es könnte natürlich auch sein, daß A. D'ORBIGNY lediglich eine schlechte Abbildung gab.]

Wenn jedoch die Formen von J. de LAPPARENT sich nicht mit jenen A. D'ORBIGNYS decken, kann *Pulvinulina tricarinata* QUEREAU 1893 kein jüngeres Synonym von *Rosalina linneiana* sein, wie J. de LAPPARENT schreibt (1918, p. 3), sondern stellt die erste Beschreibung einer Globotruncana aus der Lapparenti-Gruppe dar; nach dem Prioritätsgesetz müßte somit dieser Name für die ganze Gruppe Verwendung finden (V. POKORNY 1958, p. 411).

Im Laufe der Entwicklung macht *G. lapparenti lapparenti* eine Reihe charakteristischer Veränderungen durch. Die Entartungen der Unterart, die D. HERM (1962, p. 83) aus dem Maastricht angibt, setzen in den vorliegenden Proben bereits im Obercampan (Zone KC) unter sicherem Grenzbereich zum Maastricht (Niveau der *G. calcarata*) ein. Es handelt sich dabei hauptsächlich um folgende Erscheinungen:

Die einzelnen Kammern sind nicht mehr in einer Windungsebene aufgerollt, sondern erscheinen aus dieser Ebene herausgedreht. Dadurch scheinen sich die beiden Kiele der einzelnen Kammern nicht lückenlos in jene der nächstfolgenden fortzusetzen, die Kielbänder sind gegeneinander versetzt. Auf der Dorsalseite sind die Suturen der inneren Windungen gekörnelt aufgelöst, jene der letzten Windung sind kräftig entwickelt und verlaufen geradliniger als bei den Formen aus dem Hauptverbreitungsbereich der Unterart im Turon—Santon. Auch die Lappung des Gehäuseumrisses nimmt ab. *)

*) Neuerdings beschreibt D. HERM (Z. dtsh. Geol. Ges. 115/1965, p. 336, Tafel 8/1—4) Formen mit diesen Entartungserscheinungen als eigene Unterart *G. linneiana obliqua* HERM.

Eine mit diesen Erscheinungen auftretende Vermehrung der Kammerzähl bis zu 9 Kammern im letzten Umgang (D. HERM 1962, p. 83) konnte nicht beobachtet werden.

Verbreitung: *G. lapparenti lapparenti* ist eine weltweit verbreitete Form; sie wird von H. BOLLI (1944, p. 239) aus den höheren Helvetischen Decken der Schweiz von Turon bis zur Grenze Campan/Maastricht, von H. B. CITA (1948, p. 73 und 156) aus der Kreide von Tignale von Turon bis Untermaastricht angegeben. H. HAGN (1954, p. 96) berichtet sie aus dem unteren Obercampan der Pinswanger Schichten, wo sie allerdings wenig zahlreich und nicht charakteristisch ausgebildet sein soll (möglicherweise lag hier bereits eine Form mit den oben erwähnten Entartungserscheinungen vor); H. S. EDGELL (1957, p. 104) führt die Art aus Australien von Santon bis Campan an. K. KÜPPER (1956, Taf. 11) gibt für das Gosaubecken eine Reichweite bis in das Untermaastricht an, D. HERM (1962, Taf. 10) aus dem Lattengebirge ebenfalls. Im hier untersuchten Material konnte *G. lapparenti lapparenti* bis in das Niveau der *G. calcarata* CUSHMAN verfolgt werden (Zone KD), im obersten Untermaastricht (unteres Untermaastricht wurde probenmäßig nicht erfaßt) tritt sie nur mehr selten auf; um diese für feinstratigraphische Zwecke wertlose Form zu einer Altersstufung heranziehen zu können, könnte nur das Einsetzen der Entartungserscheinungen verwendet werden; es wäre zuvor aber zu prüfen, ob dieses in allen Oberkreidevorkommen zur gleichen Zeit erfolgt; im Gebiet von Gosau fällt es in den Bereich des Obercampan (Zone KC).

Globotruncana lapparenti tricarinata QUEREAU 1893

(Taf. 2, Fig. 1—11)

- 1893 *Pulvimulina tricarinata* n. sp. — E. C. QUEREAU, Beitr. Geol. Karte d. Schweiz 33, N. F., 3. Lief., p. 89, Taf. 5, Fig. 3.
- 1918 *Rosalina linnei* D'ORBIGNY — Typ 2 — De LAPPARENT, Mem. Carte Geol. France p. 7, Fig. 1 b, 1 d, 1 e, 1 f.
- 1936 *Globotruncana lapparenti* n. sp. — F. BROTZEN, Sverig. Geol. Unders., Ser. C., 396, p. 175.
- 1941 *Globotruncana linnei tricarinata* (QUEREAU) — J. VOGLER, Paläont., Suppl. 4, 4. Abt., p. 287, Taf. 23, Fig. 22—31.
- 1944 *Globotruncana lapparenti tricarinata* (QUEREAU) — H. BOLLI, Eclog. Geol. Helv. 37, p. 232, Fig. 1, Abb. 19, 20, Taf. 9, Fig. 13.
- 1957 *Globotruncana (Globotruncana) lapparenti* BROTZEN cf. ssp. *tricarinata* (QUEREAU) — H. S. EDGELL, Micropaleont. 3, p. 113, Taf. 3, Fig. 1—3.
- 1960 *Globotruncana lapparenti tricarinata* (QUEREAU) — A. TOLLMANN, Jb. Geol. B. A. 103 p. 193, Taf. 21, Fig. 1.
- 1962 *Globotruncana tricarinata* (QUEREAU) — D. HERM, Bayer. Akad. Wiss., math. naturw. Kl., Abh., N. F., 104, p. 93, Taf. 6, Fig. 4.
- 1963 *Globotruncana (Globotruncana) ventricosa* WHITE — J. v. HINTE, Jb. Geol. B. A., Sonderb. 8, p. 86, Taf. 7, Fig. 3.
- Abbildungsoriginale Nr. 3250/3/1—7, Nr. 3250/4/1—4.

Beschreibung: Für die Dorsalseite von *G. lapparenti tricarinata* kann in bezug auf äußere Form, Zahl und Gestalt der Kammern und Beschaffenheit der Suturen dasselbe wie für die Nominatunterart gelten. Auch das Kielband zeigt dieselben Merkmale.

Auf der Ventralseite tritt ebenfalls eine hufeisenförmige Überlappung der Kammern auf, jedoch scheinen hier die Kammerböden leicht aufgeblasen bzw. zum Nabel herabhängend. Die kräftigen Suturen am Nabelrand täuschen so in der Seitenansicht einen dritten Kiel vor. Während im Coniac-Santon und Untercampan die Kammerwände mit flacher Neigung abfallen, nimmt diese Neigung im Obercampan stark zu, sodaß schließlich die Dorsal-seite mit der Ventralseite einen Winkel von nahezu 90° einschließt. Das Kielband bleibt erhalten. Auf der Dorsal-seite lösen sich die Suturen der inneren Umgänge zu Körnelreihen auf, sind im ganzen aber nicht so kräftig wie bei *G. lapparenti lapparenti* BROTZEN desselben Alters. Der Umriß ist fast nicht mehr gelappt.

Maße in mm: L 0.51, B 0.38, H 0.18 — L 0.80, B 0.69, H 0.34.

Bemerkungen: Die von H. HAGN & W. ZEIL (1954, p. 42) und D. HERM (1962, p. 94) beobachteten Übergänge von *G. lapparenti lapparenti* BROTZEN zu *G. lapparenti tricarinata* können im vorliegenden Material bestätigt werden, nicht jedoch solche zu *G. lapparenti coronata* BOLLI. *G. lapparenti coronata* BOLLI unterscheidet sich stets durch die andersartige Ausbildung des Kielbandes (siehe S. 107) und die auf der Ventralseite nicht hufeisenförmig, sondern spitz V-förmig überlappenden Kammern. Im oberen Abschnitt der Zone KB setzt die beschriebene Hochwölbung der Ventralseite von *G. lapparenti tricarinata* ein. Vor dieser Entwicklung muß die Abspaltung von *G. arca* (CUSHMAN) erfolgt sein, die sich aus dem *G. lapparenti lapparenti* — *tricarinata*-Zweig (zuletzt D. HERM 1962, p. 101) entwickelt hat.

Verbreitung: Nach H. BOLLI (1944, p. 239, Schweiz) setzt *G. lapparenti tricarinata* etwas oberhalb von *G. lapparenti lapparenti* BROTZEN im Turon ein und reicht bis in das Maastricht. M. B. CITA (1948, p. 158, Tignale) gibt die gleiche Verbreitung an, H. S. EDGELL (1957, p. 105) fand die Unterart von Turon bis Campan in Australien.

Im hier untersuchten Material tritt *G. lapparenti tricarinata* nur in einer einzigen Probe der Zone KA in äußerst wenig Exemplaren auf, und wird erst in Zone KB (= Untercampan) häufiger.

Während A. TOLLMANN (1960) *G. lapparenti tricarinata* aus mehreren Proben des Oberconiac des Ausseer Weißenbachtals angibt, fand K. KÜPPER (1956, Taf. 11) im Becken von Gosau *G. lapparenti tricarinata* ebenfalls nur im höheren Teil seiner „Coniacien—Santonien“-Mergel. Die obere Verbreitungsgrenze liegt nach K. KÜPPER im Obermaastricht; in den vorliegenden Proben wurde sie im Obermaastricht nicht mehr gefunden. Die letzten, sehr seltenen Vertreter fanden sich im oberen Untermaastricht (Zone KE).

? *Globotruncana mayaroensis* BOLLI 1951

(Taf. 6, Fig. 5, 6)

- 1951 *Globotruncana mayaroensis* BOLLI n. sp. — H. BOLLI, Journ. Paleont. 25, p. 198, Taf. 35, Fig. 10—12.
 1956 *Globotruncana mayaroensis* BOLLI — C. A. WICHER, Paläont. Z. 30, Sonderh., Taf. 13, Fig. 7, 8.
 1957 *Abathomphalus mayaroensis* (BOLLI) — H. BOLLI, A. R. LOEBLICH & H. TAPPAN, U. S. Nat. Mus. Bull. 215, p. 43, Taf. 11, Fig. 1.

1962 *Globotruncana mayaroensis* BOLLI — D. HERM, Bayer. Akad. Wiss., math.-naturw. Kl., Abh., N. F. 104, p. 86, Taf. 6, Fig. 1.
Abbildungsoriginale Nr. 3250/16/1, 2.

Beschreibung: Gehäuse groß, oval oder kreisrund, biplan, oder leicht konkave Ventralseite. Der Umriss ist stark gelappt. Die inneren Umgänge auf der Dorsalseite können leicht erhaben sein; in der letzten Windung befinden sich 5—6 Kammern, die etwas aufgeblasen sind und einen halbkreisförmigen Umriss besitzen. Sie können mehr oder weniger stark aus der Windungsebene herausgedreht sein. Die Suturen auf der Dorsalseite sind stark gebogen und besonders in den inneren Windungen kräftig entwickelt und gekörnelt.

Auf der Ventralseite sind die Kammern kugelförmig aufgeblasen, die Kammerscheidewände dazwischen sind eingesenkt und verlaufen radial. An der Peripherie verläuft ein von zwei deutlichen Kielen eingefasstes Kielband. Der dorsale Kiel erweckt, wenn die Kammern der letzten Windung nur wenig gegeneinander versetzt sind, den Eindruck einer nahezu kontinuierlich fortlaufenden Leiste; sind sie stärker versetzt, so erscheint er S-förmig gekrümmt. Der ventrale Kiel tritt in beiden Fällen in der Mitte der Kammer etwas auf die Ventralseite über und zeigt in der Seitenansicht einen stark wellenförmigen Verlauf. Die beiden Kiele verlaufen vom Beginn der Kammer auseinander, haben ihren größten Abstand etwa in der Kammermitte und nähern sich einander gegen das Vorderende der Kammer zu wieder. Auf der letzten Kammer ist manchmal auch der dorsale Kiel dorsalwärts verlagert und zeigt dann eine charakteristische V-förmige Ausbuchtung auf der dorsalen Kammeroberfläche. Die Kammeroberflächen der Ventralseite zeigen eine Skulptur in Form von radial verlaufenden, eng nebeneinanderliegenden Leistchen.

Maße in mm: L 0.75, B 0.70, H 0.28 — L 0.77, B 0.70, H 0.31.

Bemerkungen: H. BOLLI, A. R. LOEBLICH & H. TAPPAN (1957, p. 43) haben *G. mayaroensis* in die von diesen Autoren neu aufgestellte Gattung *Abathomphalus* gestellt. Die Hauptunterschiede zur Gattung *Globotruncana* sollen darin bestehen, daß bei *Abathomphalus* an Stelle von umbilikalen Primärmündungen an der Kammerbasis (*Globotruncana*) intermarginale, extraumbilikale Mündungen auftreten, daß der Nabelraum geschlossen ist, da sich die Kammern der letzten Windung ventral treffen, und daß diese Verbindung durch eine Verlängerung der letzten Kammer in den Nabel verdeckt sein kann. Die Kammern sind demnach nicht durch einen scharfen Rand gegen den Nabel abgegrenzt.

Zur Entscheidung der Frage, ob diese Abtrennung von *Globotruncana* gerechtfertigt ist — die meisten Autoren stellen *G. mayaroensis* nach wie vor zu *Globotruncana* — kann vom vorliegenden Material aus nichts beigetragen werden; trotz Glühens der Exemplare sind die Furchen entlang der radialen Nähte, in welchen die Mündungen zu erwarten wären, immer mit Sedimentmaterial erfüllt. Obwohl dasselbe meist auch für die Nabelregion zutrifft, konnte doch bei einigen Exemplaren ein Zusammentreffen der Kammern im Zentrum im Sinne der Abbildung bei H. BOLLI, A. R. LOEBLICH & H. TAPPAN (1957, Taf. 11/1 a—c), das sonst bei keiner *Globotruncana* zu beobachten war, festgestellt werden. Ein einheitliches Tegillum ent-

sprechend der Abbildung bei D. HERM (1962, Taf. 6/1) wurde nicht beobachtet.

Über Verwandtschaftsbeziehungen zu anderen Gruppen kann ebenfalls nichts ausgesagt werden, da der hierfür wesentliche Profilbereich, das Untermaastricht, im kartierten Bereich nur sehr lückenhaft aufgeschlossen ist. An der Basis des Obermaastricht ist *G. mayaroensis* bereits in der typischen Form vorhanden und macht bis zu ihrem Aussterben keine morphologischen Änderungen mehr durch. D. HERM (1962, p. 87) konnte im Bereich des Untermaastrichts Übergänge zwischen Entartungsformen von *G. lapparenti lapparenti* BROTZEN und den ersten Formen der *G. mayaroensis* verfolgen, er gibt jedoch keine Abbildung. Nach H. BOLLI (1951, p. 198) entwickelt sich *G. mayaroensis* über *G. intermedia* BOLLI aus *G. citae* BOLLI. Zusammenhänge mit der Lapparenti-Gruppe lehnt BOLLI ab.

Verbreitung: *G. mayaroensis* ist eine sehr typische Form und kennzeichnet übereinstimmend mit allen Autoren das Obermaastricht. H. BOLLI (1951, p. 195) gibt sie aus dem oberen Maastricht von Trinidad an und stellt 1957 (Fig. 10 auf p. 53) eine Zone des *Abathomphalus mayaroensis* auf; C. A. WICHER (1956, p. 114) zieht die Grenze Untermaastricht gegen Obermaastricht u. a. mit dem Auftreten von *G. mayaroensis*, ebenso D. HERM (1962, p. 87 und Taf. 10), bei dem Zone F durch das Auftreten von *G. mayaroensis* charakterisiert ist. Auch in der vorliegenden Arbeit wurde die Untergrenze des Obermaastrichts (Zone KF) mit dem Erstauftreten von *G. mayaroensis* festgelegt.

Globotruncana rosetta rosetta (CARSEY) 1926

(Taf. 6, Fig. 1—4)

- 1926 *Globigerina rosetta* — D. O. CARSEY, Univ. Texas Bull. 2612, p. 44, Taf. 5, Fig. 3 (nach B. F. ELLIS & A. R. MESSINA)
- 1931 *Globotruncana arca* (CUSHMAN) — H. PLUMMER, Univ. Texas Bull. 3101, p. 195, Taf. 13, Fig. 9.
- 1953 *Globotruncana (Globotruncana) rosetta pembergeri* n. ssp. — A. PAPP & K. KÜPPER, Sitz.-Ber. Österr. Akad. Wiss., math.-naturw. Kl., Abt. I, 162, p. 35, Taf. 1, Fig. 1.
- 1955 *Globotruncana rosetta* (CARSEY) — P. BRÖNNIMANN & N. K. BROWN, Eclog. Geol. Helv. 48, p. 545, Taf. 21, Fig. 11—12.
- 1963 *Globotruncana (Globotruncana) rosetta rosetta* (CARSEY) — J. v. HINTE, Jb. Geol. B. A., Sonderb. 8, p. 89, Taf. 9, Fig. 1—3, Taf. 10, Fig. 1.
- Abbildungsoriginale Nr. 3250/9/1—4.

Beschreibung: Gehäuse bikonvex, Umriß oval oder kreisrund, deutlich gelappt. Auf der Dorsalseite sind meist vier Umgänge sichtbar, die nur sehr langsam an Größe zunehmen. In der letzten Windung befinden sich sieben — acht etwa halbkreisförmige, kleine Kammern mit ebener Kammeroberfläche. Die Suturen sind stark gekrümmt, leicht erhaben und mit Ausnahme jener der letzten Windung grob gekörnelt. Die Ventralseite ist durch die aufgewölbten Kammerböden stets stärker konvex als die Dorsal-seite; die Kammern überlappen einander im älteren Teil der letzten Windung stärker als im jüngeren Abschnitt; die Suturen sind am Nabelrand, an der Stelle, an der sie nach hinten umbiegen, stark verdickt und mit

knopfartigen Rauheiten bedeckt. Die Kammeroberflächen mit Ausnahme der letzten beiden Kammern, die glatte Oberflächen besitzen, und zwischen denen auch die Suturen weniger grob sind, tragen ebenfalls regellose, körnchenartige Erhebungen. Sehr bedeutend für die Bestimmung der Art ist das Kielband, das von zwei eng nebeneinanderstehenden Kielen eingefasst wird. Der ventrale Kiel ist auf die Nabelseite versetzt und stets schwächer als der dorsale ausgebildet. Er kann bei manchen Individuen perlchnurartig aufgelöst sein. Charakteristisch für die Art ist jedoch, daß das Kielband sich nicht bis auf die jüngste Kammer fortsetzt, sondern daß der ventrale Kiel entweder auf der vorletzten oder bereits auf der vorvorletzten Kammer mit dem dorsalen Kiel zu einem einzigen Kiel verschmilzt.

Maße in *mm*: L 0.66, B 0.62, H 0.37 — L 0.90, B 0.79, H 0.45.

Bemerkungen: Aus der Typabbildung und -beschreibung von *Globigerina rosetta* bei D. O. CARSEY 1926 (nach ELLIS & MESSINA) geht nicht hervor, ob es sich um eine einkielige oder eine zweikielige Form handelt. Die schlechte Abbildung hatte Unklarheiten in der Artfassung von *Globotruncana rosetta* zur Folge. Eine erste eingehende Behandlung findet sich bei H. PLUMMER (1931) im Zusammenhang mit *G. arca* (CUSHMAN). H. PLUMMER (1931, p. 195 ff.) beobachtete, daß *G. arca* (CUSHMAN) in den Mendezschichten, aus welchen die Typbeschreibung stammt, zum Teil zweikielig vorliegt, zum Teil aber der ventrale Kiel auf den letzten Kammern der letzten Windung mit dem dorsalen zu einem einzigen Kiel verschmilzt. Daneben fanden sich Formen, die auf der ganzen letzten Windung nur mehr einen einzigen Kiel besitzen. Parallel mit dieser Entwicklung zur Einkieligkeit ging eine Zunahme der Konvexität der Ventralseite. Dieselben Beobachtungen machte H. PLUMMER an dem Typmaterial der *G. rosetta* aus dem Taylor marl und nahm deshalb eine Synonymie von *G. arca* (CUSHMAN) und *G. rosetta*, die nur Glieder ein- und derselben Variationsreihe sein sollten, an.

P. BRONNIMANN & N. K. BROWN (1955, p. 545) prüften den Holotyp von *G. rosetta* und stellten fest, daß auf den Kammern des letzten Umganges zwei eng nebeneinanderliegende Kiele vorhanden sind, die erst auf der vorletzten Kammer in einen einzigen verschmelzen. *G. rosetta* ist also keine rein einkielige Form, wie in der Literatur oftmals angegeben wird; die Unterart *G. rosetta pembergeri* PAPP & KÜPPER (A. PAPP & K. KÜPPER 1953, p. 35), die wegen des Besitzes eines zweiten Kieles auf den ersten Kammern der letzten Windung abgetrennt wurde, ist in Wirklichkeit eine echte *G. rosetta rosetta*.

Zwischen *G. rosetta rosetta* und *G. arca* (CUSHMAN) bestehen enge Beziehungen (vgl. auch A. PAPP & K. KÜPPER 1953, p. 36), jedoch sind die Unterschiede zwischen beiden Arten deutlich genug, um eine Trennung durchführen zu können. Die wesentlichsten Unterscheidungsmerkmale sind folgende: Bei *G. arca* (CUSHMAN) ist die Dorsalseite entweder gleich, in den meisten Fällen jedoch stärker gewölbt als die Ventralseite, während bei *G. rosetta rosetta* einer fast planen oder nur leicht konvexen Dorsalseite eine stark gewölbte Ventralseite gegenübersteht. Die Kammern von *G. arca* (CUSHMAN) überlappen einander stärker mit ausgeprägter Hufeisenform und die beiden Kiele sind weiter voneinander entfernt als bei *G. rosetta*

rosetta, auch vereinigen sie sich bei *G. arca* nicht auf den letzten Kammern. Auf der Dorsalseite nehmen die Windungen bei *G. arca* (CUSHMAN) schneller an Größe zu als bei *G. rosetta rosetta*.

Eine genaue Prüfung ergab, daß es auch Formen gibt, die eine zwischen den beiden Arten vermittelnde Stellung einnehmen. Dabei sind die typischen Merkmale sowohl der einen, als auch der anderen Art in verschiedener Weise kombiniert: Es finden sich z. B. noch typisch zweikielige Formen mit breitem Kielband, bei welchen die Kammern auf der Ventralseite aber bereits hochgewölbt sind; bei anderen, ebenfalls noch bis zur letzten Kammer zweikieligen Formen sind die beiden Kiele bereits sehr nahe zusammengerückt, während die Wölbung der Dorsalseite noch *arca*-artig stark ist. Eine weitere Möglichkeit ist verwirklicht in Formen mit hochgewölbter Ventral- und flacher Dorsalseite mit bereits eng nebeneinanderstehenden, aber noch die ganze Windung umlaufenden Kielen. Viele dieser Übergangsformen sind bisher in die sehr weit gefaßte Art *G. arca* (CUSHMAN) gestellt worden. Bei jenen Autoren, die *G. rosetta rosetta* zufolge der ungenügenden Typusbeschreibung als streng einkielige Art auffaßten, läuft auch die echte *G. rosetta rosetta* (d. h., zweikielig bis zur vorletzten Kammer) unter der Art *G. arca* (CUSHMAN).

Die Form, die auf der ganzen letzten Windung nur mehr einen einzigen Kiel besitzt, wurde von J. SIGAL (1952, p. 43) als *G. falsostuarti* n. sp. beschrieben.

Verbreitung: M. B. CITA (1948, p. 74) gibt für *Globotruncana rosetta rosetta* die gleiche Vertikalverbreitung wie für *G. arca* (CUSHMAN) an; im Lattengebirge (D. HERM 1962, Taf. 10) tritt *G. rosetta rosetta* in der Zone der *G. calcarata* CUSHMAN auf und läuft bis Ende Maastricht durch. Eine übereinstimmende Hauptverbreitung weist die Art auch im vorliegenden Material auf, doch erscheinen einzelne Exemplare bereits unter dieser Zone im Obercampan.

Globotruncana stuarti (De LAPPARENT) 1918

(Taf. 7, Fig. 4)

- 1918 *Rosalina stuarti* (nov. sp.) — De LAPPARENT, Mem. Carte Geol. France, p. 12, Fig. 4, 5, Taf. 1, Fig. 5, 7.
- 1951 *Globotruncana conica* WHITE — H. BOLLI, Journ. Paleont. 25, p. 196, Taf. 34, Fig. 13—15.
- 1955 *Globotruncana (Globotruncana) stuarti* (De LAPPARENT) — F. DALBIEZ, Micro-paleont. 1, p. 171, Fig. 4.
- 1956 *Globotruncana stuarti* (De LAPPARENT) — H. C. G. KNIPSCHER, Paläont. Z. 30, Sonderh., p. 52, Fig. 2, 3, Taf. 4, Fig. 19, 20.
- 1962 *Globotruncana stuarti* (De LAPPARENT) — D. HERM, Bayer. Akad. Wiss., math.-naturw. Kl., Abh., N. F. 104, p. 89, Taf. 8, Fig. 1.
- Abbildungsoriginal Nr. 3250/13/1.

Beschreibung: Gehäuse groß, bikonvex, einkielig; der Gehäuseumriß ist rund und nicht gelappt. Zwischen den Kammern der inneren Windungen

verlaufen die Suturen gebogen, die Kammern haben einen halbkreisförmigen Umriß; im letzten Umgang befinden sich 6—8 Kammern, die durch die hier nicht gebogen, sondern geradlinig verlaufenden Kammer-scheidewände eine charakteristische, viereckige, trapezförmige Gestalt besitzen. Die Kammern nehmen gleichmäßig langsam an Größe zu. Die Suturen sind kräftig und stark erhaben und in Knotenreihen aufgelöst, die Oberfläche der Kammern eingesenkt; sie können leicht wellig verbogen sein. Auf der Ventralseite überlappen die Kammern etwas, die Suturen verlaufen gerade, sind nicht eingesenkt; sie biegen am Nabelrand in etwa echtem Winkel zurück und sind an dieser Stelle besonders kräftig und gekörnelt.

Maße in mm: L 0.77, B 0.70, H 0.45.

Bemerkungen: Bei *G. stuarti* kann es zu starken Schwankungen bezüglich der Wölbungsgrade von Dorsal- und auch Ventralseite kommen, wie dies bereits J. de LAPPARENT (1918, p. 12) ausdrücklich festgestellt hat. Dabei kann sich einerseits die Dorsalseite stärker wölben, während die Ventralseite immer flacher wird; die Extremform dieser Richtung ist nach R. GANDOLFI (1955, p. 65) *G. stuarti conica* (WHITE). Andererseits kann die Wölbung der Ventralseite zunehmen, während die Dorsalseite plan ausgebildet ist (siehe auch D. HERM 1962, p. 90). Ein bevorzugtes Auftreten einer der beiden Variationsrichtungen in stratigraphischer Abfolge konnte jedoch nicht festgestellt werden.

Nach H. C. G. KNIPSCHER (1956, Taf. 4') entwickelt sich aus *G. elevata elevata* BROTZEN *G. elevata stuartiformis* DALBIEZ (siehe dort), aus welcher sich in kontinuierlichem Übergang *G. stuarti* ableiten läßt. Diese Auffassung können Beobachtungen am vorliegenden Material bestätigen. Im tieferen Teil der Zone der *G. mayaroensis* BOLLI fällt eine genaue Abgrenzung der beiden letztgenannten Formen voneinander schwer. Im oberen Obermaastricht unterscheiden sie sich aber klar durch die Kammerform, die bei *G. elevata stuartiformis* DALBIEZ dreieckig, bei *G. stuarti* jedoch trapezförmig ausgebildet ist. D. HERM (1962, p. 99) nimmt dagegen eine Abstammung der *G. stuarti* von mehreren Arten an.

Verbreitung: Wie schon F. DALBIEZ (1955, p. 163 und 169) und H. C. G. KNIPSCHER (1956, p. 53) bemerken, stammen die stark differierenden Altersangaben von *G. stuarti* (zum Teil sogar vom Santon bis zum Maastricht) aus einer zu weiten Artfassung, indem auch Formen, die zu *G. elevata stuartiformis* DALBIEZ gehören, zu *G. stuarti* gestellt wurden; die klare Typabbildung von J. de LAPPARENT (1918) gestattet jedoch eine enge Artfassung von *G. stuarti*. Beispiele zu weit gefaßter Formen finden sich bei M. B. CITA (1948), R. NOTH (1951), A. PAPP & K. KÜPPER (1953) und R. GANDOLFI (1955) (vgl. Synonymieliste bei *G. elevata stuartiformis* DALBIEZ). J. de LAPPARENT (1918) beschreibt *G. stuarti* aus einem Niveau, welches er in sicheres Maastricht stellt. F. DALBIEZ (1955), der eine sehr gute Abbildung von *G. stuarti* gibt (p. 171, Fig. 4), gibt ihre Hauptverbreitung in Tunesien mit Obermaastricht (Zone der *G. contusa*, p. 167) an. H. C. G. KNIPSCHER (1956, p. 53) nimmt ebenfalls ausschließlich Maastrichtalter an. In den hier untersuchten Proben erscheint *G. stuarti* erst in der Zone der *G. mayaroensis* BOLLI, ist also auf das Obermaastricht beschränkt.

Familie *Heterohelicidae* CUSHMAN 1927Gattung *Gublerina* KIKOINE 1948

J. KIKOINE (1948, p. 26) hat bei seiner Gattungsdiagnose ausdrücklich darauf hingewiesen, daß sich *Gublerina* durch den kammerfreien Raum zwischen den beiden divergierenden äußeren Kammerreihen von sämtlichen anderen Gattungen der Familie der *Heterohelicidae* unterscheidet. Wenn man die Gattung in diesem Sinne faßt, kann man nicht, wie E. MONTANARO-GALLITELLI (1957, p. 140), in *Ventilabrella ornatissima* CUSHMAN & CHURCH eine *Gublerina* sehen. Auch die Paratypen von *Ventilabrella ornatissima*, die von dieser Autorin mit Salzsäure behandelt wurden (Taf. 32/6), zeigen nicht einen wirklichen kammerfreien Raum. Auch J. A. CUSHMAN & C. C. CHURCH (1929, p. 412) erwähnen in ihrer Beschreibung nichts dergleichen.

Der Genotyp *Gublerina cuvillieri* von J. KIKOINE besteht somit zu Recht und muß nicht mit E. MONTANARO-GALLITELLI (1957, p. 140) *Gublerina ornatissima* (CUSHMAN & CHURCH) heißen.

[Aus denselben Gründen, die für *Ventilabrella ornatissima* angegeben wurden, erachte ich auch eine Synonymie von *Gublerina cuvillieri* und *Ventilabrella decoratissima* de KLASZ (siehe auch Seite 124), die von derselben Autorin (p. 140) angenommen wird, für nicht bestehend].

Gublerina cuvillieri KIKOINE 1948

(Taf. 8, Fig. 11)

1948 *Gublerina cuvillieri* nov. gen. nov. spec., — J. KIKOINE, C. R. Somm. Bull. Soc. Geol. France, 18, p. 26, Taf. 2, Fig. 10.

1953a *Gublerina cuvillieri* KIKOINE — I. De KLASZ, Geol. Bavar. 17, p. 245, Taf. 8, Fig. 1.

1953a *Gublerina* cf. *cuvillieri* KIKOINE — I. De KLASZ, Geol. Bavar. 17, p. 245, Taf. 8 Fig. 2.

1957 *Gublerina ornatissima* (CUSHMAN & CHURCH) — E. MONTANARO GALLITELLI, U. S. Nat. Mus. Bull. 215, p. 140, Taf. 32, Fig. 1—5 (non Fig. 6).

Abbildungoriginal Nr. 3250/23/1.

Beschreibung: Das Gehäuse erscheint flachgedrückt und subtriangulär. Die ersten 2—4 Kammern nach dem Initialteil sind zweizeilig alternierend angeordnet, die folgenden Kammern laufen in je einer Zeile an der Peripherie des Gehäuses divergierend fort, nehmen jedoch nur langsam an Größe zu; dadurch entsteht in der Gehäusemitte, keilförmig nach oben breiter werdend, ein kammerfreier Raum, der bei besonders großen Individuen bis an die Peripherie übergreifen kann. Im jüngsten Teil des Gehäuses können in diesem ungekammerten Feld regellos angeordnete, blasenförmige Kammern auftreten.

Im älteren Gehäuseteil sind die Kammern leicht aufgebläht und tragen auf der Oberfläche eine leistenförmige Skulptur. Die Suturen zwischen den Kammern sind eingesenkt. In diesem Abschnitt liegt auch die größte Gehäusedicke. Die Dicke der folgenden Kammern nimmt nach oben zu ständig ab.

Die seitliche Begrenzungslinie erscheint durch die eingetieften Suturen leicht gewellt, die distale Gehäusebegrenzung ist nicht regelmäßig geschwun-

gen, sondern zeigt einen unregelmäßigen, wie abgebrochen wirkenden Verlauf. Mündungsöffnungen sind nicht sichtbar.

Maße in mm: L 0.71, B 0.51, D 0.21.

Verbreitung: *Gublerina cuvillieri* wird von J. KIKOINE (1948, p. 26) aus dem Maastricht der Pyrenäen angegeben. 1953 a erwähnt I. DE KLASZ die Art ebenfalls aus dem Maastricht der Bayerischen Alpen. In den Proben aus dem Bereich von Gosau tritt die Art ebenfalls in sämtlichen Maastrichtproben auf.

Gattung *Pseudotextularia* RZEHAČ 1891

Die Gattungsdiagnose von *Pseudotextularia* durch A. RZEHAČ (1885, 1888, 1894, 1895) ist (im Gegensatz zur Artdiagnose, siehe weiter unten), eindeutig, indem der Autor damit Formen bezeichnet, die im Gegensatz zu *Heterohelix* EHRENBERG (= *Textularia* bei A. RZEHAČ) senkrecht zur Symmetrieebene komprimiert sind. Das Vorhandensein oder Fehlen eines vielkammerigen Stadiums ist dabei erst von sekundärer Bedeutung.

Die verschiedenen Arten der Gattung *Pseudotextularia* sind nach M. F. GLAESSNER (1936, p. 104) durch die Aufeinanderfolge verschiedener Stadien gekennzeichnet, die hier kurz erwähnt sein sollen:

P. elegans bestehend aus: Gümbelinastadium + 1. Pseudotextularia-Stadium; *P. varians* bestehend aus: Gümbelinastadium + 1. Pseudotextularia-Stadium + 2. Pseudotextularia-Stadium;

P. acervulinoides bestehend aus: Gümbelinastadium + 1. Pseudotextularia-Stadium + 2. Pseudotextularia-Stadium + Planoglobulina-Stadium.

Das Gümbelinastadium ist charakterisiert durch biserial angeordnete, kugelige Kammern, das 1. Pseudotextularia-Stadium durch biserial angeordnete, senkrecht zur Symmetrieebene komprimierte Kammern; im 2. Pseudotextularia-Stadium bilden sich die gegenüberliegenden Kammerenden der langgestreckten Kammern des 1. Pseudotextularia-Stadiums besonders kugelig aus und scheinen wie durch einen Steg verbunden. Es treten sekundäre Öffnungen auf, aus welchen zusätzliche kugelige Kammern gebildet werden. Diese Kammern liegen nicht in einer Ebene. Wenn jedoch nach einem relativ kurz währendem 2. Pseudotextularia-Stadium die kugeligen Kammern sich wieder in einer Ebene anordnen, liegt das Planoglobulina-Stadium vor.

Bestimmend für die Zugehörigkeit einer Art zur Gattung *Pseudotextularia* ist, wie aus der Gattungsdiagnose hervorgeht, der Besitz des 1. Pseudotextularia-Stadiums. Deshalb ist mit derselben Begründung wie *P. varians* auch *Gümbelina acervulinoides* EGGER, der Genotyp der Gattung *Planoglobulina* CUSHMAN 1927, eine *Pseudotextularia*. Die Gattung *Planoglobulina* CUSHMAN wird damit zum jüngeren Synonym von *Pseudotextularia* RZEHAČ.

Der Gattung *Ventilabrella* CUSHMAN 1928 fehlt dagegen das 1. Pseudotextularia-Stadium und sie wird daher hier, im Gegensatz zu M. F. GLAESSNER (1936, p. 104) nicht in die Synonymie von *Pseudotextularia* einbezogen.

Pseudotextularia acervulinoides (EGGER) 1899

(Taf. 8, Fig. 8)

- 1895 *Pseudotextularia varians* m. — (zum Teil) — A. RZEHAK, Ann. k. k. naturhist. Hofmus. 10, p. 218, Taf. 7, Fig. 3 (non Fig. 1,2).
- 1899 *Gümbelina acervulinoides* nov. spec. — J. G. EGGER, Abh. Bayer. Akad. Wiss., math.-phys. Cl. 21, p. 36, Taf. 14, Fig. ? 14—17, Fig. 20—22.
- 1936 *Pseudotextularia elegans* RZEHAK var. *acervulinoides* EGGER — M. F. GLAESSNER, Problems of Paleont. 1, p. 102, Taf. 1, Fig. 6—8.
- 1946 *Planoglobulina acervulinoides* (EGGER) — J. A. CUSHMAN, U. S. Geol. Surv., Prof. Pap. 206, p. 111, Taf. 47, Fig. 12, 13.
- 1956 *Planoglobulina acervulinoides* (EGGER) — I. de KLASZ, Geol. Bavar. 26, Tab. 1, Inv.-Nr. 401.

Abbildungsoriginal Nr. 3250/25/1.

Beschreibung: Auf ein biseriales Stadium, entsprechend der *Pseudotextularia elegans* (RZEHAK), das etwa $\frac{1}{3}$ bis $\frac{1}{2}$ des Gehäuses einnimmt, erfolgt wie bei *P. varians* RZEHAK von einer median gelegenen Kammer aus die Ausbildung eines multiserialen Stadiums (2. Pseudotextularia-Stadium). Im Gegensatz zu *P. varians* RZEHAK wird dieses Stadium aber nur ganz kurz beibehalten, dann werden die kugelförmigen Kammern in einer Ebene angeordnet (= Planoglobulina-Stadium); im jüngsten Teil des Gehäuses nimmt der Durchmesser der einzelnen Kammern wieder ab, sodaß das Gehäuse in der Seitenansicht einen annähernd ovalen Umriß erhält. Die größte Gehäusedicke liegt etwa in halber Länge oder sogar etwas gegen den Gehäusebeginn verschoben, im Bereich des 2. Pseudotextularia-Stadiums. Die Suturen sind etwas eingesenkt, die Kammeroberflächen sind mit feinen, sagittal verlaufenden Leistchen verziert.

Maße in mm: L 0.63, B 0.57, D 0.32.

Bemerkungen: *P. acervulinoides* muß infolge des Besitzes eines 1. Pseudotextularia-Stadiums zur Gattung *Pseudotextularia* gestellt werden.

P. acervulinoides unterscheidet sich von *P. varians* RZEHAK durch den zusätzlichen Besitz des Planoglobulina-Stadiums; während *P. varians* RZEHAK annähernd kegelförmig mit dem größten Gehäusedurchmesser im jüngsten Gehäuseteil ist, liegt die größte Dicke bei *P. acervulinoides* etwa in der Mitte der Gehäusehöhe, der jüngste Gehäuseteil erscheint durch die in einer Ebene liegenden Kammern flach zusammengedrückt.

Ventilabrella eggeri CUSHMAN fehlt ein 1. Pseudotextularia-Stadium, nach einer Andeutung eines 2. Pseudotextularia-Stadiums folgt bereits das Planoglobulina-Stadium. *Ventilabrella eggeri* CUSHMAN erreicht dadurch nie eine auch nur annähernd gleich große Gehäusedicke wie *P. acervulinoides*. Außerdem ist die Lage der größten Dicke bei *Ventilabrella eggeri* CUSHMAN mehr gegen den Gehäuseanfang verschoben.

Verbreitung: J. A. CUSHMAN (1946, p. 111) gibt *P. acervulinoides* aus dem Navarro (etwa entsprechend dem Obercampan — Untermaastricht) an; J. De KLASZ (in O. GANNS, 1956, Taf. 1) erwähnt die Form im Bayerischen Helvetikum aus dem ganzen Maastricht. In den Proben des Bereiches von Gosau tritt *P. acervulinoides* stets zusammen mit *P. varians* RZEHAK auf; sie setzt somit wahrscheinlich im Untermaastricht ein und reicht bis an das Ende des Obermaastrichts.

***Pseudotextularia elegans* (RZEHAK) 1888**

(Taf. 8, Fig. 10)

- 1888 *Cuneolina elegans* n. f. — (nom. nud.) — A. RZEHAK, Verh. k. k. Geol. R.-Anst., p. 191.
- 1891 *Cuneolina elegans* m. — A. RZEHAK, Ann. k. k. naturhist. Hofmus. 6, p. 2, 4.
- 1895 *Pseudotextularia varians* m. — A. RZEHAK, Ann. k. k. naturhist. Hofmus. 10, p. 217, Taf. 7, Fig. 1 (non Fig. 2, 3).
- 1926 *Pseudotextularia a* — H. PLUMMER, Univ. Texas Bull. 2644, p. 35, Taf. 2, Fig. 1.
- 1929 *Gümbelina elegans* (RZEHAK) — M. P. WHITE, Journ. Paleont. 3, p. 34, Taf. 4, Fig. 8.
- 1936 *Pseudotextularia elegans* RZEHAK (forma typica) — M. F. GLAESSNER, Problems of Paleont. 1, p. 99, Taf. 1, Fig. 1, 2.
- 1946 *Gümbelina plummerae* LOETTERLE — J. A. CUSHMAN, U. S. Geol. Surv., Prof. Pap. 206, p. 104, Taf. 45, Fig. 1—3.
- 1948 *Gümbelina Plummerae* LOETTERLE — J. KIKOINE, C. R. Somm. Bull. Soc. Geol. France 18, Taf. 1, Fig. 5.
- 1948 *Gümbelina striata* (EHRENBERG 1854) EGGER 1838 var. *deformis* nov. var. — J. KIKOINE, C. R. Somm. Bull. Soc. Geol. France 18, p. 20, Taf. 1, Fig. 8.
- 1956 *Pseudotextularia elegans* RZEHAK aff. var. *deformis* (KIKOINE) — I. de KLASZ, Geol. Bavar. 17, p. 232, Taf. 5, Fig. 3.
- Abbildungsooriginal Nr. 2350/26/1.

Beschreibung: Das Gehäuse ist ausschließlich biserial, die Kammern sind alternierend angeordnet. Die Kammern des Initialteiles sind kugelig ausgebildet, bei den folgenden Kammern tritt eine zunehmende Streckung senkrecht zur Symmetrieebene des Gehäuses ein. Gleichzeitig damit hört die Breitenzunahme der einzelnen Kammern auf, sodaß etwa ab der vierten langgestreckten Kammer das Gehäuse stark seitlich komprimiert erscheint. Unter Umständen ist der jüngste Teil des Gehäuses am stärksten zusammengedrückt. Das Verhältnis der Länge (= Dicke des Gesamtgehäuses) zur Breite einer Kammer beträgt 2 : 1 bis 5 : 1.

In der Seitenansicht erscheint der Gehäuseumriß zumeist gleichschenkelig-dreieckig; bei einigen Individuen kann jedoch eine so extreme Längenzunahme und damit Krümmung der letzten Kammer auftreten, daß der Gehäuseumriß flabelliform erscheint. Die Suturen verlaufen ein wenig eingesenkt; die Kammeroberflächen tragen eine Skulptur in Form von sagittal verlaufenden, mehr oder weniger stark ausgebildeten Rippen. Die vorletzte und letzte Kammer sind jedoch in der Regel unberippt und glatt. Die Mündung liegt basal und bildet eine langgestreckte, schlitzförmige Öffnung; sie ist nur bei den besser erhaltenen Exemplaren zu sehen.

Maße in mm: L 0.60, B 0.30, D 0.45.

Bemerkungen: Die verwickelten nomenklatorischen Verhältnisse hat vor allem M. F. GLAESSNER (1936) in seiner Bearbeitung der Gattung *Pseudotextularia* ausführlich behandelt. Die Unklarheiten und Unterschiedlichkeiten in der Benennung durch die folgenden Autoren waren vor allem darin begründet, daß A. RZEHAK zunächst die beiden Varietäten *P. elegans* und *P. varians* als eine Art zusammen beschrieb und einmal *Cuneolina elegans* (1888 und 1891), das andere Mal (1895, hier erstmals mit Abbildung) *P. varians* benannte. Eine solche Änderung des Artnamens ist aber unzulässig (vgl. M. P. GLAESSNER 1936, p. 101), der Artnamen „*elegans*“ muß aufrecht

bleiben. Als Typabbildung der (zweizeiligen) Form, die A. RZEHAK in den Veröffentlichungen von 1888 und 1891 als *Cuneolina elegans* bezeichnete, gibt A. RZEHAK 1895 die Abb. 1 auf Taf. 7.

Verbreitung: J. de KLASZ in O. GANNS (1956) gibt für *P. elegans* im Bayerischen Helvetikum eine Verbreitung vom Santon bis in das Obermaastricht. In den vorliegenden Proben setzt *P. elegans* in dem Komplex grauer Mergel (Coniac+Santon) zunächst in wenigen Exemplaren und schwach skulptiert ein, wird im Laufe des Campans zunehmend häufiger und erreicht ihren Höhepunkt im Maastricht, wo auch Formen auftreten, die der *Gümbelina striata deformis* KIKOINE entsprechen.

Pseudotextularia varians RZEHAK 1895

(Taf. 8, Fig. 9)

- 1888 *Cuneolina elegans* n. f. (nom. nud.) — A. RZEHAK, Verh. k. k. Geol. R.-Anst. p. 191.
 1891 *Cuneolina elegans* m. — A. RZEHAK, Ann. k. k. naturhist. Hofmus. 6, p. 2, 4.
 1895 *Pseudotextularia varians* m. — (zum Teil). — A. RZEHAK, Ann. k. k. naturhist. Hofmus. 10, p. 217, Taf. 7, Fig. 2 (non Fig. 1, 3).
 1899 *Gümbelina fructicosa* nov. spec. — J. G. EGGER, Abh. Bayer. Akad. Wiss., math.-phys. Cl. 21, p. 35, Taf. 14, Fig. 8, 9, 24.
 1929 *Pseudotextularia varians* RZEHAK — M. P. WHITE, Journ. Paleont. 3, p. 40, Taf. 4, Fig. 15.
 1929 *Pseudotextularia varians* var. *mendezensis* nov. var. — M. P. WHITE, Journ. Paleont. 3, p. 41, Taf. 4, Fig. 16.
 1936 *Pseudotextularia elegans* RZEHAK var. *varians* RZEHAK — M. F. GLAESSNER, Problems of Paleont. 1, p. 101, Taf. 1, Fig. 3—5.
 1946 *Pseudotextularia varians* RZEHAK — J. A. CUSHMAN, U. S. Geol. Surv., Prof. Pap. 206, p. 110, Taf. 47, Fig. 4, 6 (non Fig. 5, 7).
 1948 *Pseudotextularia varians* RZEHAK — J. KIKOINE, C. R. Bull. Soc. Geol. France 18, p. 23, Taf. 2, Fig. 4.
 1957 *Racemiguembelina fructicosa* (EGGER) — E. MONTANARO GALLITELLI, U. S. Nat. Mus. Bull. 215, p. 142, Taf. 32, Fig. 14—15.
 Abbildungsoriginal Nr. 3250/24/1.

Beschreibung: Auf den Initialteil folgt ein etwa $\frac{1}{2}$ bis $\frac{1}{3}$ des Gesamtgehäuses ausmachendes zweizeiliges Stadium, das ganz der Aufbauform von *P. elegans* (RZEHAK) entspricht (Kammern alternierend angeordnet, senkrecht zur Symmetrieebene langgestreckt, Suturen eingesenkt, Kammeroberflächen berippt). Darüber treten Kammern auf, die mehr als eine Öffnung besitzen und daraus zusätzliche, kugelförmige Kammern bilden, sodaß sich in einer Reihe jetzt nicht mehr zwei, sondern zunächst drei, dann immer mehr Kammern befinden; diese sind aber nicht in einer Ebene angeordnet, sodaß das Gehäuse eine kegelförmige Gestalt erhält. Die kugeligen, dicht aneinanderschließenden Kammern verleihen dem Gehäuse ein charakteristisches, traubenförmiges Bild.

Die Kammeroberflächen des multiseriellen Teiles mit Ausnahme jener der jüngsten Kammern sind ebenso wie jene des biserialen Teiles mit feinen, sagittal verlaufenden Rippchen bedeckt. Über die Mündung läßt sich nichts aussagen, da der Raum zwischen den kranzförmig angeordneten jüngsten Kammern, bzw. deren Enden, stets mit Sediment verklebt ist.

Maße in mm: L 0.72, B 0.59, D 0.45.

Bemerkungen: Bezüglich der vielfachen nomenklatorischen Unklarheiten (siehe auch *P. elegans*) sei auch hier wieder auf M. F. GLAESSNER (1936) verwiesen. Danach kann die vielkammerige Varietät, auf die die Beschreibung der *Cuneolina elegans* (A. RZEHAK, 1891, p. 4, zu welcher die Abb. 1, Taf. 7, 1895 gehört) ja nicht paßt, weiterhin *Pseudotextularia varians* heißen, da sich der Artname auf Merkmale bezieht, die in *Cuneolina elegans* nicht vorhanden sind (M. F. GLAESSNER 1936, p. 101). Er ist also nicht, wie E. MONTANARO-GALLITELLI meint (1957, p. 139 und 142), ein jüngeres Synonym von *Cuneolina elegans*, der neue Gattungsname *Racemiquembelina* MONTANARO-GALLITELLI ist somit überflüssig. Zudem würde er zusätzlich die bestehenden Verwandtschaftsbeziehungen zwischen den beiden Formen, die bereits A. RZEHAK (1895, p. 218) erwähnt verschleiern.

In der Form des Gehäusequerschnittes treten Schwankungen zwischen kreisförmig bis mehr oder weniger flach-oval auf. Es sind sämtliche Zwischenstadien in jeder einzelnen Probe vorhanden; da beide Formen zudem die gleiche Vertikalverbreitung besitzen, erscheint die Abtrennung einer eigenen Unterart *Pseudotextularia varians* var. *mendezensis* durch M. P. WHITE (1929, p. 41, Taf. 4/16) nicht notwendig.

Unterschiede bestehen ferner auch in der Zahl der übereinander folgenden Reihen im multiserialen Stadium, die sich aber aus den zu beobachtenden lückenlosen Übergängen zwischen *P. varians* und *P. elegans* (RZEHAK) erklären. Diese Zwischenstadien sind auch als Unterarten abgetrennt worden; es sind dies die *P. intermedia* de KLASZ (J. de KLASZ 1953, p. 231, Taf. 5, Fig. 2) und die schon etwas weiter in Richtung auf *P. varians* tendierende *P. varians textulariformis* WHITE (M. P. WHITE 1929, p. 41, Taf. 4, Fig. 17).

Verbreitung: *P. varians* ist ein sehr gutes Leitfossil zur Abgliederung des Maastrichts. Ihre Vertikalverbreitung wird im Bereich der mediterranen Oberkreide von einigen Autoren mit Obermaastricht angegeben (K. KÜPPER, 1956, p. 282, C. A. WICHER 1956, p. 104), während sie nach J. de KLASZ (in O. GANNS, 1956, Tab. 1) in seltenen Exemplaren schon im Untermaastricht auftritt. Auch in den Proben aus dem Bereich von Gosau kommt *P. varians*, wenn auch nur in wenigen Exemplaren, schon vor dem Einsetzen der *Globotruncana mayaroensis* BOLLI vor. Die eigentliche Hauptentwicklung liegt aber zweifellos im Oberen Maastricht. An der Obergrenze des Maastrichts stirbt die Form aus.

P. varians ist noch insofern von Bedeutung, als sie auch im Maastricht der borealen Oberkreide vorkommt. Sie hat dort allerdings eine viel engere Vertikalverbreitung, da sie nur in den höchsten Horizonten des Maastrichts erscheint (C. A. WICHER 1953, p. 2 ff., J. HOFKER 1956, p. 59 ff.). Sie läßt durch ihr Auftreten das Vordringen einer warmen Strömung aus dem Tethysbereich vermuten.

Gattung *Sigalia* REISS 1957

Für die von J. SIGAL 1952 mit „*Gümbelina* (*Gümbelina*, *Ventilabrella*) *deflaensis*“ und von C. A. WICHER & F. BETTENSTAEDT 1957 als „*Ventilabrella* *deflaensis*“ bezeichnete Art stellte Z. REISS 1957 die Gattung *Sigalia* REISS

auf; sie unterscheidet sich von der Gattung *Ventilabrella* in folgenden Merkmalen: bei *Sigalia* sind die Suturen kräftig und erhaben ausgebildet, während sie bei *Ventilabrella* CUSHMAN eingetieft verlaufen. Die Kammern selbst besitzen bei der ersteren Form zwei mehr oder weniger zueinander parallele, ebene Oberflächen, bei letzterer sind sie kugelförmig aufgeblasen. Der Kammergrundriß gleicht bei *Sigalia deflaensis* einer an beiden Enden abgestutzten Sichel, bei der Gattung *Ventilabrella* ist er kreisförmig. Bei *Sigalia* tragen die Suturen, bei *Ventilabrella* die Kammeroberflächen die Skulptur.

Sigalia deflaensis (SIGAL) 1952

(Taf. 8, Fig. 5, 6)

- 1952 *Gümbelina* (*Gümbelina*, *Ventilabrella*) *deflaensis* n. sp. — J. SIGAL, 19. Congr. Geol. Inter., 26, p. 37, Fig. 41.
- 1953 *Ventilabrella decoratissima* n. sp. — I. De KLASZ, Geol. Bavar. 17, p. 228, Taf. 4, Fig. 5.
- 1957 *Ventilabrella deflaensis* SIGAL — C. A. WICHER & F. BETTENSTAEDT, Geol. Bavar. 30, p. 30, Abb. 3.
- 1957 *Gublerina decoratissima* (De KLASZ) — E. MONTANAGRO-GALLITELLI, U. S. Nat. Mus. Bull. 215, p. 140, Taf. 32, Fig. 6.
- 1957 *Sigalia deflaensis* (SIGAL) — Z. REISS, Bull. Res. Counc. Israel 6 B, p. 242.
- 1958 *Sigalia deflaensis* (SIGAL) — Z. REISS, Bull. Geol. Surv. Israel 17, p. 6, Textfig. 1/a—e.
- 1963 *Sigalia carpatica* nov. sp. — J. SALAJ & O. SAMUEL, Geol. Prace 30, p. 105, Taf. 7, Fig. 3, 4.
- 1963 *Gublerina decoratissima* (de KLASZ) — J. SALAJ & O. SAMUEL, Geol. Prace 30, p. 106, Taf. 7, Fig. 4, 5, Taf. 8, Fig. 1.
- Abbildungsoriginale Nr. 3250/21/1, 2.

Beschreibung: Gehäuse flach, Umriß dreieckig oder fächerförmig; die Kammern sind zweizeilig-alternierend angeordnet und bilden bis halbkreisförmig gebogene Kammerscheidewände gegen die jeweils folgende Kammer. Mit Ausnahme des Initialteiles des Gehäuses, der infolge der schlechten Erhaltung keine Einzelheiten erkennen läßt, sind in jeder Reihe 5—6 nach oben an Größe zunehmende Kammern sichtbar. Die Suturen sind kräftig und erhaben ausgebildet und tragen im älteren Teil des Gehäuses eine längliche, knotenförmige Skulptur. Auf den Suturen der letzten 2—3 Kammern jeder Seite fehlt diese Körnelung. Die dazwischenliegenden Kammeroberflächen sind stets glatt. Die größte Dicke des plattigen Gehäuses liegt nicht am Gehäuseende, sondern an jener Stelle, an der die letzten skulptierten Suturen auftreten. Eine Mündung ist nicht sichtbar.

Neben den rein zweizeiligen Formen treten seltener auch Formen auf, bei welcher auf das zweizeilige Stadium noch ein mehrkammeriges, fächerförmiges Stadium folgt, bei welchem die Kammern in einer Ebene angeordnet sind. Die Suturen, die keine Skulptur tragen, sind stark halbkreisförmig gebogen, die Kammeroberflächen dazwischen geringfügig gewölbt.

Maße in mm: L 0·45, B 0·35, D 0·13 — L 0·55, B 0·47, D 0·15.

Bemerkungen: Zur Frage der Synonymie von *Sigalia deflaensis* (SIGAL) und *S. decoratissima* De KLASZ sei auf die eingehende Diskussion bei C. A. WICHER & F. BETTENSTAEDT (1957, p. 30) verwiesen; die Verfasser konnten durch eine Überprüfung des algerischen Typmaterials die schlechte

Abbildung bei J. SIGAL (1952, p. 37, Fig. 41), auf Grund derer J. de KLASZ seine „*Ventilabrella*“ *decoratissima* (1953, p. 228) aufstellte, korrigieren. „*V.*“ *decoratissima* de KLASZ wurde dadurch zum jüngeren Synonym von „*V.*“ *deflaensis*, wenn sie auch durch ihr zusätzliches fächerförmiges Stadium eine extreme Variante darstellt (C. A. WICHER & F. BETTENSTAEDT, 1957, p. 32).

E. MONTANARO-GALLITELLI (1957, p. 140, 141) stellt *Sigalia decoratissima* dagegen zur Gattung *Gublerina* KIKOINE; diese Zuordnung ist m. E. unbeeinträchtigt, dafür *Gublerina* ein kammerfreier Raum in der Gehäusemitte zwischen den beiden divergierenden Kammerreihen am Außenrand typisch ist. Weder in den Beschreibungen noch in den Abbildungen von „*Ventilabrella*“ *decoratissima* bei J. De KLASZ und „*V.*“ *deflaensis* bei J. SIGAL (1952) und C. A. WICHER & F. BETTENSTAEDT (1937, p. 31, Abb. 3) finden sich jedoch diesbezügliche Angaben. Die Gehäuse bilden entweder nur ein zweizeiliges Stadium aus, bei welchem die Kammern einander in der Mitte berühren, oder es folgt über dem zweizeiligen Stadium noch ein fächerförmiges Stadium (J. De KLASZ 1953, Taf. 4, Fig. 5, E. MONTANARO-GALLITELLI 1957, Taf. 32, Fig. 8), dann ist der ganze Gehäuseraum durch gleich gestaltete Kammern gekammert. Auch eine Unterscheidung zwischen Kammern, die am Außensaum fortlaufen, und solchen, die bläschenförmig vereinzelt im kammerfreien Feld auftreten, wie dies bei *Gublerina* KIKOINE der Fall ist, läßt sich bei *Sigalia decoratissima* De KLASZ nicht treffen.

Verbreitung: J. SIGAL (1952, Verbreitungstabelle) gab seine „*Gümbelina*“ *deflaensis* aus Algerien zunächst aus dem dem Coniac entsprechenden Teil seiner Etage D an; 1955 (p. 158 f) aber brachte er eine Korrektur der Zonengliederung von 1952 und legte die Grenze zwischen Coniac und Santon etwa mit dem Auftreten von *Gümbelina deflaensis* fest. J. de KLASZ (1953, p. 228) gibt als Verbreitungsgebiet seiner „*Ventilabrella*“ *decoratissima* (Tieferes?) Santonien an. C. A. WICHER & F. BETTENSTAEDT (1957, p. 35 ff.) nehmen für *Sigalia deflaensis* in den Bayerischen Innviertelbohrungen auf Grund von Vergleichen mit der Ammoniten- und Inoceramengliederung ein reines Santonalter an. Im Becken von Gosau wurde von den Autoren in den Grabenbachschichten (Begriff von O. WEIGEL 1937, Alter nach Makrofossilien: oberer Unteremscher und Oberemscher, nach C. A. WICHER & F. BETTENSTAEDT 1957, p. 35, Untersanton) ebenfalls *S. deflaensis* gefunden; da den Verfassern ein Auftreten in Schichten des Coniac nicht bekannt war, nahmen sie an, in *S. deflaensis* ein reines Santon-Fossil vor sich zu haben, das gestatten würde, den ansonsten durch Globotruncanen schwer zu gliedernden Bereich Mittel-Turon bis Untercampan zu gliedern (p. 36). Die Obergrenze der Art sollte an der Wende Santon/Campan liegen.

In den Proben des Gosaubeckens wurde *S. deflaensis* in dem gesamten Schichtkomplex grauer Mergel sowohl in jenem Teil, der nach Makrofossilien dem Coniac, als auch in jenem, der dem Santon angehört, gefunden. Von jüngeren Arbeiten, die eine Gliederung auf Grund von Makrofossilien bringen, sei hier jene von H. GERTH (1961) erwähnt; in Proben, die aus dem von diesem Autor in das Coniac gestuften Bereich des Neffgrabens stammen, tritt *S. deflaensis* auf. Die Annahme eines ausschließlichen Santon-Alters ist damit hinfällig.

Im Campan scheint *S. deflaensis* nicht mehr auf.

Gattung *Ventilabrella* CUSHMAN 1928

J. A. CUSHMAN stellte 1927 die Gattung *Planoglobulina* auf, die sich von der 1928 aufgestellten Gattung *Ventilabrella* CUSHMAN dadurch unterscheidet, daß sie das fächerförmige Stadium an ein Pseudotextularia-Stadium anschließt, während bei letzterer das fächerförmige Stadium auf ein *Gümbelina*-Stadium folgt (J. A. CUSHMAN 1946, p. 110/111). Es fehlt somit bei der Gattung *Ventilabrella* das Pseudotextularia-Stadium, die beiden Gattungen lassen sich eindeutig auseinanderhalten. Die Annahme einer Synonymie zwischen ihnen durch E. MONTANARO-GALLITELLI (1957, p. 142), dadurch gegeben, daß J. A. CUSHMAN in der Arbeit von 1946 (p. 111) die Typspezies von *Planoglobulina* zum Teil in die Synonymie der Typspezies der Gattung *Ventilabrella* einbezieht, was einerseits wohl auf einer etwas ungenauen Untersuchung durch J. A. CUSHMAN, andererseits auf den ziemlich schlechten Abbildungen bei G. J. EGGER (1899, Taf. 14/14—18, 20—22) beruht, ist nicht nötig.

Wohl aber muß eine Synonymie zwischen der Gattung *Planoglobulina* CUSHMAN und der Gattung *Pseudotextularia* RZEHAk angenommen werden (siehe dort).

Von der Gattung *Gublerina* KIKOINE unterscheidet sich *Ventilabrella* durch das Fehlen eines kammerfreien Raumes in der Gehäusemitte, von *Pseudotextularia* RZEHAk durch das Fehlen eines Pseudotextularia-Stadiums, von *Gümbelina* EGGER durch den Besitz eines mehrkammerigen Stadiums.

Ventilabrella eggeri CUSHMAN 1928

(Taf. 8, Fig. 7)

- 1928 *Ventilabrella eggeri* CUSHMAN — J. A. CUSHMAN, Contr. Cushman Lab. Foramin. Res. 4, Taf. 1, Fig. 10—12 (nach B. F. ELLIS & A. R. MESSINA).
 1946 *Ventilabrella eggeri* CUSHMAN — J. A. CUSHMAN, U. S. Geol. Surv., Prof. Pap. 206, p. 111, Taf. 47, Fig. 17—19.
 1946 *Ventilabrella eggeri* CUSHMAN var. *glabrata* CUSHMAN — J. A. CUSHMAN, U. S. Geol. Surv., Prof. Pap. 206, p. 111, Taf. 47, Fig. 20—22.
 1957 *Planoglobulina glabrata* (CUSHMAN) — E. MONTANARO GALLITELLI, U. S. Nat. Mus. Bull. 215, p. 141, Taf. 32, Fig. 10—12.
 Abbildungsoriginal Nr. 3250/22/1.

Beschreibung: Gehäuse flachgedrückt, Umriß fächerförmig. Kammern im älteren Teil des Gehäuses zweizeilig wie bei *Gümbelina* angeordnet; schon sehr bald setzt jedoch das vielkammerige Stadium ein, bei welchem die mehr oder weniger kugelförmig gewölbten Kammern regellos, aber dicht aneinanderschließend, sich in einer Ebene ausbreiten. Die Suturen verlaufen vertieft, die Kammeroberflächen tragen eine Skulptur in Form von feinen, nach der Längsrichtung des Gehäuses gestreckten Leistchen. Die größte Gehäusedicke liegt etwas unter der Mitte, aber schon im vielkammerigen Teil des Gehäuses. Nach oben nimmt der Kammerdurchmesser wieder ab.

Maße in mm: L 0.65, B 0.72, D 0.25.

Bemerkungen: *V. eggeri* ist durch ihre zumeist weit ausladende Form eine sehr charakteristische Art.

J. A. CUSHMAN (1946, p. 111, Taf. 47/20—22) trennt auf Grund der schwächeren Skulptur im jüngeren Gehäuseteil eine Unterart *V. eggeri* var. *glabrata* ab. Diese schwächere Skulptur kann aber auch durch einen schlechteren Erhaltungszustand der betreffenden Gehäuse verursacht sein; es wurde deshalb hier keine Trennung durchgeführt. Die Abbildung der *Planoglobulina glabrata* (CUSHMAN) bei E. MONTANARO-GALLITELLI (1957, Taf. 32/10) zeigt auf sämtlichen Kammern des Gehäuses eine gleichmäßige Berippung.

Verbreitung: J. A. CUSHMAN (1946, p. 111) gibt *V. eggeri* aus dem oberen Austin und besonders dem Taylor an, was etwa dem Santon und Campan entspricht. J. de KLASZ (in O. GANNS, 1956, Taf. 1) erwähnt die Art aus dem Helvetikum Bayerns vom oberen Untercampan bis in das Untermaastricht.

In meinen Proben tritt *V. eggeri* stets nur in wenigen Exemplaren auf; sie setzt bereits im Untercampan ein und kommt im Maastricht noch zusammen mit *Pseudotextularia varians* RZEHAk und *Globotruncana mayaroensis* BOLLI vor, überschreitet also zumindest noch die Grenze zum Obermaastricht. Die Formen des Untercampans zeichnen sich durch ein längeres Vorherrschen des zweizeiligen Stadiums aus; bei einigen Individuen zeigen sich Anklänge an die tiefe Furche zwischen den beiden Kammerreihen, wie sie bei *V. bipartita* de KLASZ auftritt (J. de KLASZ 1953, p. 229, Taf. 4/7). *V. bipartita* wird von J. de KLASZ aus dem Untercampan der helvetischen Oberkreide Bayerns angeben.

III. Stratigraphischer Teil

1. Historischer Überblick

In der Untersuchung der Gosauschichten lassen sich drei Abschnitte unterscheiden: eine erste Zeitspanne mit der Beschreibung der einzelnen Schichtglieder und ihrer intensiven makropaläontologischen Durchforschung, ein zweiter Abschnitt, der mehr der Kartierung sowie der tektonischen Stellung der Gosau im großen gewidmet ist, und ein erst vor wenigen Jahren einsetzender dritter Zeitraum, in welchem die mikropaläontologische Bearbeitung der Gosauschichten überwiegt.

Der Ort Gosau war namensgebend für die Gosauschichten; da aber eine eigene Arbeit über die Entwicklung der Erforschung der Gosauschichten von I. PODBRANY (1951) existiert, sollen hier nur stichwortartig die wichtigsten Namen über die frühe Erforschungsgeschichte ohne Hinweis auf die erzielten Ergebnisse erwähnt sein, da ohnehin in einem späteren Abschnitt der vorliegenden Arbeit auf diese Frühzeit zurückzukommen sein wird.

Die Gosauschichten erhielten ihren Namen 1830 von L. v. LILIENBACH, A. BOUE und P. PARTSCH (I. PODBRANY 1951, p. 10). Bis zur Jahrhundertwende beschäftigten sich berühmte Forscher, wie A. BOUE (1832), SEDGWICK & R. J. MURCHISON (1829—1832), A. E. REUSS (1851, 1853, 1854), F. ZEKELI (1851, 1852), F. STOLICKA (1859, 1865), K. A. ZITTEL (1865, 1866)-E. SUESS (1866, 1903), A. REDTENBACHER (1873), A. de GROSSOUVRE (1894),

H. KYNASTON (1894) mit den Schichten von Gosau, ihrem Fossilinhalt und ihrer Altersstellung. (Literaturzitate, soweit nicht im Literaturverzeichnis, siehe bei I. PODBRANY 1951).

Es folgen nach 1900 Arbeiten von J. FELIX (1903, 1905, 1907, 1908 und 1910), die sich vor allem mit den verschiedenen Hippuritenhorizonten auseinandersetzen. Von C. LEBLING (1911) und E. SPENGLER (1912 und 1914) stammen die ersten Arbeiten, die, fußend auf den bereits erarbeiteten stratigraphischen Ergebnissen, sich hauptsächlich mit der tektonischen Stellung der Gosauschichten bezüglich ihrer Aussagekraft für das Alter von Deckenbewegungen befassen. Mit dem Vergleich der Gosaubecken der Ostalpen, den innergosauischen Gebirgsbildungsphasen sowie ihrer Parallelisierung mit außeralpinen Phasen beschäftigt sich R. BRINKMANN in mehreren Arbeiten (1934, 1935). Es folgt 1937 eine Arbeit von O. WEIGEL, die durch genaue Kartierung die von R. BRINKMANN gewonnenen Ergebnisse untermauern soll. O. KÜHN (1947) stellt eine Abfolge von vier Rudistenhorizonten fest, für die er eine exakte stratigraphische Einstufung gibt, außerdem spricht er sich gegen die für alle Gosaubecken der Ostalpen gegebenen Parallelisierungen durch R. BRINKMANN aus und bringt neue Gesichtspunkte zur Frage der Art der Gosautransgression. Die Gosauschichten von Schorn und Rigau kartierte B. PLÖCHINGER (1948, 1949, 1953), doch richtete sich sein Hauptaugenmerk auf die Kartierung der kalkalpinen Einheiten und deren tektonische Position.

Die nun einsetzenden mikropaläontologischen Untersuchungen befassen sich vor allem mit den durch die bisherigen Methoden nicht exakt einstuftbaren Schichtgliedern; O. GANNS & H. C. G. KNIPSCHNER (1954) geben mikropaläontologisch fundierte Altersangaben für die Schichten in Nierntaler Fazies und die Zwieselalmschichten; für letztere war durch O. KÜHN (1930) nur Danienalter sicher belegt, ihr Umfang wurde auf Obermaastricht—Paleozän ausgedehnt. Stellungnehmend zu diesbezüglichen Angriffen von H. HAGN (1956) kommen O. GANNS & H. C. G. KNIPSCHNER (1956) noch einmal auf das Thema zurück, ihre Ergebnisse werden durch die im selben Jahr erschienenen Untersuchungen von K. KÜPPER im wesentlichen bestätigt. In den von K. KÜPPER bearbeiteten Profilen wird erstmals auch versucht, die tieferen, makrofossilführenden Gosauergel mikropaläontologisch zu gliedern.

Die letzte, sich mit den Verhältnissen im Bereich von Gosau befassende Arbeit von H. GERTH (1961) trennt auf Grund von Ammoniten im Neffgraben Coniac und Santon.

In der vorliegenden Arbeit wurde versucht, durch Erweiterung des Profilnetzes und engste Beprobung desselben die bisherige Alterseinstufung der einzelnen Schichtglieder zu überprüfen, eine auf mikropaläontologische Methoden gestützte, detaillierte Schichtfolge aufzustellen und die erzielten Ergebnisse in einer geologischen Karte zur Darstellung zu bringen.

2. Beschreibung der Schichten

a) Grundkonglomerat

Die Basalbildung der Gosauschichten ist in mächtiger Ausbildung im Nordteil des Beckens von Gosau an den Abhängen des Rußberges aufgeschlossen, weiters auf der Traunwandalm; in der Schorner Mulde transgrediert

das Grundkonglomerat auf gebankten Dachsteinkalk und rhätischen Riffkalk des Taborberges (aufgeschlossen bei Außerflahn, Rettenbachseng und Palfenbauer).

Sämtliche Konglomeratvorkommen, die stets dickbankig ausgebildet sind, gleichen sich sowohl in der Zusammensetzung der Komponenten, als auch in ihrem Gefüge. Die Gerölle bestehen vorwiegend aus weißen und grauen, seltener aus hellroten Kalken, weniger häufig treten braune Sandsteine, dunkelrote und grüne Sandsteine sowie Hornsteine auf. Exotische Gerölle fehlen, sodaß die Vergesellschaftung auf eine Schüttung aus der näheren Umgebung schließen läßt.

Die Größe der Komponenten schwankt zwischen Kindskopf- und Haselnußgröße, der Verrundungsgrad ist stets sehr gut. Das Bindemittel in den basalen Partien des Konglomerates ist tonig bis sandig-mergelig ausgebildet und weist meist eine rote Färbung auf. Zuweilen bildet es selbständige, 1—2 m mächtige Lagen bzw. Taschen im Konglomerat und kann dieselbe grüne Fleckung zeigen, wie sie auch für die roten Schichten in Nierntaler Fazies kennzeichnend ist. Schlämmproben aus solchen Partien (Probe 24, 192 und 223) haben erwartungsgemäß keine Mikrofauna ergeben. In den hangenden Partien des Konglomerates ist das Bindemittel meist grau und kalkiger, dadurch sind die Komponenten fester verkittet. Eine Gradierung, wie sie für Flyschsandsteine und -breccien so typisch ist, aber auch in den Konglomeraten der Zwieselalmschichten auftritt, konnte im Grundkonglomerat nirgends beobachtet werden. Vielmehr liegen sämtliche Korngrößen regellos durcheinander.

Altersstellung: In den Konglomeraten selbst haben sich bis jetzt noch keine Fossilien gefunden; die Alterseinstufung kann daher nur auf Grund der hangenden fossilführenden Schichten erfolgen (O. KÜHN 1947, p. 189). Im Becken von Gosau ist dies nach O. KÜHN (1947, p. 189) das Rudistenriff des Oberconiac. Da für die Schüttung solcher Konglomerate nur eine kurze Zeitspanne nötig ist, sind diese wohl nur knapp tiefer als das Riff einzustufen. Ältere Angaben aus der Literatur, die die Konglomerate in das Angoumien stellen (zuletzt J. FELIX, 1908, p. 314/315), beruhen nach O. KÜHN (1947, p. 185 ff.) auf einer falschen Einstufung der Rudistenriffe.

b) Untere Graue Mergel und Sandsteine

Dieser Komplex umfaßt sämtliche graue Mergel und Sandsteine der Gosau, die zwischen Grundkonglomerat und Oberen Grauen Mergeln bzw. Schichten in Nierntaler Fazies abgelagert wurden. Diese Serie läßt sich mikropaläontologisch derzeit nicht weiter untergliedern; die einzelnen, lithologisch abgliederbaren Schichtglieder (sandsteinreiche Partien und dergleichen) sind im Streichen so wenig beständig, zudem so schlecht aufgeschlossen, daß eine Kartierung nur im Bereich der Gräben möglich ist. Allein die Riffkomplexe, die morphologisch auch außerhalb der Gräben zu erkennen sind, lassen eine Abgrenzung zu; sie werden in einem eigenen Abschnitt behandelt.

Die Unteren Grauen Mergel setzen über dem Basalkonglomerat mit einer Serie ein — Streiteckschichten (zum Teil) von O. WEIGEL (1937, p. 14), Schattau Schichten von H. GERTH (1961, p. 136) — die gekennzeichnet

ist durch eine mehrmalige Wechsellagerung von Konglomeratbänken mit sehr sandigen, fossilreichen, Kohlestückchen führenden grauen Mergeln, in die teilweise noch einzelne kleine Geröllchen eingeschüttet sind. Neben diesen Mergeln finden sich Bänke von mürbem Sandstein und hartem, dichtem Kalksandstein.

Serien dieser Art sind aufgeschlossen im Rußbach N vom Hof Schattauer (diese Lokalität beschreibt O. WEIGEL), an der Innenflahnbrücke ebenfalls im Rußbach sowie im Randobach und Stöcklwaldgraben bei den Aufschlußpunkten 190 und 324. Im ganzen gibt sie ein Zeugnis für die Art der Gosau-transgression, indem diese sehr unruhige Sedimentation für mehrmalige Spiegelschwankungen des eindringenden Meeres spricht.

Die aus diesen Schichten durch ein vollkommenes Zurücktreten der Konglomeratschüttung hervorgehenden mächtigen Mergel-Sandsteinkomplexe sind hauptsächlich S vom Rußbach im Neffgraben, Triebenbachgraben und den Gräben SW vom Paß Gschütt, weiters im Randobach, in der Gosaumulde von Schorn und in der Rigauer Gosau aufgeschlossen. Innerhalb dieses Komplexes liegt die Grenze zwischen Coniac und Santon, die aber lithologisch nicht erfaßbar ist.

Die Mergel haben eine dunkelblaugraue Farbe und verwittern rostbraun, in etwa walnußgroße Knollen, die muschelartig vom frischen Gestein abspringen. Wo die Mergel mit Sandsteinen wechsellagern, tritt eine deutliche Bankung (5—50 cm) auf (sehr schön aufgeschlossen im Neffgraben). An Stellen, wo Sandsteine fehlen (Randograbengraben), erscheinen die Mergel massig, die Schichtung ist nur aus einer durch eisenschüssige rostbraune Lagen hervorgerufenen Bänderung zu ersehen.

Die Sandsteinbänke dieser Serie sind meist mittelgrau, rostig verwitternd, können aber durch eine Bänderung mit kohligen Lagen bedeutend dunkler erscheinen; die fein- bis mittelkörnigen, muskovitführenden dichten Kalksandsteine zeigen keine Gradierung; für ihre Ablagerung in Seichtwasser spricht neben der Fauna aus den zwischengeschalteten Mergeln (hauptsächlich Milioliden, Robuliden, Ostracoden) auch der Fund von Rippelmarken auf einer Sandsteinplatte im Neffgraben.

Mitten in dieser Serie können auch Konglomeratbänke auftreten, wie dies im Triebenbachgraben zu beobachten ist, wo auf einer Strecke von 400 m vier etwa 10 m mächtige Konglomeratbänke eingeschaltet sind sowie in der Rigauer Gosau in einem kleinen Graben NW Seebach, der ebenfalls fünf durch Mergel voneinander getrennte Konglomeratbänke zeigt. Die Komponenten setzen sich vorwiegend aus gut gerundeten, weißen bis hellgrauen Kalken und wenig Sandsteinen zusammen; sie überschreiten selten einen Durchmesser von 8 cm. Das graue Bindemittel ist stets kalkig. Im Geröllbestand sind diese Konglomerate nicht vom Grundkonglomerat zu unterscheiden.

Während der Ablagerung dieses mächtigen Sandstein-Mergel-Komplexes waren zweimal die Bedingungen für eine größere Riffbildung gegeben, und zwar im Oberconiac und im Obersanton. Im Zusammenhang damit kam es zur Ablagerung von mächtigeren, meist ungebankten Sandsteinkomplexen, die in vielen Gräben, auch wenn das Riff selbst fehlt, aufgeschlossen sind. Sie sollen im nächsten Abschnitt besprochen werden. In ihrer Gesamtheit umfassen die hier besprochenen Schichten die Streiteck-, Grabenbach- und Hochmooschichten von O. WEIGEL (1937).

Altersstellung: Die Mergel dieser Serie führen meist eine reiche Fauna der Zone KA (= Coniac-Santon). Im Bereich des Neffgrabens konnte H. GERTH (1961) mittels Ammoniten Coniac und Santon trennen und die Grenze etwa bei 920 m Seehöhe feststellen. Lithologisch sind die beiden Stufen nicht zu trennen.

c) Riffkomplexe

Die im kartierten Bereich auftretenden Rudistenriffe sind stets eng verknüpft mit Sandsteinen, Konglomeraten und Mergeln mit bestimmter Fauna, die zusammen eine Einheit bilden und mit dem Überbegriff „Riffkomplex“ zusammengefaßt werden. Es wurden folgende Sedimenttypen festgestellt (U. WILLE 1963):

Riffkerne mit mehr oder weniger stark umkristallisierten Rifforganismen, Riffschutt, vorliegend in ockergelben Kalkareniten („Hippuriten-Trümmerkalke“ nach H. ZAPPE [1937, p. 77]), sowie Feinkonglomerate, dichte Kalksandsteinbänke oder grobgebankte bis ungeschichtete Komplexe von mürbem, mittelkörnigen Sandstein mit Glimmer und kohligen Resten.

Die Riffniveaus sind meist auch in den angrenzenden Gebieten, wo eigentliche Riffe nicht zur Ausbildung kamen, in Form grobgebankter oder ungeschichteter Sandsteinkomplexe vertreten, welche ebenfalls auf geringe Wassertiefe hinweisen. In diesen Horizonten, die meist sehr fossilreich sind, können in kalkigeren Partien auch einzelne Hippuriten auftreten (entsprechend der „Hippuriten-Korallenmergel-Fazies“ bei H. ZAPPE 1937, p. 76). Bildungen dieser Art sind im Triebenbachgraben (Probe 243), in den Gräben SW vom Paß Gschütt (oberhalb Probe 301) aufgeschlossen und bilden auch die Hauptmasse der Hippuritenriffe im Neffgraben (oberhalb Probe 286); in den genannten Gräben entsprechen sie den von O. WEIGEL (1937) als Mittelgosau (Stöcklschichten und Randoschichten) ausgeschiedenen Serien.

Vorkommen und Altersstellung: Die Rudisten wurden nicht neu bestimmt, sondern die Riffe nach Angaben aus der Literatur, besonders O. KÜHN (1947, p. 186 f.), eingestuft. O. KÜHN unterscheidet vier übereinander folgende Rudistenhorizonte, von welchen drei im kartierten Gebiet auftreten:

Dem untersten Rudistenhorizont des Oberconiac gehören folgende Riffe an: das Riff in 1130 m Höhe des von Kote 1333 bei der Traunwandalm nach SW herabziehenden Rückens; lokale Hippuritenvorkommen im Rando-bach im Bereich der Probe 183, Riff Unterbrein (Aufschlußpunkt 191); das Riff Erlbach—Sattl in der Mulde von Schorn (eingestuft von O. KÜHN in B. PLÖCHINGER 1948, siehe dazu Kap. IV, 2 b).

Der darüberfolgende Rudistenhorizont des Untersanton ist im Becken von Gosau undeutlich ausgeprägt. Hieherzustellen ist die Hippuritenbank im Zimmergraben (Probe 320).

Etwas deutlicher ist das Riff des Obersanton ausgebildet, dem der Stellung nach folgende Riffe bzw. Sandstein-Riffkomplexe zuzuordnen sind: jenes im Neffgraben in etwa 1000 m Höhe über durch Makrofossilien belegten Santonmergeln, die Riffbildungen SW des Paß Gschütt, ein schmaler langer

Zug von Hippuritenkalk im Hang N Reut, den E. SPENGLER (1914, p. 285) erstmals erwähnt, und welcher unmittelbar von Schichten in Nierntaler Fazies der tieferen Zone KC überlagert wird. Ein weiteres kleines Vorkommen, in welchem bis jetzt aber nur Schalenreste und Abdrücke von Hippuriten gefunden werden konnten, liegt gegenüber Erlbach in dem zum Rußbach abfallenden Wald und wird von E. SPENGLER (1914) und O. WEIGEL (1937) noch als Trias ausgeschieden, von B. PLÖCHINGER (1951, Taf. 11) als mittlere Gosau, bestehend aus Konglomeraten, Sandsteinen und Mergeln.

Für die Riffe der Rigauer Gosau gab es in der Literatur keine Altersangaben (vgl. U. WILLE 1963, p. 154). Aus dem S Sallawald eine mächtige, E—W streichende Wand bildenden Riff, das in der geologischen Karte von E. v. MOJSISOVIC (1905) noch als Hauptdolomit ausgeschieden ist, konnte eine *Durania* cf. *austinensis* (RÖMER) PARONA gefunden werden, deren größere Ausmaße im Vergleich zu den Campanformen dieses Artenkreises für eine Einstufung des Riffzuges in das Santon sprechen.

Der nördliche Riffkomplex, der von S des Retschegg-Gipfels nach E in den Arzbachgraben streicht, lieferte *Hippurites oppeli felixi* KÜHN, *H. exaratus* ZITTEL und *H. aff. gosaviensis* DOUVILLE. Diese Arten sprechen für eine Einstufung in das Oberconiac oder Untersanton (U. WILLE 1963, p. 159).

d) Obere Graue Mergel und Sandsteine

Im Hangenden des Riffkomplexes läßt sich im Elendgraben, Triebenbachgraben und ganz geringmächtig im Neffgraben ein Horizont beobachten, der vorwiegend aus dünnplattigen, graugrünen, sandigen, oder aber aus stark kalkigen, mittelgrauen Mergeln, sowie stark glimmerführenden, dunkelgrauen Sandsteinen und auch einzelnen geringmächtigen, gradierten Konglomeraten gebildet wird. Diese Serie deckt sich wahrscheinlich mit der Oberen Gosau von O. WEIGEL (1937, p. 24 ff.), die im salzburgischen Anteil des Gosauvorkommens nur einen schmalen Streifen bildet, im oberösterreichischen Teil jedoch wesentlich mächtiger ausgebildet ist.

Die aus diesem Komplex entnommenen Proben (Probe 144, 148, 149, 151, 199, 238) sind entweder ganz fossilleer oder zeigen schlecht erhaltene, meist kleinwüchsige Globotruncanen. Probe 238 aus dem Neffgraben lieferte zwar eine artlich nicht bestimmbare Fauna, die aber doch Formen mit gewölbter Dorsalseite deutlich erkennen ließ. Am wahrscheinlichsten ist deshalb eine Einstufung in die untere Zone KC. Auch die Arten, die K. KÜPPER (1956, Taf. 10 und 11) aus diesem Profilbereich in Oberösterreich angibt, sprechen für diese Zuordnung.

Lediglich an drei Fundpunkten in der Mulde von Schorn konnte aus grauen Mergeln aus den Proben 251, 308 und 311 eine gut erhaltene, großwüchsige Fauna bestimmt werden, die für eine Einstufung in Zone KB spricht. Die Mergel gleichen im Anstehenden ganz jenen der Zone KA, unter dem Mikroskop zeigte sich aber ein Erhaltungszustand der Fauna, der sich von jenem der Unteren Grauen Mergel unterscheidet: die Arten der letzteren weisen — mit Ausnahme der *Miliolidae* — einen Ersatz der Schalensubstanz durch dunkelgrau bis schwärzlich gefärbten Calcit auf, die Arten der Oberen Grauen Mergel erscheinen gelblich, selten hellgrau.

Der Horizont der Oberen Grauen Mergel und Sandsteine ist nicht in allen Gebieten zur Ablagerung gekommen. Wie die Alterseinstufung zeigt, muß er mit den Schichten in Nierntaler Fazies seitlich verzahnen, da an einigen Stellen Mergel in Nierntaler Fazies eine Fauna der Zone KB geliefert haben bzw. auch Zone KC in Nierntaler Fazies vorliegen kann (siehe dort.)

Vor der Ablagerung der Oberen Grauen Mergel und Sandsteine ist nach R. BRINKMANN (1934, p. 6) eine allgemeine, nach O. KÜHN (1947, p. 195) eine im Bereich von Gosau nur schwach ausgeprägte Untercampan-Regression anzunehmen. Da die Abgrenzung der Zone KB nach unten nicht möglich ist, kann nichts über den Umfang der Schichtlücke ausgesagt werden. Eine Diskordanz ist nur an einer Stelle, im Neffgraben im Bereich der Probe 238, zu beobachten; jedoch kann auf Grund der vorliegenden Sedimente eine Änderung der Sedimentationsbedingungen gegenüber den Unteren Grauen Mergeln und Sandsteinen angenommen werden, die sich neben anderem Sedimentmaterial im ersten Auftreten geringmächtiger, gradierter Bänke äußert.

Abschließend seien auch die kohleführenden Schichten bei der Neu-Alm erwähnt, die ebenfalls aus dunkelgrauen Mergeln und Sandsteinen bestehen. F. STOLICKA (zitiert nach J. FELIX 1908, p. 281) beschreibt aus ihnen eine Fauna, welche ein Gemisch von Landformen, Süß-, Brack- und Meerwasserbewohnern enthält; J. FELIX (1908, p. 315) stuft diesen Komplex in das unterste Santon ein. O. WEIGEL (1937, p. 21) stellt ihn in seine untere Mittelgosau, die dem Bereich Obersanton—Untercampan entspricht (p. 19). Das kohleführende Mergelpaket ist nur geringmächtig (maximal 19 m, F. STOLICKA nach J. FELIX 1908, p. 281). Die daraus entnommene Probe 314 hat erwartungsgemäß keine Mikrofauna geliefert, es kann deshalb hier keine fundierte Alterseinstufung gegeben werden. R. BRINKMANN (1934, p. 6) bringt brackische und limnische Mergel mit der Untercampan-Regression in Zusammenhang, O. KÜHN (1947, p. 192) stuft zum Teil brackische Mergel mit Kohle ebenfalls in das Campan ein.

e) Schichten in Nierntaler Fazies

Sedimente in Nierntaler Fazies sind sowohl im Bereich von Gosau, als auch in den Mulden von Schorn und Rigau weit verbreitet. Durch ihre Färbung sind sie die kennzeichnendsten Schichten der Gosauvorkommen.

Die Schichten in Nierntaler Fazies setzen sich vorwiegend aus kalkigen, mehr oder weniger harten Mergeln, Kalksandsteinbänken und Kalkbänken zusammen. Die Mergel sind entweder blaßrosa, ziegelrot, fleischrot oder grünlich bis fast weiß, selten auch mittelgrau gefärbt. Die Farben rot und grün wechseln regellos, eine Gesetzmäßigkeit in der Aufeinanderfolge oder eine Horizontbeständigkeit der Farben konnte nicht festgestellt werden. Vielmehr können innerhalb Mergeln der einen Farbe wolkenförmige Partien der anderen auftreten; dies ist besonders häufig bei den grünlich-weißen Mergeln der Fall, in welchen immer wieder blaßrosa Partien auftreten, deren Umgrenzungslinien oftmals die Schichtflächen schneiden. In den fleischroten Mergeln treten dagegen grüne Partien nur fleckenhaft (*dm*-Bereich) oder in Form einer *cm*-breiten Bänderung auf. Auch eine Wechsellagerung fleischroter und grünlicher Bänke ist zu beobachten.

Eine gewisse Regelmäßigkeit stellte sich bezüglich der Bankung heraus: während die grünen Partien der Schichten in Nierntaler Fazies ausnahmslos gebankt sind, können die roten Partien auch massig auftreten.

Mittel- bis dunkelgraue Mergel sind im kartierten Gebiet selten, sie finden sich nur in geringer Mächtigkeit, eingeschaltet in bunte Mergel, im Elendgraben (Probe 152) in etwa 960 *m* Höhe. Sie unterscheiden sich von den grauen Mergeln der tieferen Gosau durch ihren geringen Sand-, größeren Kalkgehalt, durch die ihnen eigene Dünnschichtigkeit und durch großflächiges muscheliges Abblättern auf den Schichtflächen.

Die stellenweise in die bunten Mergel eingeschalteten Sandsteinbänke sind grau, meist feinkörnig, kalkig und maximal 20 *cm* mächtig.

Interessant sind die ebenfalls im Elendgraben (zwischen 960 und 1000 *m* Höhe) in den bunten Mergeln auftretenden, gröberklastischen Lagen; es handelt sich hierbei um Feinkonglomerate bunter Zusammensetzung — jedoch rein kalkalpinen Materials —, die etwa $\frac{1}{2}$ *m* mächtig sind und im Gegensatz zu den Konglomeraten der tieferen Gosau gradiert sind. Es könnte sich bei diesen Einschaltungen um Eingleitungen durch Turbidity currents handeln, wie sie dann besonders für die überlagernden Zwieselalmschichten charakteristisch sind. In diesem Zusammenhang möchte ich den Fund eines Kalkblockes von etwa 40 *cm* Durchmesser (Elendgraben, zirka 1000 *m* Höhe) erwähnen, der gleichsam mitten in roten Mergeln „schwimmt“, und der bei seiner Einschüttung in das noch weiche Sediment eine durch die hier auftretenden grünen Lamellen gut sichtbare, im Erscheinungsbild ganz einem Fließgefüge gleichende Verformung der normalen Sedimentstruktur verursachte.

Diesen Kalkblock dürfte auch O. WEIGEL (1937, p. 27) beobachtet haben, ohne für sein Auftreten eine Deutung gegeben zu haben; eine nachträgliche tektonische Einpressung hielt er jedoch für unwahrscheinlich.

O. WEIGEL (l. c.) führt auf Grund der Färbung und der klastischen Einlagerungen eine Viergliederung seiner Nierntaler Schichten durch, die aus oben erwähnten Gründen nicht aufrecht zu erhalten ist. Die oberste, vierte Unterstufe gehört bereits zu den Zwieselalmschichten, nach der Kartenausscheidung (nicht nach der Beschreibung) zum Teil auch die dritte Unterstufe im Bereich der Edtalen.

Die Gliederung in Untere, Mittlere und Obere Nierntaler Schichten bei O. GANNS & H. C. G. KNIPSCHER (1954) lehnt sich eng an jene von O. WEIGEL (1937) an.

An der Basis der randlich transgredierenden Schichten in Nierntaler Fazies, die weiter verbreitet sind, als die Sedimente der tieferen Gosau, finden sich verschiedenartige Transgressionsbildungen. In den heutigen Randgebieten der Gosauvorkommen läßt sich an manchen Stellen ein direktes Auflagern der Schichten in Nierntaler Fazies auf Trias beobachten, so am SE-Abhang des Bodenberges im Bereich der Proben 130 und 318 und NW von Hochsattel an der SW-Flanke des Gamsfeldes. Hier findet sich als basale Lage ein ganz geringmächtiger Aufarbeitungshorizont, der kleine, eckige Komponenten des hier unterlagernden Dachsteinkalkes in rotem Bindemittel enthält.

Im Beckeninneren gehen die Schichten in Nierntaler Fazies lückenlos aus den unterlagernden Sedimenten durch die im folgenden beschriebene Wechsellagerung hervor: im Elend- und Neffgraben (Bereich der Proben 150 und 239) treten in den Oberen Grauen Mergeln mit Sandsteinbänken in Abständen von zunächst 50 cm, dann von 20 bis 10 cm, etwa 20 cm mächtige, dunkelrote, sandige, muscovitreiche Mergel auf, gegen das Hangende kommen grünliche Mergel dazu; in der ganzen Abfolge sind reichlich graue Sandsteinbänke enthalten. Der hier beschriebene Horizont wird von O. WEIGEL (1937, p. 26) in die Obere Gosau gestellt.

Altersstellung: An den Begriff der Nierntaler Schichten, der ursprünglich von C. W. GÜMBEL 1861 (siehe O. KÜHN 1960) geprägt wurde, knüpfte sich in der Folgezeit wegen seiner Anwendung auf viele ähnliche, aber durchaus nicht gleichaltrige Bildungen eine zunehmende Unklarheit. Eine ausführliche Zusammenstellung der verschiedenen Fassungen geben in neuerer Zeit O. KÜHN (1960, p. 310) und D. HERM (1962, p. 32 ff.); sie soll deshalb hier nicht wiederholt werden.

Eine genaue Alterseinstufung der Nierntaler Schichten war erst auf mikropaläontologischem Weg möglich, da Makrofossilien nahezu vollständig fehlen (vgl. O. KÜHN 1947, p. 189). Vorher hing die jeweilige Einstufung dieses Horizontes von der Einstufung der darunterliegenden, fossilführenden Schichten durch die einzelnen Autoren ab. Eine Zusammenstellung über die verschiedenen Altersangaben findet sich bei H. HAGN (1957, p. 67).

1957 untersuchten B. PLÖCHINGER und R. OBERHAUSER die Nierntaler Schichten an ihrer Typlokalität. Die tiefste Probe in Nierntaler Schichten weist nach diesen Autoren in ihrer Fauna bereits *Globotruncana arca* (CUSHMAN) und *Reussella szajnochae szajnochae* (GRZYBOWSKI) auf (p. 72), *Globotruncana elevata elevata* (BROTZEN) (= *G. elevata andori* de KLASZ bei R. OBERHAUSER) tritt nicht auf. Die Probe wird als oberes Obercampan eingestuft. D. HERM (1962, p. 39), der die Verhältnisse an der Typlokalität ebenfalls prüfte, gibt aus einer Übergangszone mit den ersten bunten Farbtönen eine Fauna, in welcher *Globotruncana elevata elevata* (BROTZEN) noch vorkommt, und stuft sie in den Grenzbereich Untercampan/Obercampan ein.

Die erste fossilbelegte Altersangabe für die Nierntaler Schichten des Beckens von Gosau geben O. GANNS & H. C. G. KNIPSCHER 1954. Aus ihren tiefsten Proben führen sie *Globotruncana elevata elevata* (BROTZEN) neben *G. arca* (CUSHMAN) an (p. 368). Die Einstufung in das Untercampan dürfte allerdings etwas zu tief getroffen sein, da *G. arca* (CUSHMAN) erst an der Basis des Obercampan auftritt. Vielmehr dürfte die betreffende Probe geringfügig höher, ebenso wie jene D. HERMS aus dem Nierntal, in den Grenzbereich Unter—Obercampan einzustufen sein. Jedoch sind O. GANNS & H. C. G. KNIPSCHER die ersten, die sich für ein Alter der Nierntaler Schichten älter als Maastricht (das bis dahin nahezu allgemein gegolten hatte), aussprechen und dieses auch durch Fossilien belegen.

Auch hinsichtlich der Obergrenze der Nierntaler Schichten im Bereich von Gosau, die besonders in bezug auf den Beginn der darüberfolgenden Sedimentation der Zwieselalmschichten interessant ist, gaben O. GANNS und H. C. G. KNIPSCHER als erste eine von der geltenden Meinung abweichende, im folgenden aber von mehreren Autoren bestätigte Alterseinstufung.

Die Nierntaler Schichten enden nach diesen Autoren vor dem untersten Obermaastricht.

1956 bearbeitete K. KÜPPER ein Profil durch das Becken von Gosau; aus seiner Verbreitungstabelle (Taf. 11) und dem Mächtigtkeitsprofil (Taf. 10) geht hervor, daß die tiefsten Nierntaler Schichten noch *G. elevata elevata* (BROTZEN) neben *G. arca* (CUSHMAN) führen; hingegen endet die Ausbildung der Nierntaler Fazies noch vor dem Auftreten der *Globotruncana mayaroensis* BOLLI, das bereits in die Zwieselalmschichten fällt.

1957 nimmt H. HAGN erneut zur Altersfrage der Nierntaler Schichten Stellung; da es sich hierbei um eine reine Literaturarbeit ohne eine neue Materialüberprüfung handelt, brauche ich hier darauf nicht näher einzugehen.

Aus dem Becken von Gosau, Schorn und Rigaus lagen mir aus Schichten in Nierntaler Fazies etwa 80 Proben vor. Auf Grund der in ihnen enthaltenen Fauna (siehe Zonengliederung) ergibt sich eine Einstufung vom oberen Bereich der Zone KB, über die Zonen KC und KD einschließlich der Zone KE bis zur Unterkante der Zone KF, also oberes Untercampan bis inklusive Untermaastricht.

Überraschend war der Fund von reinem Untercampan (obere Zone KB), belegt durch *Globotruncana elevata elevata* (BROTZEN) als einzige einkielige Form neben Globotruncanen vom Lapparenti-Typ, während zweikielige Globotruncanen mit gewölbter Oberseite [*G. arca* (CUSHMAN), *G. fornicata* PLUMMER] noch fehlen; Proben mit dieser Fauna sind eindeutig tiefer einzustufen als die tiefsten Proben von B. PLÖCHINGER & R. OBERHAUSER (1957) und D. HERM (1962) von der Typlokalität der Nierntaler Schichten. Dieses tiefe Alter macht die Annahme einer seitlichen Verzahnung zwischen Nierntaler Fazies und Oberen Grauen Mergeln und Sandsteinen (Obere Gosau bei O. WEIGEL 1937) notwendig, da letztere, wie bereits erwähnt, neben Faunen der Zone KB in der Mulde von Schorn im Neffgraben eine Fauna geliefert haben (Probe 239), die für tiefste Zone KC spricht; auch aus dem Säulenprofil (Taf. 10) und der Verbreitungstabelle (Taf. 11) bei K. KÜPPER (1956) läßt sich entnehmen, daß im oberösterreichischen Teil der Schichten von Gosau die Fazies der grauen, glimmerreichen Mergel und Sandsteine, dort mächtig entwickelt, in die tiefste Zone KC zu stellen ist, die andererseits im Salzburger Bereich desselben Vorkommens auch in typischer Nierntaler Ausbildung vorliegt. Für eine enge Verbindung beider Fazies sprechen sich bereits O. GANNS & H. C. G. KNIPSCHER (1954, p. 375) aus.

Der Hauptanteil der Nierntaler Fazies-Entwicklung fällt in Zone KC, Zone KD wurde nur in zwei Proben erfaßt; dies erklärt sich aber durch ihre geringe Mächtigkeit. Das Fehlen von Zone KE im Salzburger Teil der Gosauschichten von Gosau ist tektonisch bedingt; im oberösterreichischen Teil, der nicht zum eigentlichen Kartierungsgebiet gehörte, ist Zone KE in einigen Proben vertreten; Zone KF ist bereits in Zwieselalmfazies entwickelt. Die obere Grenze der Schichten in Nierntaler Fazies stimmt also völlig mit jener von O. GANNS & H. C. G. KNIPSCHER (1954) und K. KÜPPER (1956) überein.

Um der zu verschiedenen Zeiten einsetzenden Rotfärbung von Mergeln (z. B. in der Gosau von Brandenburg im Santon (D. HERM 1962, p. 44)

und in der Gosau von Weißwasser im „Obersanton, sicher aber im Unter-campan“ (A. RUTNER & G. WOLETZ 1956, p. 229)] Rechnung zu tragen, schlägt D. HERM (1962, p. 46) vor, den Begriff „Nierntaler Schichten“ so lange zu vermeiden, bis der stratigraphische Umfang der jeweils vorliegenden Schichten bekannt ist, und ihn durch „Schichten in Nierntaler Fazies“ zu ersetzen, wenn sich herausstellt, daß das Alter mit jenem der Typlokalität nicht übereinstimmt. Diesem Vorschlag möchte ich mich anschließen, da er den an sich so charakterisierenden und brauchbaren Begriff in einer korrekten Fassung erhält.

Auch die Obergrenze der Nierntaler Fazies schwankt in den einzelnen Gosauvorkommen erheblich: im Becken von Gams endet sie nach H. KOLLMANN (1963, Tab. 1) erst mit dem Paläozon II (= Thanetien). Im Lattengebirge (D. HERM 1962, p. 43, siehe auch A. v. HILLEBRANDT 1962, p. 13, 1962 a, p. 340), wird die Grenze Maastricht/Dan ebenfalls von der Nierntaler Fazies überschritten. Im Nierntal selbst ist oberstes Obermaastricht und Paleozän nicht vorhanden, da es prämitteleozän abgetragen wurde (D. HERM 1962, p. 42).

f) Zwieselalmschichten

Die Zwieselalmschichten sind im Südteil der Gosauschichten von Gosau, in kleineren Vorkommen in der Mulde von Schorn und in der Gosau von Rigaus im Gebiet des Schölpen- und Arzbach-Klausegg-Grabens aufgeschlossen. Sie umfassen in der Hauptsache Mergel und Sandsteine, kennzeichnend sind jedoch die besonders an der Basis auftretenden, groben Konglomerate, die O. KÜHN (1930, p. 515) zur Abtrennung dieses Komplexes von den liegenden Schichten in Nierntaler Fazies veranlaßten.

Die Konglomerate unterscheiden sich durch ihre Komponenten, die hauptsächlich aus Quarzen und Phylliten bestehen, grundlegend von jenen der tieferen Horizonte. Die Quarzgerölle sind gerundet und erreichen gewöhnlich einen Durchmesser bis zu 5 cm, die schwarzen Phyllite weisen eckige Umrisse auf. Daneben kommen manchmal Quarzit- und Kristallin-, sehr selten auch Kalkgerölle vor. An der Basis der Zwieselalmschichten finden sich in den Konglomeraten auch Gerölle von roten Mergeln (Schichten in Nierntaler Fazies). An einer Stelle (Aufschlußpunkt 270, Sandiger Höllgraben in der Nähe des vorderen Gosausees) enthält das Konglomerat auch Hippuritenkalke der Gosau. Eine grobe Bankung im 1—2 m-Rhythmus tritt auf.

Zu den Sandsteinen, die dieselben Komponenten aufweisen, gibt es über Feinkonglomerate und -breccien sämtliche Übergänge; das Bindemittel der Sandsteine ist kalkig und grau. Innerhalb der einzelnen Bänke tritt eine Gradierung auf, die deutlich auf die geänderten Sedimentationsbedingungen gegenüber den tieferen Serien hinweist. Vereinzelt konnten auch Ausgüsse von Fließwülsten an Schichtunterseiten gefunden werden (Edtalmgebiet). Diese Erscheinungen sind die gleichen, wie sie für den Flysch charakteristisch sind, und deren Entstehung durch turbidity currents (Ph. H. KUENEN 1953) erklärt wird. Für die Zwieselalmschichten kann man deshalb annehmen, daß in wechselndem Rhythmus vom Beckenrand mittels turbidity currents gröberes Material eingeschüttet wurde, während im Bek-

keninneren eine kontinuierliche Mergelsedimentation stattfand. Für eine ununterbrochen fortgesetzte Mergelsedimentation spricht die hochpelagische Fauna der Mergel (ökologisch gleichwertig jener der Schichten in Nierntaler Fazies, ungleichwertig der Sandschalerfauna der Mergel der Flyschzone). In den eingeschütteten Sandsteinbänken ist zum Teil auch älteres Material aufgearbeitet; so konnten im Bereich der Probe 214 aus einer Sandsteinbank, die zwischen Mergeln mit einer Fauna der Zone KF lag, Orbitoiden des Obercampan und Untermaastricht (eingestuft von Prof. Dr. A. PAPP) gefunden werden. Die Mächtigkeit der Sandsteinbänke wechselt zwischen 20 und 50 *cm*.

Die Mergel der Zwieselalmschichten sind kalkig, hellgrün bis weiß, aber auch hellrot bis tiefdunkelrot und von jenen der Schichten in Nierntaler Fazies nicht zu unterscheiden, wenn sie nicht unregelmäßig eingestreute, vereinzelte, bis 1 *cm* große Phyllitbrocken enthalten. Im Grunde besteht also die Nierntaler-Mergel-Fazies weiter, in sie wird, in den verschiedenen Gebieten zu verschiedenen Zeiten, grobklastisches, exotisches Material geschüttet.

Die Zwieselalmschichten gehen in lückenlosem Übergang aus den Schichten in Nierntaler Fazies hervor. Dies zeigt vor allem der bekannte Aufschluß am „Geh- und Reitweg“ vom Gosausehmied zur Zwieselalm in etwa 1100 *m* Seehöhe (diese Stelle beschreibt auch M. F. GLAESSNER 1930, p. 7): 1 *m* hangend von Probe 255, entnommen aus typischen roten Mergeln in Nierntaler Fazies mit wenigen, höchstens 3 *cm* mächtigen Sandsteinlagen mit einer Fauna der Zone KE folgen ebensolche Mergel, in welche aber einzelne, 1—2 *cm* große Phyllitbrocken eingestreut sind; die Fauna ergab ein Alter Grenze Zone KE/Zone KF (Probe 256). Unmittelbar hangend dieser Probe befindet sich eine $\frac{3}{4}$ *m* mächtige, knollige, gelblich verwitternde Bank mit einer Grundmasse aus bis 1 *mm* großen Phylliten, Quarzen, grünen Schiefen, auch Karbonaten, in der bis 8 *cm* große, rot-grün gefleckte Nierntaler Mergel-Gerölle enthalten sind. Über dieser Bank folgt eine 30 *cm* mächtige Sandsteinplatte mit ebenfalls bis 1 *mm* großen Komponenten, aber ohne Nierntalergerölle. Grobe Konglomerate sind an dieser Stelle nicht aufgeschlossen. Daraus geht hervor, daß die Schüttung der groben Konglomerate und das Einsetzen der Sedimentation von exotischem Material nicht gleichzeitig erfolgen muß. [Als der Begriff „Zwieselalmschichten“ aufgestellt wurde (O. KÜHN 1930, p. 518, M. F. GLAESSNER 1930, p. 8), und auch bei O. WEIGEL (1937, p. 28) und O. KÜHN (1960) werden nur die Konglomerate, aber keine Mergel erwähnt.] Bereits 1954 beziehen aber O. GANNS & H. C. G. KNIPSCHER (p. 366 ff.) auch die Mergel in die Zwieselalmschichten ein.

Diese Erweiterung des Begriffes, den die Verhältnisse im Salzburger Teil des Beckens von Gosau erfordern, ist vor allem deshalb wichtig, da teilweise die Konglomerate für größere Profilmereiche zurücktreten können, und dann nur reine weißlichgrüne bis hellrote Mergel mit gradierten Sandsteinbänken wechsellagern. Wenn man die Zwieselalmschichten nur auf Konglomerate beschränkt, müßte man diesen Mergel-Sandstein-Komplex, der auf den Edtälmen zirka 100 *m* mächtig entwickelt ist (Probe 160—220), durch das Phyllitmaterial aber die Zugehörigkeit zum Sedimenttypus der Zwieselalmschichten beweist, als eigenes Schichtglied abtrennen. O. WEIGEL (1937,

p. 27) hat Serien mit Phylliten in den Sandsteinen, aber ohne Konglomerate, als vierte (höchste) Unterstufe seiner Nierntaler Schichten ausgeschieden. Auch der Großteil seiner dritten Unterstufe bedeckt ein Gebiet, in dem Sedimente dieses Typus aufgeschlossen sind. Schon E. SPRENGLER (1914, p. 24 f.) stellt diesen Komplex an den Quellbächen des Elendbaches in die Serie der Konglomerate mit kristallinen Geröllen.

In der Mulde von Schorn sind ebenfalls keine groben Konglomerate aufgeschlossen; allein die phyllitführenden Sandsteine beweisen, daß nicht Schichten in Nierntaler Fazies, sondern Zwieselalmschichten vorliegen.

Altersstellung: Mit O. KÜHN (1930, belegt auf Grund von Kalkalgen) nahmen M. F. GLAESSNER (1930), O. WEIGEL (1937) und H. HAGN (1956) ein Danienalter für die Zwieselalmschichten an. 1954 (p. 371) konnten O. GANNS & H. C. G. KNIPSCHER auf mikropaläontologischem Wege zeigen, daß die Sedimentation bereits im Maastricht, und zwar schon im untersten Obermaastricht beginnt. Auch K. KÜPPER (1956, Taf. 10 und 11) kommt zu dieser Alterseinstufung. Das Einsetzen der Zwieselalmschichten im Maastricht kann ich an Hand von Proben, die im Salzburger Teil des Beckens von Gosau, in welchem ja das Hauptverbreitungsgebiet liegt, gesammelt wurden, nun ebenfalls bestätigen: sämtliche Proben, in welchen *Globotruncana mayaroensis* BOLLI sowie die hochwüchsige Form der *Globotruncana contusa* (CUSHMAN) vorkommt, stammen aus Sedimenten, die Phyllite führen. (Eine heterochrone Umlagerung der Globotruncanen kann nicht angenommen werden, da sie erstens keine diesbezüglichen Veränderungen im Erhaltungszustand aufweisen, zweitens auch keine einzige jüngere Art — *Globigerina* oder *Globorotalia* i. w. S. — zusammen mit ihnen vorkommt).

Die jüngste von O. GANNS & H. C. G. KNIPSCHER (1954, p. 372 und 376) erfaßte Fauna der Zwieselalmschichten des Beckens von Gosau wird von den Autoren in den Bereich „Dan (Paleozän?)“ gestellt. In der Fauna kommen neben *Globigerinen* bereits wenige *Globorotalien* [*G. membranacea* (EHRENBERG), *G. wilcoxensis* var. *acuta* (TOULMIN)] vor, die weltweit verbreitete Dan-Leitform *Globigerina daubjergensis* BRONNIMANN wird nicht angeführt. K. KÜPPER (1956, p. 284) konnte in den Zwieselalmschichten des Beckens von Gosau kein Danien finden, eine Probe mit *Globorotalia acuta* (TOULMIN) wird in das Paleozän eingestuft. In den von mir im Bereich der Zwieselalm gesammelten Proben ist ebenfalls kein Danien vertreten, auch unterstes Paleozän (Zone B = Montien von K. GOHRBRANDT 1963) fehlt. Die tiefste Probe (Probe 260) ist in den Bereich der Zonen C und D von K. GOHRBRANDT (= Thanetien) einzustufen, die Proben 215, 253 und 265 liegen bereits in Zone E, die nach K. GOHRBRANDT dem Ilerdien entspricht. Im Gegensatz dazu steht die Mitteilung des Fundes von tiefstem Paleozän (inklusive Danien) im Bereich der Zwieselalmschichten im Gebiet von Gosau durch A. v. HILLEBRANDT (1962 a, p. 344). Nach mündlicher Mitteilung von Herrn v. HILLEBRANDT erfolgte diese Einstufung jedoch ausschließlich an Hand benthonischer Arten.

In der Mulde von Schorn, in der grobe Konglomeratschüttungen weitgehend zurücktreten, gehören sämtliche Proben aus den Zwieselalmschichten der Zone E an. In der Gosau von Rigau sind Zone D und Zone E vertreten.

Die der Zone D zuzuordnenden Proben (69, 84, 86, 289) zeigen folgende planktonische Arten:

- Globigerina triloculinoides* PLUMMER
- Globorotalia aequa* CUSHMAN & RENZ (sehr selten)
- Globorotalia angulata abundocamerata* BOLLI
- Globorotalia pseudobulloides varianta* (SUBBOTINA)
- Globorotalia pseudomenardii* BOLLI
- Globorotalia velascoensis oclusa* LOEBLICH & TAPPAN
- Globorotalia velascoensis velascoensis* (CUSHMAN)

K. GOHRBRANDT (1963, p. 29) gibt zwar *Globorotalia pseudomenardii* BOLLI, *Globorotalia aequa* CUSHMAN & RENZ und *Globorotalia velascoensis velascoensis* (CUSHMAN) erst aus seiner Zone E an, doch die hier gegebene Faunenvergesellschaftung entspricht wahrscheinlich etwa der Zone der *Globorotalia pseudomenardii* aus der Lizard Springs Formation in Trinidad von H. BOLLI (1957, p. 63), in welcher *Globorotalia aequa* CUSHMAN & RENZ und *Globorotalia velascoensis velascoensis* (CUSHMAN) schon auftreten können; *Globorotalia pseudomenardii* BOLLI ist bei H. BOLLI auf diese eine Zone beschränkt. Auch im Gosabecken kommt sie hauptsächlich in dieser Zone vor, in Zone E nur mehr in den tiefsten Proben in wenigen Exemplaren. Trotzdem möchte ich diese Fauna in die Zone D von K. GOHRBRANDT stellen, da viele der für Zone E charakteristischen Arten noch fehlen.

Zone E mit den Proben 215, 253, 265 im Bereich von Gosau, 17, 20, 21, 22, 117, 166, 168, 169, 170, 171, 193, 203, 205, 310 und 312 in der Mulde von Schorn und 68, 82, 110, 113, 328 in der Gosau von Rigaus lieferte folgende Fauna:

- Globigerina triloculinoides* PLUMMER
- Globorotalia aequa* CUSHMAN & RENZ
- *¹⁾ *Globorotalia marginodentata* SUBBOTINA
- * *Globorotalia primitiva* (FINLAY)
- Globorotalia pseudomenardii* BOLLI
- * *Globorotalia soldadoensis soldadoensis* (BRONNIMANN)
- Globorotalia velascoensis oclusa* LOEBLICH & TAPPAN
- * *Globorotalia velascoensis parva* REY
- Globorotalia velascoensis velascoensis* (CUSHMAN)

Neu für diese Zone sind *Globorotalia marginodentata* SUBBOTINA, *G. velascoensis parva* REY, *G. primitiva* (FINLAY), *G. soldadoensis soldadoensis* (BRONNIMANN), aber auch *G. aequa* CUSHMAN & RENZ und *G. velascoensis velascoensis* haben erst in dieser Zone ihre Hauptverbreitung. Sie entspricht der Zone der *Globorotalia velascoensis* bei H. BOLLI (1957, p. 68).

Der tertiäre Anteil der Zwieselalmschichten liegt im Gebiet um die Liesenhütte konkordant auf dem Obermaastrichtanteil, trotz zum Teil engerer Beprobung konnten jedoch Dan und tieferes Paleozän nicht erfaßt werden. Die Möglichkeit tektonischen Fehlens konnte an dieser Stelle nicht ausgeschlossen werden. Aufschlüsse im Hackergraben in der Mulde von Schorn scheinen dagegen eher darauf hinzuweisen, daß zwischen Obermaastricht und höherem Paleozän eine Regressionsphase mit nachfolgender Trans-

¹⁾ Mit * werden im folgenden Arten bezeichnet, die erstmals im Profil auftreten.

gression und teilweiser Resedimentation von Obermaastrichtgesteinen liegt (siehe Kap. IV, 2 b).

Das Vorhandensein dieser Schichtlücke führt zu der Frage, ob die Sedimente des höheren Paleozäns ebenfalls noch zu den Zwieselalmschichten gestellt werden sollen. Eine Klärung ist deshalb von Interesse, da es sich hier um den *locus typicus* der Zwieselalmschichten handelt und die Kenntnis des genauen Schichtumfanges im Typusgebiet Voraussetzung für die Benennung „Zwieselalmschichten“ für gleichartige Schichten in anderen Gebieten ist.

Lithologisch gleichen die Mergel und Sandsteine des höheren Paleozäns vollkommen jenen der Edtalm (Bereich der Proben 160—220), die dem Maastrichtanteil der Zwieselalmschichten angehören und durch das Fehlen grober Konglomeratlagen gekennzeichnet sind. Die Mergel sind kalkig, von hellgrauer bis weißer, aber auch dunkelroter Farbe, die Sandsteine führen Phyllite als Komponenten. Lediglich in den hangendsten Partien nimmt die Phyllitführung allmählich ab.

Wenn man auch hier wieder den Besitz an exotischem Material zur petrographischen Kennzeichnung der Zwieselalmschichten heranzieht, so ist es wohl vertretbar, auch die Sedimente des höheren Paleozäns als Zwieselalmschichten anzusprechen, besonders da in den überlagernden Schichten des Untereozäns dieses exotische Material wieder fehlt.

Zusammenfassend kann also gesagt werden, daß die Zwieselalmschichten im Bereich von Gosau das Obermaastricht sowie das höhere Paleozän umfassen.

Ähnlich den Schichten in Nierntaler Fazies treten Zwieselalmschichten in manchen Gosauvorkommen auf, ohne aber überall gleich alt zu sein: so setzen Quarz — Phyllit — Konglomerate nach C. A. WICHER (1956, p. 98 ff.) im Becken von Gams erst im Paleozän, über seinem „Dan II“, das heute allgemein in das Paleozän gestellt wird, ein. Nach H. KOLLMANN (1963, Tab. 1) setzt der „Breccien-Sandsteinkomplex“ im Ilerdien ein. Die Fazies der Nierntaler Schichten reicht dort ohne Unterbrechung durch das Danien in das Paleozän hinein. Es wird also auch bei den Zwieselalmschichten anderer Gosauvorkommen zweckmäßig sein, wenn sich ihr Schichtumfang nicht mit jenem der Typlokalität deckt, von „Schichten in Zwieselalmfazies“ zu sprechen, wie dies D. HERM (1962, p. 46 f.) schon für die Nierntaler Schichten vorgeschlagen hat.

g) Mergel und Sandsteine des Untereozäns

Untereozäne Mergel und Sandsteine sind in der Mulde von Schorn im Westbach des Hackergrabens und ein kurzes Stück im Graben W davon im Bereich der Proben 23, 37, 122, 175, 201 und 307 aufgeschlossen.

Sandsteine und Mergel wechsellagern zum Teil in raschem Rhythmus (5—8 cm), zumeist aber erreichen die Sandsteine eine Mächtigkeit von 15 bis 20 cm, die Mergel 30—50 cm. Die Mergel sind hellgrünlichgrau bis weiß, weniger kalkig, daher viel weicher als Nierntaler Mergel, stark muscovitführend und verwittern, im Gegensatz zu den grünen Mergeln der Nierntaler- und Zwieselalmschichten, rostigbraun. Rote Farbtöne fehlen vollkommen.

Die mittelgrauen Sandsteine verwittern ebenfalls rostbraun, sind sehr mürb und stark glimmerführend; Phyllite treten nicht auf.

Dieser Komplex wurde bisher (z. B. E. SPENGLER 1912, Taf. 1, B. PLÖCHINGER 1948, Karte) als Nierntaler Schichten kartiert.

Die durchwegs reichen Faunen aus den Mergeln haben ein untereozänes Alter ergeben, das durch folgende Planktonfauna belegt ist:

- * *Globigerina gravelli* BRONNIMANN
- Globigerina linaperta* FINLAY
- * *Globigerina pseudoeocaena pseudoeocaena* SUBBOTINA
- Globigerina triloculinoides* PLUMMER
- * *Globigerina turgida* FINLAY
- Globorotalia aequa* CUSHMAN & RENZ
- * *Globorotalia aragonensis aragonensis* NUTTALL
- * *Globorotalia aragonensis caucasica* GLAESSNER
- * *Globorotalia* cf. *formosa gracilis* BOLLI
- Globorotalia* cf. *marginodentata* SUBBOTINA
- Globorotalia primitiva* (FINLAY)
- Globorotalia pseudobulloides varianta* (SUBBOTINA)
- * *Globorotalia rex* MARTIN
- Globorotalia soldadoensis soldadoensis* (BRONNIMANN)
- * *Globorotalia soldadoensis angulosa* (BOLLI)
- * *Globorotalia subbotinae* MOROZOVA

Die weitaus häufigsten aller Globorotalien sind *G. aragonensis aragonensis* NUTTALL und *G. aragonensis caucasica* GLAESSNER, die durch Übergänge miteinander verbunden sind. Dies spricht dafür, die vorliegenden Proben in die Zone der *Globorotalia aragonensis* von H. BOLLI (1957), und nicht in die darunterliegenden Zonen der *Globorotalia rex*, bzw. *Globorotalia formosa* zu stufen, zumal da H. LUTERBACHER (1964, p. 716) für die beiden letztgenannten Zonenfossilien im Gegensatz zu H. BOLLI (1957) aus dem Zentralapennin eine Verbreitung bis in die *Globorotalia aragonensis*-Zone angibt.

Dies würde bedeuten, daß Paleozän (Zone der *Globorotalia rex*, Paleozän laut A. v. HILLEBRANDT 1962 a und 1962 b) und tiefstes Untereozän (Zone der *Globorotalia formosa formosa*) im Bereich von Schorn fehlen. Aus dem geologischen Befund lassen sich keine Anzeichen für eine Sedimentationsunterbrechung ableiten; aus der Lagerung ist keine Diskordanz ersichtlich, und es ist daher wahrscheinlicher, daß das Eozän an Brüchen in das Paleozän eingesenkt und dadurch das tiefere Untereozän tektonisch nicht abgeschlossen ist.

Dieses Untereozänvorkommen im Becken von Gosau war bisher nicht bekannt. Aus dem Becken von Gams gab C. A. WICHER (1956, p. 113) ein Untereozän an. Nach H. KOLLMANN (1964, p. 118) liegt aber die Zone der *Globorotalia rex* vor, also nur höchstes Paleozän.

Aus dem Bereich des inneralpinen Tertiärs liegen annähernd gleich alte Bildungen nur im Kühlgraben am Untersberg-NE-Fuß vor (A. v. HILLEBRANDT 1962 a, p. 345): hier transgrediert auf die Zone der *Globorotalia rex* die Zone A von HILLEBRANDT, deren unterer Teil mit der Zone der *G. aragonensis* von H. BOLLI (1957) parallelisiert wird. Die auftretende Schichtlücke deckt sich mit der Zone der *G. formosa formosa*.

Am Untersberg-NW-Fuß grenzt mittleres Lutetien (Zone C) tektonisch an Nierntaler Schichten des Maastrichts, im Nierntal transgrediert Biarritzien (Zone E) auf Nierntaler Schichten ebenfalls des Maastrichts (A. v. HILLEBRANDT 1962 a, Abb. 5).

Nach A. PAPP (1955, p. 332) und J. v. HINTE (1963) ist über der Oberkreide von Guttaring und Klein St. Paul in Kärnten ebenfalls Eozän, und zwar Ypres und Lutet vorhanden, also zum Teil gleichaltrige Bildungen wie in der Mulde von Schorn.

h) Junge Bedeckung

Die im bearbeiteten Gebiet angetroffene junge Bedeckung bildet im allgemeinen nur eine dünne Haut. Deutliche, als selbständige morphologische Körper hervortretende Moränen konnten nirgends abgegliedert werden; lediglich an zwei Punkten, nördlich Rußbach am Zusammenfluß von Traunwandbach und Rinnbach sowie am Unterlauf des Elendgrabens sind spärliche Reste erhalten. Mächtigeres Moränenmaterial liegt am Schönaugehäng und verdeckt hier die Westgrenze der Gosauschichten gegen das Liegende.

An einigen wenigen Stellen (z. B. Punkt 49 und N Fallenbachangerhäusl) fanden sich kleine Vorkommen von Seetonen. Entlang des Rußbaches und des Unterlaufes des Rigausbaches treten ausgedehnte Terrassenbildungen auf. Um den Ort Rußbach liegt eine Terrasse in etwa 840 *m* Höhe, der Rußbach selbst in 810 *m*, beim Zusammenfluß von Elendgraben und Rußbach (738 *m*) in 800 *m* Höhe; von hier ab treten auf eine Länge von etwa 1250 *m* an der nördlichen Talseite die steil abfallenden Wände der Obertrias des Taborberges unmittelbar an den Rußbach heran; an der S-Seite um Unterreisenau ist eine tiefere Terrasse in 760 *m* Höhe erhalten. Etwa 250 *m* W der Außerflahnbrücke treten die Kalke des Taborberges nach N zurück, in der auflagernden Gosaumulde von Schorn liegen um Moos, und auf der gegenüberliegenden Talseite, allerdings undeutlich, N vom Schölpenhof Terrassenflächen in 800 *m* Höhe, während das dazwischenliegende Rußbachtal hier bereits etwa 100 *m* tief eingeschnitten ist. Talauwärts findet sich um den Oberen Schwaighof in 740 *m* Höhe auf der nördlichen Talseite eine weitere Terrassenfläche.

S vom Rigausbach liegt bei Hinterholz, Unter Schmied und Schmölmooß eine Terrasse in 800 *m* Höhe; weiter talaus findet sich die erste Terrasse auch auf der nördlichen Talseite beim Hof Tiefenbach 760 *m* hoch, ihr entsprechend im S die Ebenheit um den Reschenhof. Der Rigausbach verläuft in diesem Abschnitt etwa 100 *m* tiefer. Nördlich der Mündung des Rigausbaches in die Lammer lassen sich zwei Niveaus feststellen, und zwar ein höheres E des Gfatterhofes in 720 *m* Höhe, ein tieferes um den Hof Tuschen, 660 *m* hoch.

Nach A. PENCK & E. BRÜCKNER (1909, p. 204) sind alle glazialen Sedimente des untersuchten Gebietes der Würmeiszeit und ihren Rückzugsstadien zuzuordnen.

An den Grenzen der Gosauschichten zu den mächtigen, wandbildenden Kalk- und Dolomitmassen der Obertrias ist meist ein beträchtlicher Teil der Gosauschichten von Bergsturzmassen und Hangschuttmaterial verdeckt.

Dies wirkt sich besonders störend bezüglich der Frage der Auflagerungsverhältnisse Gosau-Untergrund aus. An der Linie Neualm—Traunwandalm—Rinnbach werden von der Gamsfeldgruppe, an der NE-Grenze der Gosau mulde von Schorn vom Taborberg, und an der N-Grenze der Gosau von Rigau vom Einbergzug solche Schuttmassen geliefert.

Als aufschlußloses Gelände wurden auf der Karte alle jene Gebiete ausgeschrieben, in welchen durch Bodenbildungen und durch dichten Pflanzenbewuchs der geologische Zusammenhang verdeckt wird. Wo dies nicht der Fall war, wurde diese jüngste Bedeckung, auch wenn vorhanden, nicht in die Karte eingetragen.

3. Zonengliederung der Oberkreide

Für den Tethysbereich gibt es Zonengliederungen für die Oberkreide aus Algerien (J. SIGAL 1952, ergänzt 1955), Tunesien (F. DALBIEZ 1955), Columbien (R. GANDOLFI 1955), Trinidad (H. BOLLI 1957), Puerto Rico (E. A. PESAGNO 1960), Lattengebirge (D. HERM 1962) und die Gosau von Gams/Hieflau (H. KOLLMANN 1963); weiters bestehen eingehende Faunenbeschreibungen aus Italien, Gardasee (M. B. CITA 1948), dem Becken von Gosau (K. KÜPPER 1956), dem Helvetikum von Bayern (I. de KLASZ in O. GANNIS 1956) und aus Australien (H. S. EDGELL 1957).

Im Becken von Gosau konnten in der Oberkreide zum Teil echte Biozonen aufgestellt werden, zum Teil mußten infolge auftretender Schichtlücken (Untercampan) oder tektonischen Fehlens bestimmter Profilbereiche im kartierten Gebiet (Untermaastricht) die Unter-, bzw. die Obergrenzen der Zonen offengelassen werden.

Zur Bezeichnung der Zonen wurden von unten nach oben die Buchstaben A bis F verwendet und zur eindeutigen Unterscheidung von ähnlichen Buchstabenbezeichnungen (z. B. bei D. HERM 1962, K. GOHRBANDT 1963) der Buchstabe K vorgesetzt, der gleichzeitig auch andeuten soll, daß die vorliegende Zonengliederung die Kreide betrifft.

a) Zone KA:

Die Zone KA beinhaltet nahezu die Gesamtheit der grauen, mehr oder weniger reich makrofossilführenden Mergel, die im Hangenden der basalen Konglomerate auftreten, mit Sandstein- und Konglomeratbänken wechselagern und in welche auch die wiederholt auftretenden Riffkomplexe eingeschaltet sind. Dieser Bereich ist wohl mit Makrofossilien weiter untergliederbar, mikrofaunistisch aber fällt er gerade in den Lebensbereich der zweikieligen Globotruncanen der Lapparenti-Gruppe, die von der Basis des Turons bis zum Faunenschnitt an der Wende Santon/Campan praktisch keine phylogenetischen Veränderungen zeigt. Eine Angabe über das Einsetzen der Gosaudimentation kann daher auf mikropaläontologischem Wege nicht gemacht werden. Man ist gezwungen, dafür die schon relativ rasch über den Basalkonglomeraten auftretenden Makrofossilien zu Hilfe zu nehmen, in diesem Falle die Rudisten des Oberconiac.

In Zone KA treten folgende Arten auf:

Triplasia purchisoni REUSS
Verneulina münsteri CUSHMAN
Gaudryina pyramidata CUSHMAN
Tritaxia tricarinata (REUSS)
Dorothia oxycona (REUSS)
Dorothia indentata (CUSHMAN & JARVIS)
Dorothia conula (REUSS)
Spiroloculina cretacea REUSS
Quinqueloculina div. sp.
Nodosaria div. sp.
Frondicularia div. sp.
Neoflabellina deltoidea (WEDEKIND)
Neoflabellina praerugosa HILTERMANN
Lagena div. sp.
Robulus div. sp.
Vaginulina gosae (REUSS)
Quadriformina allomorphinoides (REUSS)
Globorotalites micheliniana (D'ORBIGNY)
Gyroidinoides nitida (REUSS)
Goupillaudina ostrowskyi MARIE
Gavelinella lorneiana (d'ORBIGNY)
Gavelinella stelligera (MARIE)
Stensiöina exsculpta gracilis BROTZEN
Höglundina carpenteri (REUSS)
Höglundina stelligera (REUSS)
Ostracoda div. gen. et sp.

An Globotruncanen und Heteroheliciden finden sich:

Globotruncana concavata (BROTZEN)
Globotruncana lapparenti coronata BOLLI
Globotruncana lapparenti lapparenti BROTZEN
Globotruncana marginata (REUSS)
Sigalia deflaensis (SIGAL)
Pseudotextularia elegans (RZEHAČ)

Von den hier angeführten Arten sollen *Stensiöina exsculpta* (REUSS) (nach J. De KLASZ in O. GANNIS 1956), *Globotruncana concavata* (BROTZEN) (nach F. DALBIEZ 1955, p. 167, J. de KLASZ 1956 und H. BOLLI 1957, p. 57) und *Sigalia deflaensis* (SIGAL) (nach J. de KLASZ, 1956, C. A. WICHER 1957, p. 36) frühestens im obersten Oberconiac, vorwiegend aber an der Basis Santon einsetzen. Auch R. OBERHAUSER (1963, p. 37) spricht sich für ein Santonalter dieser Arten aus. Im Bereich von Gosau haben sich jedoch alle drei Arten in Mergeln bereits aus der unmittelbaren Nachbarschaft der Basalkonglomerate gefunden, ebenso wie auch im unteren Teil des Neffgrabens, der von H. GERTH (1961, p. 134 ff.) auf Grund von Ammoniten in das Coniac eingestuft wurde. Diese Formen können daher nach dem bisherigen Stand der Kenntnis nicht zur Abgrenzung des Santon vom Coniac verwendet werden.

Auffällig ist andererseits das Fehlen von *G. lapparenti tricarinata* (QUEREAU), die nach Literaturangaben bereits zusammen mit den andern Globotruncanen

canen der Lapparenti-Gruppe auftreten soll, im Bereich von Gosau aber erst in Zone KB erscheint. Sie wurde nur in einer einzigen Probe (Probe 245) der Zone KA in wenigen Exemplaren gefunden, obwohl die Probe reichlich Globotruncanen führte.

Die Sandsteinkomplexe, die die Riffkörper faziell vertreten können (vgl. Kap. III, 2 b und c), zeigen in der Mikrofauna einen Wechsel von der vollmarinen Planktonfauna der Mergel zu einer deutlich verarmten Fauna mit vorherrschend:

Quinqueloculina sp.
Robulus div. sp.
Vaginulina gosae (REUSS)
Ostracoda div. gen. et sp.

Im Gegensatz zu K. KÜPPER (1956, p. 280) möchte ich daher diese Verarmungszonen nicht auf den stratigraphischen Bereich „?Obersanton-?Campan“ beschränken; der erste dieser kennzeichnenden Horizonte findet sich unmittelbar im Hangenden des Basalkonglomerates, das ebenfalls eine Seichtwasserbildung ist. Die folgenden Horizonte mit verarmter Fauna sind oft nur ganz lokal ausgebildet, während der oberste wieder weiter zu verfolgen ist. Es ist dies jener, der im Zusammenhang mit dem Rudistenriff des Obersanton zur Ausbildung kam, und aus dessen stratigraphischem Bereich auch die von K. KÜPPER bestimmten Proben stammen. Das Riff scheint an der Aufsammlungsstelle nach der Aufschlußbeschreibung (p. 277) durch Sandsteine und sandige Mergel vertreten zu sein.

Auffallend, aber durchaus in das Bild der Sedimentationsabfolge passend, ist der starke prozentuelle Anteil an benthonischen Arten in Zone KA im Vergleich zu den stratigraphisch höheren Zonen, in welchen die planktonischen Arten das dominierende Faunenelement sind.

Proben der Zone KA: ¹⁾

Bereich von Gosau: 123, 125, 127, 128, 138, 140, 141, 143, 178, 179,
 181, 183, 184, 187, 189, 222, 224, 225, 226, 245,
 285, 286, 297, 298, 299, 300, 301, 304, 305, 315,
 316, 317, 319, 320;

Mulde von Schorn: 1, 2, 3, 4, 7, 12, 27, 29, 32, 35, 51, 52;

Gosau von Rigaus: 40, 42, 46, 47, 48, 60, 71, 74, 75, 77, 90, 91, 92,
 93, 96 a—g, 105, 208, 211, 292, 293;

b) Zone KB:

Das tiefste Schichtglied der Zone KB bilden graue Mergel, die dem Typus der Mergel von Zone KA im Aufschluß vollkommen entsprechen, durch ihre Fauna und deren Erhaltungszustand sich aber klar von jenen unterscheiden.

An benthonischen Formen finden sich folgende Arten:

Gaudryina pyramidata CUSHMAN
Gaudryina rugosa d'ORBIGNY

¹⁾ Kursiv gedruckt sind die Proben mit vollmariner Planktonfauna, nicht kursiv solche mit einer verarmten, benthonischen Fauna.

Tritaxia dubia (REUSS)

Heterostomella americana CUSHMAN

Dorothia oxycona (REUSS)

Neoflabellina gibbera (WEDEKIND) *subsp. a* HILTERMANN

Robulus div. sp.

Übergangsformen zwischen *Reussella szajnochae praecursor* de KLASZ & KNIPSCHER und *R. szajnochae szajnochae* (GRZYBOWSKI)

Globorotalites micheliniana (d'ORBIGNY)

Stensiöina exsculpta exsculpta BROTZEN

Stensiöina labyrinthica CUSHMAN & DORSEY

Globotruncanen und Heteroheliciden:

Globotruncana lapparenti coronata BOLLI

Globotruncana lapparenti lapparenti BROTZEN

Globotruncana lapparenti tricarinata (QUEREAU)

Globotruncana concavata (BROTZEN)

Globotruncana elevata elevata (BROTZEN)

Ventilabrella alpina de KLASZ

Pseudotextularia elegans (RZEHA).

Eine Fauna dieser Zusammensetzung konnte in drei Proben (251, 308, 311) in der Mulde von Schorn gefunden werden; sie hat hochmarinen Charakter und zeichnet sich durch ein besonderes Größenwachstum der einzelnen Individuen aus.

Dieselbe Globotruncanenfauna, jedoch ein weitgehendes Zurücktreten der benthonischen Arten, weisen auch Schichten auf, die bereits in Nierntaler Fazies ausgebildet sind. (Proben 9, 43, 99, 244, 247, 252, 272.)

Das Auftreten von *Globotruncana elevata elevata* (BROTZEN) wird in der neueren Literatur zur Abgrenzung des Campans gegen das Santon verwendet. Auch die Übergangsformen zwischen *Reussella szajnochae praecursor* de KLASZ & KNIPSCHER und *Reussella szajnochae szajnochae* (GRZYBOWSKI) (J. de KLASZ & H. C. G. KNIPSCHER 1954, p. 605, Tab., Fig. 2 a, b, 3 a, b) die in meinem Material vorliegen, werden von den Autoren in das Untercampan gestellt. Globotruncanen mit gewölbter Dorsalseite fehlen in Zone KB noch.

Da die Proben der Zone KB nicht aus einem normalen Profilverband entnommen werden konnten, sondern jeweils von isolierten Lokalitäten stammen, muß Zone KB nach unten offen gelassen werden. Für die von R. BRINKMANN (1934, p. 6) und O. KÜHN (1947, p. 195) geforderte Regression des Untercampans, die auch durch lithologische Befunde wahrscheinlich gemacht wird (s. Kap. III, 2 d) ergibt sich somit ein Zeitraum zwischen Obersanton (belegt durch Riffbildungen) und oberem Untercampan der Proben 251, 308 und 311.

Innerhalb der Proben der Zone KB läßt sich eine Verschiebung der einzelnen Faunenanteile beobachten. *Globotruncana lapparenti coronata* BOLLI, die in den Proben 251, 308 und 311 mit *G. lapparenti lapparenti* BROTZEN zusammen die häufigste Globotruncana ist, tritt in den höheren Proben weitgehend zurück, *G. lapparenti lapparenti* BROTZEN allein ist hier die häufigste Art; *G. elevata elevata* (BROTZEN) ist etwas weniger häufig und tendiert bereits etwas in Richtung auf *G. elevata stuartiformis* DALBIEZ.

G. concavata (BROTZEN), die in den tieferen Proben nicht selten ist, war nur mehr in einer einzigen Probe (Probe 244) der höheren Schichten in Nierntaler Fazies zu finden.

Der Zone KB sind folgende Proben zuzuordnen:

Bereich von Gosau: 244, 272

Mulde von Schorn: 9, 247, 251, 252, 308, 311

Gosau von Rigaus: 43, 99.

Die Obergrenze der Zone KB fällt mit jener der Zone A von D. HERM (1962) aus dem Lattengebirge zusammen.

c) Zone KC:

Die der Zone KC angehörenden Schichten lassen sich lithologisch von jenen der Zone KB nicht trennen. Es liegen entweder Schichten in typischer Nierntaler Fazies vor oder die Fazies der Oberen Grauen Mergel setzt sich noch in den tiefsten Teil der Zone KC hinein fort.

An der Basis der Zone KC setzen *Globotruncana arca* (CUSHMAN), *G. elevata stuartiformis* DALBIEZ und *G. fornicata* PLUMMER ein. Im tieferen Teil der Zone KC verschwindet *G. elevata elevata* (BROTZEN) gänzlich. *G. lapparenti coronata* BOLLI reicht etwas höher hinauf, stirbt aber ebenfalls noch vor der Grenze zu Zone KD aus. *G. lapparenti tricarinata* (QUERREAU) entwickelt im Bereich der Zone KC die stark gewölbte Ventralseite mit den zur Dorsal-seite senkrecht stehenden Kammerwänden. *G. lapparenti lapparenti* BROTZEN verändert sich in der oben beschriebenen Weise.

Fauna der Zone KC:

Benthonische Arten:

Ammodiscus sp.

Textularia div. sp.

Spiroplectammina dentata (ALTH)

Verneulina cf. *münsteri* REUSS

Gaudryina pyramidata CUSHMAN

Tritaxia disjuncta (CUSHMAN)

Dorothia conoidea (MARIE)

Lagena div. sp.

Robulus div. sp.

Reussella szajnochae szajnochae (GRZYBOWSKI)

Eponides spinea (CUSHMAN)

Gyroidinoides nitida (REUSS)

Gavelinella pertusa (MARSSON)

Stenöina pommerana BROTZEN.

Globotruncanen und Heterohelliciden: ¹⁾

* *Globotruncana arca* (CUSHMAN)

Globotruncana elevata elevata (BROTZEN)

* *Globotruncana elevata stuartiformis* DALBIEZ

* *Globotruncana fornicata* PLUMMER

Globotruncana lapparenti coronata BOLLI

Globotruncana lapparenti lapparenti BROTZEN

¹⁾ Die mit * bezeichneten Arten treten das erste Mal im Profil auf.

- Globotruncana lapparenti tricarinata* (QUEREAU)
 * *Globotruncana rosetta rosetta* (CARSEY)
 * *Rugoglobigerina rugosa* (PLUMMER)
 * *Ventilabrella eggeri* CUSHMAN
Pseudotextularia elegans (RZEHAK)
 * *Heterohelix striata* (EHRENBERG)
 * *Heterohelix globulosa* (EHRENBERG).

Proben der Zone KC: ¹⁾

Bereich von Gosau: 129, 130, 131, 132, 134, 145, 146, 150, 156, 157,
 158, 159, 216, 217, 219, 227, 230, 232, 237, 238,
 239, 240, 242, 243, 267, 268, 269, 276, 277, 280,
 281, 318, 323;

Mulde von Schorn: 10, 16, 26, 28, 30, 33, 55, 177, 194, 195, 198, 207,
 248, 249, 250;

Gosau von Rigaus: 64, 65, 66, 70, 73, 79, 81, 102, 209, 210, 212, 287,
 288, 291, 294, 295, 329.

In der Zone KC treten die benthonischen Arten gegenüber den planktonischen bereits weitgehend zurück. Diese Tatsache spricht ebenfalls für eine ausgedehnte Transgression der Schichten in Nierntaler Fazies, für welche ein hochmariner Lebensraum kennzeichnend ist.

d) Zone KD:

Die Zone KD umfaßt die Lebensdauer der sehr charakteristischen *Globotruncana calcarata* CUSHMAN, die nur eine sehr geringe Vertikalverbreitung besitzt, aber anscheinend über den ganzen Tethysraum verbreitet war und deshalb auch allgemein zur Einstufung herangezogen wird. Dabei wird der Horizont mit *G. calcarata* CUSHMAN entweder als Grenze zwischen Campan und Maastricht betrachtet (C. A. WICHER 1956, p. 103. Siehe dazu K. KÜPPER 1956, p. 281), meist aber in das höchste Campan eingestuft, da erst darüber die typischen Maastrichtformen einsetzen (J. SIGAL 1952, p. 39, F. DALBIEZ 1955, p. 167, J. de KLASZ in O. GANNS 1956, Tab. 1, K. KÜPPER 1956, p. 281, D. HERM 1962, p. 23).

Lithologisch lassen sich die Sedimente von Zone KD nicht von jenen der Zone KC unterscheiden, es liegen die gleichen weißlichgrünen oder hell- bis dunkelroten, mehr oder weniger deutlich gebankten kalkigen Mergel vor.

Von den Globotruncanen der Zone KC treten *Globotruncana elevata elevata* (BROTZEN) und *G. lapparenti coronata* BOLLI sowie *G. concavata* (BROTZEN) nicht mehr auf. *G. lapparenti lapparenti* BROTZEN liegt mit entarteten Formen vor, *G. fornicata* PLUMMER nimmt deutlich an Größe zu. Vom obersten Abschnitt der Zone KC unterscheidet sich Zone KD nur durch das Vorhandensein von *G. calcarata* CUSHMAN.

Die Fauna hat demnach folgende Zusammensetzung:

- Globotruncana arca* (CUSHMAN)
 * *Globotruncana calcarata* CUSHMAN
Globotruncana elevata stuartiformis DALBIEZ

¹⁾ Kursiv gedruckt sind jene Proben, in welchen *Globotruncana elevata elevata* (BROTZEN) noch auftritt.

Globotruncana fornicata PLUMMER
Globotruncana lapparenti lapparenti BROTZEN
Globotruncana lapparenti tricarinata (QUEREAU)
Globotruncana rosetta rosetta (CARSEY)
Ventilabrella eggeri CUSHMAN
Pseudotextularia elegans (RZEHAK)
Heterohelix striata (EHRENBERG)
Heterohelix globulosa (EHRENBERG).

Das Niveau der *Globotruncana calcarata* CUSHMAN ist nur in zwei Proben (Probe 11 und 234) erfaßt. Über die Mächtigkeit von Zone KD kann nichts ausgesagt werden, da die Schichten mit *G. calcarata* CUSHMAN horizontal liegen und den Gipfel der Hornspitze bilden (Probe 234), Probe 11 aber aus dem Kern einer sehr kleinen Mulde stammt und von älteren Proben umgeben ist.

e) Zone KE:

Die Sedimente dieser Zone sind im eigentlichen Kartierungsbereich, den Westabhängen des Beckens von Gosau im Lande Salzburg infolge von Störungen nicht aufgeschlossen, da hier die Schichten der darüberfolgenden Zone KF allseits an Brüchen eingesenkt sind und direkt mit den Schichten der Zone KC (KD wurde nicht erfaßt) in Kontakt treten. Nur im oberösterreichischen Teil des Bereiches von Gosau, wo im Zusammenhang mit der Altersfrage der Zwieselalmschichten einige Proben entnommen wurden, war zum Teil Zone KE vertreten. Dem Säulenprofil bei K. KÜPPER (1956, Taf. 10) ist jedoch zu entnehmen, daß Zone KE hier in größerer Mächtigkeit entwickelt ist.

In der Gosau von Rigaus kommen ebenfalls einige wenige Proben vor (83, 111), die der Zone KE zugeordnet werden können, doch sind sie hier tektonisch aus jedem stratigraphischen Zusammenhang gerissen.

Lithologisch liegen wiederum Schichten in Nierntaler Fazies vor, die jenen der Zonen KC und KD völlig gleichen.

Folgende *Globotruncanen* und *Heterohelicien* treten im allein erfaßten oberen Teil der Zone KE auf:

Globotruncana arca (CUSHMAN)
Globotruncana elevata stuartiformis DALBIEZ
 * *Globotruncana contusa* (CUSHMAN)
Globotruncana fornicata PLUMMER
 * *Globotruncana gansseri* BOLLI
Globotruncana lapparenti lapparenti BROTZEN
Globotruncana lapparenti tricarinata (QUEREAU)
Globotruncana rosetta rosetta (CARSEY)
Rugoglobigerina rugosa (PLUMMER)
Ventilabrella eggeri CUSHMAN
 * *Gublerina cuvillieri* KIKOINE
Pseudotextularia elegans (RZEHAK)
 * *Pseudotextularia varians* RZEHAK
Heterohelix striata (EHRENBERG)
Heterohelix globulosa (EHRENBERG).

Von den benthonischen Formen seien nur die beiden stratigraphisch wichtigsten Arten genannt:

Reussella szajnochae szajnochae (GRZYBOWSKI)

Stensiöina pommerana BROTZEN.

Die wichtigsten, oftmals als Kriterium für ein Maastrichtalter herangezogenen Formen sind *Globotruncana contusa* (CUSHMAN) und *Pseudotextularia varians* RZEHAK. *G. contusa* (CUSHMAN) liegt mit relativ niedrigen Formen vor, *P. varians* RZEHAK ist in Zone KE gegenüber Zone KF relativ selten. *Globotruncana fornicata* PLUMMER bildet sehr große Formen aus, ebenso auch *G. arca* (CUSHMAN). *G. rosetta rosetta* (CARSEY) tritt in dieser Zone erstmals typisch in Erscheinung, obwohl bereits in den Zonen KC und KD Andeutungen einer Entwicklung in Richtung *G. rosetta rosetta* (CARSEY) bei einigen Individuen von *G. arca* (CUSHMAN) zu beobachten waren.

G. lapparenti lapparenti BROTZEN und *G. lapparenti tricarinata* (QUEREAU) reichen noch in die Zone KE herein; die vorliegenden Exemplare sind jedoch bereits äußerst untypisch und sehr klein, außerdem höchst selten; die obere Verbreitungsgrenze der noch typischen Formen muß also etwas tiefer liegen.

Der Zone KE gehören neben den schon erwähnten Proben 83 und 111 der Gosau von Rigau in den Becken von Gosau und Schorn die Proben 197, 254, 255 und 259 an.

f) Zone KF:

In Zone KF setzt die Sedimentation der Zwieselalmschichten ein. In der Fauna der Zone KF, in der einige charakteristische neue Arten auftreten, ist ein auffallendes Größenwachstum der meisten Formen zu beobachten, das bis zur Verdoppelung der Größe der einzelnen Individuen führen kann. Benthonische Formen treten weitgehend zurück; die häufigsten Arten sind folgende:

Ammodiscus sp.

Spiroplectammia dentata (ALTH)

Verneulina cf. *münsteri* REUSS

Tritaxia disjuncta (CUSHMAN)

Lagena div. sp.

Robulus div. sp.

Reussella szajnochae szajnochae (GRZYBOWSKI)

* *Aragonia ouezzanensis* (REY)

Eponides sp.

Gyroidinoides nitida (REUSS)

Gavelinella pertusa (MARSSON)

Stensiöina pommerana BROTZEN.

Bei den Globotruncanen herrschen die einkieligen Formen vor, obwohl auch zweikielige Arten vertreten sind:

Globotruncana arca (CUSHMAN)

Globotruncana contusa (CUSHMAN)

Globotruncana elevata stuartiformis DALBIEZ

Globotruncana fornicata PLUMMER

Globotruncana gansseri BOLLI

* ?*Globotruncana mayaroensis* BOLLI

- Globotruncana rosetta rosetta* (CARSEY)
 * *Globotruncana rosetta falsostuarti* SIGAL
 * *Globotruncana stuarti* (de LAPPARENT)
Rugoglobigerina rugosa (PLUMMER).

Die Vertreter der Familie der Heterohelicidae sind in Zone KF ebenfalls arten- und individuenreich vertreten:

- Ventilabrella eggeri* CUSHMAN
Gublerina cuvillieri KIKOINE
Pseudotextularia elegans (RZEHAK)
Pseudotextularia varians RZEHAK
 * *Pseudotextularia acervulinoides* (EGGER)
Heterohelix striata (EHRENBERG)
Heterohelix globulosa (EHRENBERG).

Eine Fauna mit *Globotruncana mayaroensis* BOLLI wird von allen Autoren übereinstimmend in das Obermaastricht gestellt (H. BOLLI 1951, p. 195, Tab. 2, C. A. WICHER 1956, p. 104, O. GANNS & H. C. G. KNIPSCHER 1954, p. 371, K. KÜPPER 1956, Taf. 11, D. HERM 1962, Taf. 10). H. BOLLI stellte 1957 in Trinidad eine Zone des *Abathomphalus mayaroensis* auf, die er mit dem Obermaastricht parallelisiert.

Globotruncana fornicata PLUMMER reicht nur mehr in den tiefsten Teil der Zone KF, *G. gansseri* BOLLI ist sehr selten. Neu für die Zone KF ist neben *G. mayaroensis* BOLLI *G. stuarti* (de LAPPARENT), die in ihrer exakten Artfassung auf das Obermaastricht beschränkt zu sein scheint (vgl. H. C. G. KNIPSCHER 1956, Taf. 4). Ein besonderes Größenwachstum zeigen *G. contusa* (CUSHMAN), *G. elevata stuartiformis* DALBIEZ, *G. mayaroensis* BOLLI, *G. rosetta rosetta* (CARSEY) und *G. stuarti* (de LAPPARENT). C. A. WICHER (1956, p. 104) gliedert an Hand dieses Größenwachstums im Becken von Gams ein Maastricht II ab, das sich aber nicht genau mit Zone KF deckt.

In Probe 214, wohl der höchsten erfaßten Probe der Zone KF, fanden sich in der Feinfraktion noch zusätzlich folgende Arten:

- Rugoglobigerina petaloidea petaloidea* GANDOLFI
Rugoglobigerina petaloidea subpetaloidea GANDOLFI
Globigerina cretacea D'ORBIGNY
Globigerinella messinae messinae BRÖNNIMANN
Globigerinella messinae subcarinata BRÖNNIMANN
Globigerinella voluta voluta (WHITE).

Diese Arten gibt D. HERM (1962, Taf. 10) aus dem höchsten Abschnitt seiner Zone F (= Obermaastricht) an.

Die Oberkante der Zone KF ist nicht genau gegeben, da das Danien nicht vorhanden ist. Auch ein Niveau mit vorherrschend Sandschalern im obersten Maastricht, das von H. KOLLMANN (1963, p. 199) aus der Gams und von R. OBERHAUSER (1963, p. 68) aus Grünbach berichtet wird, konnte nicht erfaßt werden. Die höchste vertretene Probe ist Probe 214.

Proben der Zone KF:

- Bereich von Gosau: 160, 162, 163, 213, 214, 218, 220, 221, 256, 261,
 262, 263, 264, 266, 273, 274, 275, 278, 279;
 Mulde von Schorn: 38, 196;
 Gosau von Rigaus: 85, 290.

g) Korrelierung der Zonen mit den Stufen der Oberkreide

Die vorliegende Zonengliederung wird, mit geringfügigen Abweichungen, in Übereinstimmung mit J. de KLASZ (in O. GANNS 1956, Bayer. Helvetikum), K. KÜPPER (1956, Becken von Gosau) und D. HERM (1962, Lattengebirge) in folgender Weise mit den internationalen Stufen der Oberkreide korreliert:

Coniac und *Santon* lassen sich hier mikrofaunistisch nicht trennen; in beiden Stufen herrschen die zweikieligen, flach-schachtelförmigen Globotruncanen vom Lapparenti-Typ vor (Zone KA). Es konnte gezeigt werden, daß auch *G. concavata* (BROTZEN), *Sigalia deflaensis* (SIGAL) und *Stensiöina exsculpta* (BROTZEN) keine für das Santon leitenden Formen zu sein scheinen (vgl. R. OBERHAUSER 1963, p. 37). Dagegen wird die Unterkante des darüber folgenden *Campans* charakterisiert durch das Auftreten der ersten einkieligen Globotruncana der Stuarti-Gruppe, *Globotruncana elevata elevata* (BROTZEN) (Zone KB). Im Laufe des *Campans* erscheinen als weitere einkielige Formen *G. elevata stuartiformis* DALBIEZ sowie im höchsten Abschnitt *G. calcarata* CUSHMAN (Zone KD). Die neu auftretenden zweikieligen Arten *G. arca* (CUSHMAN) und *G. fornicata* PLUMMER (Zone KC) sind charakterisiert durch ihre gewölbte Dorsalseite. Im Gesamtfauenbild des *Campans* herrschen die zweikieligen Arten vor, während sich das *Maastricht* (Zonen KE und KF) durch das Dominieren der einkieligen Globotruncanen klar unterscheidet. Die Grenze zwischen *Campans* und *Maastricht* wird über das Niveau der *G. calcarata* CUSHMAN gelegt und ist gekennzeichnet durch das Erscheinen von *G. contusa* (CUSHMAN). Weiters treten folgende, ausschließlich für das *Maastricht* charakteristische Arten auf: *G. mayaroensis* BOLLI und *G. stuarti* (de LAPPARENT), die sich zudem durch ein gesteigertes Größtenwachstum im höheren Teil dieser Stufe (Zone KF) auszeichnen. Auch die Familie der Heterohellicidae entwickelt im *Maastricht* mehrere stratigraphisch bedeutende Arten, z. B. *Pseudotextularia varians* RZEHAK, *P. acervulinoides* (EGGER) und *Gublerina cuillieri* KIKOINE.

4. Zur Charakteristik der Ablagerungsbedingungen der Gosasedimente im Bereich von Gosau, Schorn und Rigau

In neuester Zeit weist R. OBERHAUSER (1963, p. 6) auf die Problematik hin, die mit dem Begriff „Gosaubecken“ verbunden ist, der durch lange Zeit zur Charakterisierung der Gosasedimente und ihres Ablagerungsraumes herangezogen worden war. Wie die folgenden Ausführungen zeigen, lassen sich auch aus dem Studium der Verhältnisse in den kartierten Bereichen die Erwägungen von R. OBERHAUSER, insbesondere für die jüngeren Teile der Gosaschichten, bestätigen.

Die bei der Transgression des Gosaumeeres abgelagerten basalen Konglomerate weisen eine ausgesprochen durch lokale Gegebenheiten bedingte Geröllvergesellschaftung auf. Die oft unmittelbar über den Konglomeraten auftretenden Riffkomplexe (Oberconiac) erweisen jene als Seichtwasserbildungen. Die über den Konglomeraten folgenden Grauen Mergel und Sandsteine des Coniac und Santon zeigen durch wiederholte Einschaltungen von Konglomeratbänken, die zudem nur auf kurze horizontale Erstreckung verfolgbar sind, daß in diesem Zeitraum noch keine Stabilisierung des Sedi-

mentationsbeckens gegeben war. Auch die mitten in dieser Serie auftretenden Riffbildungen (Untersanton und Obersanton nach O. KÜHN 1947, p. 186 ff.),

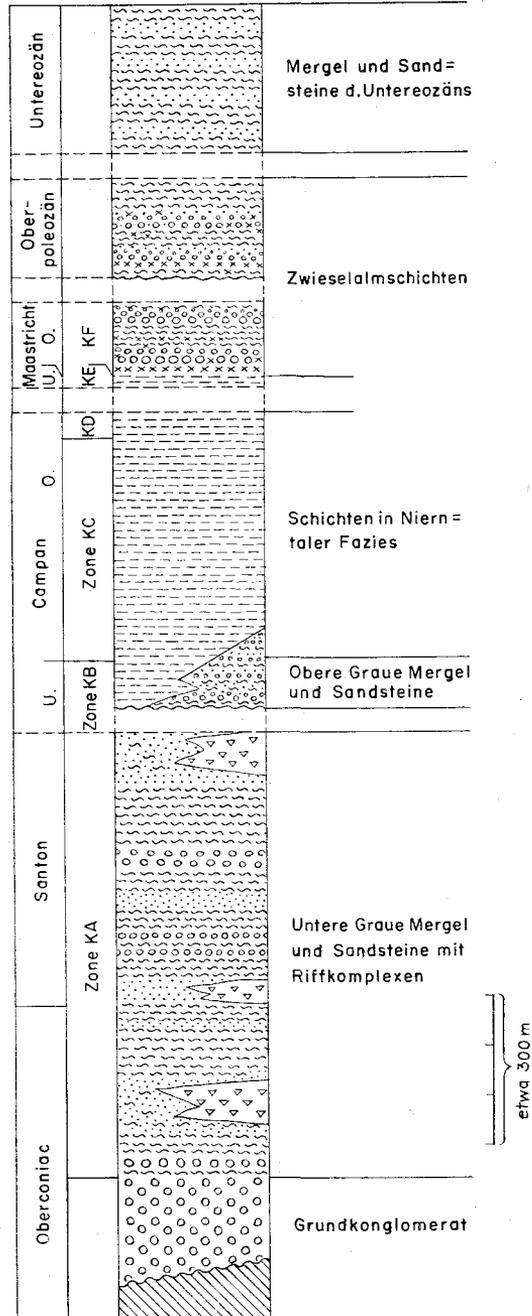


Abb. 2. Säulenprofil durch die Gosauschichten von Gosau und Schorn.

erfordern ökologisch eine geringere Wassertiefe als für die Bildung der unter- und überlagernden Ammoniten führenden Mergel angenommen wird (siehe H. ZAPFE 1937, p. 108, 116). Es ist also während der Ablagerung dieses Komplexes mehrmals zu Wassertiefenschwankungen gekommen.

Der gesamte hier besprochene Mergel-Sandstein-Riffkomplex wird von R. BRINKMANN (1934, p. 475) und O. WEIGEL (1937, p. 32 ff.) in Untere und Mittlere Gosau geteilt, zwischen welchen während der Wernigeröder Phase die Untere Gosau gefaltet worden sein soll. Es konnte aber nirgends eine Diskordanz zwischen diesen beiden Serien festgestellt werden, vielmehr lassen sich beide als einheitlicher Komplex den überlagernden Schichten gegenüberstellen.

Zwischen der Ablagerung der Unteren Grauen Mergel und Sandsteine und der Oberen Grauen Mergel und Sandsteine liegt eine Schichtlücke, die einen Teil des Untercampan's umfaßt. Während dieser wurden wohl die Sedimente des Coniac und Santon leicht verfaltet, da sie durchwegs steiler einfallen, als die hangenden Schichten; diese Diskordanz ist im kartierten Bereich nur an einer Stelle (Neffgraben, Bereich der Proben 238/239) sichtbar. R. BRINKMANN (1934, p. 475) und O. WEIGEL (1937, p. 35 f.) bezeichnen diese Faltungsphase zwischen ihrer Mittleren und Oberen Gosau als Ressenphase.

Die hangenden Schichten entsprechen der Oberen Gosau bei O. WEIGEL (1937) und dem unteren Teil der Oberen Gosau bei O. KÜHN (1947). Sie sind im Salzburger Bereich des Beckens von Gosau nur geringmächtig und feinklastisch entwickelt, im oberösterreichischen Teil aber weit verbreitet und hier nach O. WEIGEL (1937, p. 24 ff.) und O. KÜHN (1947, p. 195) reich an grobklastischen Schichtgliedern. Die Ablagerung dieser Serie oft unmittelbar über Trias (O. WEIGEL 1937, p. 25, O. KÜHN 1947, p. 195) spricht für ein weiteres Ausgreifen der Transgression gegenüber den tieferen Schichten (O. KÜHN 1947, p. 195).

Die Schichten dieses Komplexes liegen größtenteils flach und sind nur leicht verbogen. Eine Faltung vor der Ablagerung der Schichten in Niern-taler Fazies (Pränierentaler Phase bei R. BRINKMANN 1934, p. 475, Ruß-bachphase bei O. WEIGEL 1937, p. 36 f.) war nicht festzustellen.

Für die soeben besprochenen Sedimente des Coniac bis Untercampan ergibt sich somit im Gegensatz zu R. BRINKMANN (1934, p. 473) und R. OBERHAUSER (1963) eine primäre Beschränkung auf einzelne Teilgebiete, die durch dazwischen auftretende, nicht überflutete Areale getrennt waren. Gegen das Argument, daß Sedimente der tieferen Gosau erst kurz vor der Ablagerung der höheren Schichten wieder abgetragen worden seien, spricht die Beobachtung (O. KÜHN 1947, p. 195, nach H. P. CORNELIUS 1939, p. 79), daß auch höhere Gosau (in diesem Falle Obere Gosau) oft auf tiefgründig verwitterten, triadischen Untergrund transgrediert. Eine Transgression von Mittlerer Gosau (hier Obersanton) auf verkarsteten Dachsteinkalk und Ausfüllung von Karsthöhlen mit Konglomeraten bis 300 m unter dem Transgressionsniveau der Mittleren Gosau beschreibt auch D. HERM (1962 a, p. 323 ff.) aus dem Becken von Reichenhall. Auch eine innergosauische Abtragung von Gosauschichten mit Verkarstung des Untergrundes setzt eine teilweise Trockenlegung voraus.

Erst die Schichten in Nierntaler Fazies sprechen mit ihrer weithin gleichen Ausbildung sowie mit ihrer hochpelagischen Planktonfauna für eine wirklich ausgedehnte Meeresbedeckung in den Kalkalpen (siehe auch E. SPENGLER 1914, p. 55 f., O. WEIGEL 1937, p. 38, H. P. CORNELIUS 1939, p. 81, O. KÜHN 1947, p. 196), sodaß ab nun der Begriff „Becken“ nicht mehr den Verhältnissen gerecht wird. Die Schichten in Nierntaler Fazies greifen weit über die unterlagernden Gosasedimente hinaus und transgredieren mit einer geringmächtigen Basalbildung auf Trias.

Die Nierntaler Fazies setzt an verschiedenen Orten mit geringfügiger zeitlicher Verschiebung ein und verzahnt faziell mit den Oberen Grauen Mergeln und Sandsteinen (Obere Gosau bei O. WEIGEL 1937), eine Beobachtung, die bereits O. GANNS & H. C. G. KNIPSCHER (1954, p. 375) machten. Daß Schichten in Nierntaler Fazies gänzlich fehlen und altersmäßig durch Orbitoidensandstein und Inoceramenmergel vertreten werden, stellt O. KÜHN (1947, p. 189) z. B. für die Neue Welt und die Grünbacher Gosaumulde fest.

Die Schichten in Nierntaler Fazies umfassen im Becken von Gosau den Zeitraum von oberem Unter campan bis inklusive Untermaastricht. An der Basis des Obermaastricht setzen die Zwieselalmschichten ein, die ohne Sedimentationsunterbrechung und vollkommen konkordant aus den Schichten in Nierntaler Fazies hervorgehen. Sie zeichnen sich durch ein für die Sedimente des Beckens von Gosau völlig neuartiges Material aus, das auf ein neues Liefergebiet schließen läßt (E. SPENGLER 1914, p. 291, O. KÜHN 1947, p. 196).

Die groben Konglomerate und gradierten Sandsteine der Zwieselalmschichten sind vielfach als relativ landnahe Seichtwasserbildungen gedeutet (E. SPENGLER 1914, p. 291, O. WEIGEL 1937, p. 38, O. GANNS & H. C. G. KNIPSCHER 1954, p. 366) und mit der Regressionsphase am Ende der Kreide in Zusammenhang gebracht worden (E. SPENGLER 1914, p. 291 und 1927, p. 144, O. WEIGEL 1937, p. 38). Es zeigt aber ein Vergleich mit den aus der Flyschzone in neuerer Zeit gewonnenen Erkenntnissen, daß gradierte Serien auch in tieferem Wasser abgelagert werden können. Für eine Ablagerung der Zwieselalmschichten in derselben Tiefe wie die Schichten in Nierntaler Fazies spricht auch die Fauna, die ihren hochpelagischen Charakter gegenüber letzteren nicht verändert hat.

Die laramische Phase äußert sich im Becken von Gosau in Form einer Heraushebung, zunächst nur des Hinterlandes, in welchem sich ein Rücken von Grauwackengesteinen erhebt, der die Phyllite und Quarze liefert (E. SPENGLER 1927, p. 143 f., O. GANNS & H. C. G. KNIPSCHER 1954, p. 366). Die Regressionsphase erfolgt erst über der Schüttung der groben Konglomerate und umfaßt den Zeitraum Dan—tieferes Paleozän. Die Zwieselalmschichten des höheren Paleozäns liegen aber, soweit beobachtbar, wiederum konkordant über den Zwieselalmschichten des Obermaastricht.

Über dem obersten Paleozän folgt in der Mulde von Schorn unmittelbar oberstes Untereozän, an dessen Basis sich keinerlei Transgressionsbildungen beobachten lassen. Das untere Untereozän muß, wenn es vorhanden war, an Brüchen eingesenkt und nicht aufgeschlossen sein. Auch für die Zeit des Untereozäns muß, ebenso wie für das Paleozän, nach Fauna und Sedimentausbildung eine weitreichende Meeresbedeckung der Kalkalpen angenommen werden, wenn die betreffenden Sedimente auch nur an wenigen Orten erhalten sind.

Zusammenfassend kann also gesagt werden, daß die Sedimente des Coniac und Santon (Untere Graue Mergel und Sandsteine mit Riffkomplexen) das Bild einer „stufenweisen, von kurzen Regressionsphasen unterbrochenen Transgression“ (O. KÜHN 1947, p. 195) bieten. Für diesen stratigraphischen Bereich kann wohl eine Meeresüberflutung nur einzelner Teilbereiche angenommen werden, wie es auch ökologische Untersuchungen an Rudisten und Korallen (H. ZAPPE 1937) und sedimentpetrographische Erwägungen erfordern. Wie O. KÜHN (1947, p. 196) zeigt, decken sich die Grenzen dieser Becken nicht mit den Grenzen der heutigen Vorkommen, sondern umfassen jeweils alle jene Gosauablagerungen, die sich um die großen Quertäler gruppieren. O. KÜHN unterscheidet danach eine Salzach-, Traun-, Enns- und Piestingausbildung. Erst ab oberem Untercampan, nach der Regression im Untercampan, greift die Meeresbedeckung weit über diese Becken hinaus und bleibt bis in das Alttertiär bestehen. Die jüngsten, aus dem Bereich von Gosau überlieferten Sedimente sind in das höchste Untereozän (Zone der *Globorotalia aragonensis*) zu stellen.

5. Bemerkungen zu den Begriffen „Untere, Mittlere und Obere Gosau“ und „Gosau“ im allgemeinen

H. HAGN (1957, p. 37) gibt eine Zusammenstellung über die verschiedenen stratigraphischen Einstufungen der Unteren, Mittleren und Oberen Gosau durch R. BRINKMANN (1934), O. WEIGEL (1937), O. KÜHN (1947), O. GANNS & H. C. G. KNIPSCHER (1954) und H. HAGN (1957). Diese Einstufungen, die alle an Hand der Verhältnisse im Bereich von Gosau getroffen wurden, zeigen, wie weit schon hier die Auffassungen der verschiedenen Autoren differieren.

Diese Unterschiedlichkeiten werden aber verständlich, wenn man bedenkt, daß diese Begriffe ursprünglich rein lithologische Einheiten darstellen, in die erst sekundär durch Überprüfung des Fossilgehaltes die Zeitspanne, die sie umfassen, hineingebracht wird. Es hängt die Grenzziehung zwischen Unterer, Mittlerer und Oberer Gosau dann von der Bedeutung ab, die der betreffende Autor einer lithologischen Änderung des Sedimentes gibt.

Es ist außerdem zu berücksichtigen, daß keine für sämtliche Gosauvorkommen gültige Gliederung gegeben werden kann, wie O. KÜHN (1947, p. 191 ff.) gezeigt hat, denn sowohl Schichtausbildung als auch Schichtlücken sind in den einzelnen Bereichen verschieden. Die Begriffe Untere, Mittlere und Obere Gosau müssen notgedrungen dazu auch noch für jedes einzelne Vorkommen einen eigenen Umfang besitzen (siehe z. B. D. HERM 1962 a, Abb. 4). Untere, Mittlere und Obere Gosau der einzelnen Autoren einander gleichzusetzen, würde daher zu argen Mißverständnissen führen. Unter diesen Umständen wäre es ohne Zweifel weniger verwirrend, die drei Begriffe fallenzulassen und für die einzelnen Schichten, die meist ohnehin durch Schichtnamen gekennzeichnet sind, direkt das Alter anzugeben, ohne die Zuordnungen Untere, Mittlere und Obere Gosau zu gebrauchen.

Im Zusammenhang mit der „Oberen Gosau“ wird es auch notwendig, auf den Begriff Gosau selbst sowie auf dessen Umfang näher einzugehen. Bei R. BRINKMANN (1934, p. 471) endet im Becken von Gosau z. B. die Obere Gosau etwa im Mittleren Campan, darüber folgen, nicht in der Gosau inbe-

griffen, die Nierntaler- und Liesenschichten. Ebenso verfährt O. WEIGEL (1937) mit der Änderung, daß die Obere Gosau hier bis an die Basis des Maastrichts reicht. Die Obere Gosau von O. KÜHN (1947, p. 192) umfaßt das Maastricht und schließt Ressenschichten und Nierntaler Mergel ein, während die Zwieselalmschichten ausgeschlossen bleiben. O. GANNS & H. C. G. KNIPSCHNER (1954, p. 375) nehmen an, daß die Obere Gosau und die Nierntaler Schichten im Untercampan faziell verzahnen. K. KÜPPER (1956) geht bereits von einer Gliederung in Untere, Mittlere und Obere Gosau ab. H. HAGN (1957, p. 37) unterscheidet eine Obere Gosau s. str. (Unteres Obercampan) ohne Nierntaler Schichten von einer Oberen Gosau s. l., die bis in das Obere Obermaastricht reicht und die Nierntaler Schichten einschließt. Zwieselalmschichten bleiben ebenfalls ausgeschlossen.

Bei keinem der erwähnten Autoren, ausgenommen O. KÜHN, findet sich aber eine Begründung für die Ausgliederung der Nierntaler- und Zwieselalmschichten bzw. der Zwieselalmschichten allein aus der Gosau. O. KÜHN begründet die Ausklammerung letzterer mit den bedeutenden tektonischen Bewegungen (Iaramische Phase) (1947, p. 190, Fußnote 9), die an ihrer Basis stattgefunden haben müssen und die sich vor allem in der Geröllvergesellschaftung ausdrücken.

Diese einander widersprechenden Ansichten waren der Anlaß für eine Überprüfung der alten Literatur, die aufzeigen sollte, welche Schichten von den Forschern im 19. Jahrhundert zu den Gosauschichten gestellt wurden. Es ergab sich folgendes:

LILL von LILIENBACH gibt 1830 und 1833 eine allgemeine Schichtfolge der Gosauer Gesteine, in welcher er auch bunte Mergel erwähnt. A. BOUE (1832, p. 200) schließt in seine Beschreibung der Schichten von Gosau „des marnes rosâtres, rouges et grises“ des Brunnkopfes, Hohekogls und Hennerkogls ein (diese Bergnamen scheinen zwar auf der heutigen Karte nicht mehr auf, doch zeigt ein Vergleich mit A. E. REUSS 1854, Taf. 31 und J. FELIX 1908, Taf. 26, daß es sich um den Höhenzug Hornspitz — Kote 1466 — Höhbüchel — Zwieselalm handelt). Im selben Jahr untersuchen MURCHISON & R. J. SEDGWICK die Schichten von Gosau und kommen zu einer Gliederung in sechs verschiedene Schichtglieder, deren sechstes (höchstes) besteht aus: „red, slaty, micaceous sandstone, alternating with greenish and reddish sandy marls“ (1832, p. 355—358, zitiert nach H. KYNASTON 1894, p. 131).

A. E. REUSS (1854, p. 30, p. 35) schreibt: „Die gesamten Gosauschichten stellen daher ein zusammengehöriges, untrennbares Ganzes ... dar“, und gibt eine Grobgliederung in eine untere, versteinungsreiche Gruppe und eine obere, versteinungsleere Gruppe. Wie am besten aus der Karte (Taf. 31) hervorgeht, bedeckt die obere, petrefaktenleere Serie, die zum Großteil aus grauen und roten Mergeln, im Bereich des Hennarkogls auch aus Konglomeraten besteht, mit einer Ausnahme gerade das Areal, das die Schichten in Nierntaler Fazies und die Zwieselalmschichten einnehmen. K. ZITTEL (1866, p. 173) stellt in seiner Viergliederung ebenfalls graue und rote, fossilfreie Mergel zu den Gosauschichten.

H. KYNASTON (1894, p. 132) schließt drei Horizonte [(1), (2), (3)] zu einer Unteren Gesteinsgruppe zusammen, zwei [(4) und (5)] zu einer Oberen, über die fünfte schreibt er wie folgt: „Grey, red and variegated sandy marls,

here and there especially towards the upper part, alternating with sandstones, grits, and conglomerates. Well seen on the sides of the Hornspitze, Hennarkogl, and Zwieselalp“. Die Einbeziehung dieser Schichten in die Gosau ist auch aus der Karte (p. 126) ersichtlich.

C. DIENER (1903, p. 361) gibt eine Normalgliederung der Gosauschichten, die ein Idealprofil darstellt; das höchste Schichtglied bilden die Inoceramenmergel, die altersmäßig aber ein Äquivalent der Nierntaler Schichten sind (O. KÜHN 1947, p. 192, B. PLÖCHINGER 1961, p. 395 ff.).

Weißer und roter Mergel des Höhenzuges Hornspitz—Höchkögerl gibt J. FELIX (1908, p. 314) als höchstes Schichtglied der Schichten von Gosau an.

Wie diese Zusammenstellung zeigt, wurden sowohl Schichten in Nierntaler Fazies als auch Zwieselalmschichten in der Frühzeit der Erforschung der Gosauer Schichten diesen zugerechnet.

Für eine Einbeziehung in den Begriff Gosau spricht die enge Verknüpfung mit den unterlagernden Gosausedimenten: im kartierten Bereich verzhagen Schichten in Nierntaler Fazies seitlich mit Oberen Grauen Mergeln, in der Mulde von Grünbach sind sie gänzlich durch die Inoceramenmergel vertreten; zwischen Schichten in Nierntaler Fazies und Zwieselalmschichten wiederum findet sich weder eine Schichtlücke, noch eine Diskordanz.

Da in den Zwieselalmschichten auch Paleozän vertreten ist, kann der Begriff „Gosau“ jedoch nicht ohne weiteres angewandt werden, da er bis heute als nahezu gleichbedeutend mit kalkalpiner Oberkreide gebraucht wird (vgl. K. KÜPPER 1956, p. 274). Es steht nun zur Diskussion, ob als „Gosau“ weiterhin nur der kretazische Sedimentanteil bezeichnet werden soll, um diese heute gebräuchliche Gleichsetzung zu wahren. Die zweite Möglichkeit liegt im Gebrauch des Begriffes „Gosau“ im Sinne der amerikanischen „formation“ und würde dann für eine Sedimentgruppe bestimmter lithologischer Ausbildung stehen, für die im Falle der Gosauschichten auch noch eine bestimmte tektonische Position charakteristisch ist. Einer solchen Definition würde rein aus Prioritätsgründen nichts im Wege stehen, da der Begriff „Gosau“, wie oben gezeigt wurde, nach den Erstautoren sämtliche Schichten von den basalen Konglomeraten bis zu den Zwieselalmschichten umfaßte. Die fälschliche Einstufung ausschließlich in die Oberkreide ergab sich aus der Unmöglichkeit, den alttertiären Anteil in den höchsten Schichten der Gosau-Schichtfolge auf makropaläontologischem Wege zu erkennen.

Bei einer derartigen Begriffserweiterung ergeben sich andererseits viele Probleme, unter anderem die Schwierigkeit der Abgrenzung der Gosau gegenüber sonstigen Alttertiärvorkommen in den Alpen. Eine Lösung dieser Fragen bedarf noch eingehender Studien und liegt außerhalb des Rahmens dieser Arbeit.

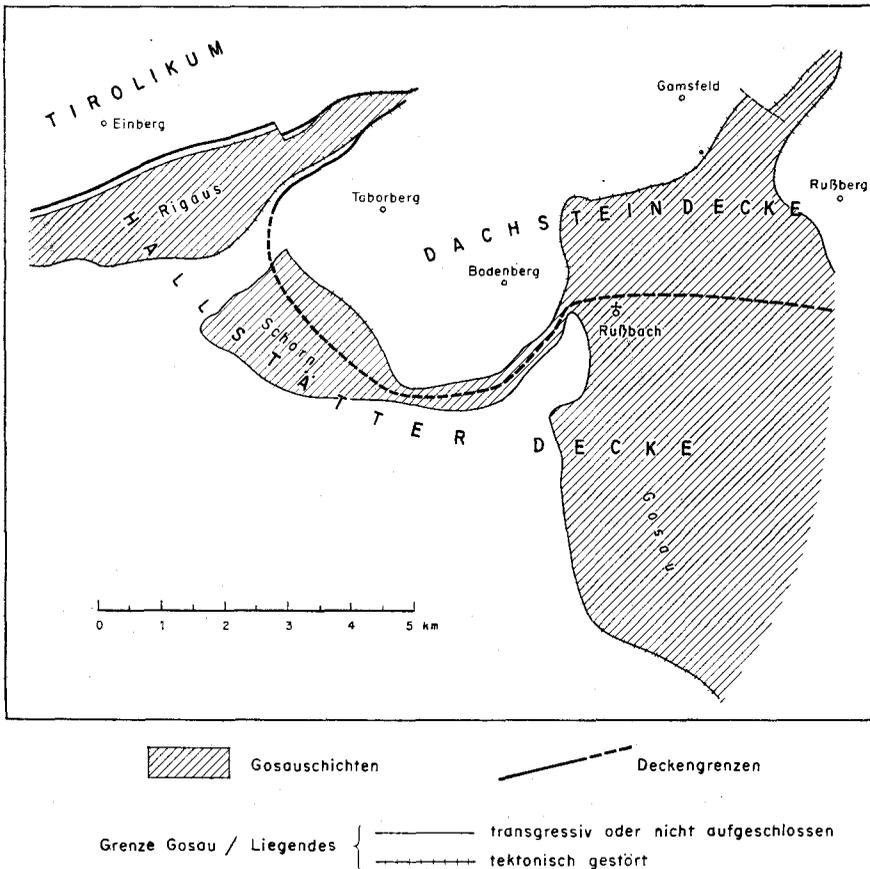
IV. Tektonik

Die Gosauvorkommen des kartierten Bereiches lassen sich heute zwanglos in drei Teilgebiete trennen: es sind dies die Vorkommen von Gosau, von Schorn und von Rigaus. Die Ablagerungen der ersten beiden Lokalitäten stehen miteinander über einen schmalen Sedimentstreifen S des Rußbaches in Verbindung, während die Gosausedimente von Rigaus von

jenen durch einen mehr oder weniger breiten Haselgebirgszug getrennt sind; ursprünglich gehören sie alle dem gleichen Sedimentationsbereich an; wenn sie hier trotzdem getrennt behandelt werden, so erscheint dies einmal durch die heutige isolierte Lage, hauptsächlich aber der Übersichtlichkeit wegen gerechtfertigt.

1. Zur tektonischen Lage der Gosau der kartierten Bereiche

Wie aus der tektonischen Lageskizze hervorgeht, transgredieren die Gosauschichten von Gosau und Schorn am gesamten Nordrand ihres Verbreitungsgebietes auf Gesteine der Dachsteindecke (Rußberg, Gamsfeld—Bodenberg—Taborberg). Im S bzw. W liegen die Gosauschichten nahezu ausschließlich auf Haselgebirge der Hallstädter Decke, die in diesem Raum bereits vorgosauisch wieder von der sie ursprünglich überlagernden Dachsteindecke befreit gewesen sein mußte.



Unter Benützung der Arbeiten von E. SPENGLER (1912, 1914, 1951) u. B. PLÖCHINGER (1948, 1953)

Abb. 3. Tektonische Übersichtsskizze der Gosauvorkommen von Gosau, Schorn und Rigaus.

Die Gosauschichten von Rigaus liegen zur Gänze auf Haselgebirge der Hallstätter Decke, wie die vorliegenden Untersuchungen zeigen konnten. Zusammen mit ihrer Unterlage wurden sie auf das Tirolikum der südlichen Osterhorngruppe aufgeschoben.

Auf die engeren Verhältnisse wird in der folgenden Detailbeschreibung der einzelnen Teilgebiete näher eingegangen.

2. Detailbeschreibung

a) Bereich von Gosau

(Taf. 10, 11, Profile 1, 2)

Die Nordumrahmung der Gosauschichten von Gosau bilden von E nach W die Triaskalkmassen des Rußberges, des Gamsfeldes und des Bodenberges. Im W verläuft die Grenze der Gosaugesteine in NW—SE-licher Richtung von Gosaukamm und Zwieselalm im S über das östliche Schönaugehäng nach N bis 500 m S des Rußbaches, hier biegt sie nach W um und überschreitet den Rußbach erst bei der Mündung des Hackergrabens, auf diese Weise eine schmale Verbindung zu den Gosauschichten der Mulde von Schorn herstellend. Im E reichen die Gosauschichten über die Landesgrenze in das Gosautal in Oberösterreich.

Die Nordgrenze der Gosau gegen die Trias am Südfall des Gamsfeldes ist durch Brüche bzw. durch kleinere postgosauische Überschiebungen gegeben. Ein Beispiel für letztere bieten die unmittelbar unterhalb der Hütten der Traunwandalm mit 320/70, E davon mit 010/70 unter den Dachsteinkalk einfallenden Basalkonglomerate. (Die Konglomerate auf der Traunwandalm sind wiederholt als jüngere Bildungen als Basalkonglomerat, als das normale Hangende der Actaeonellenkalke der Traunwand, gedeutet worden, so von J. FELIX (1907, p. 419, nicht 1905, p. 79) und E. SPENGLER (1914, p. 284). Allein die lithologische Ausbildung des Konglomerates, der große Durchmesser der Komponenten, sowie das oftmals rote Bindemittel lassen keine Unterscheidung von den sicheren Basalkonglomeraten des Rußberges zu).

Den Rinnbachgraben in etwa 940 m Höhe in spitzem Winkel schneidend, verläuft eine Verwerfung (siehe auch E. SPENGLER 1914, p. 282, O. WEIGEL 1937, p. 29), die an ihrer Ostseite Gosauschichten etwa 1.5 km weit gegenüber dem Ramsadolomit und dem Hauptdolomit an der Westseite nach N versetzt. Wie weit sich allerdings diese Störung in das Innere der Gosauschichten fortsetzt (E. SPENGLER 1914, p. 282 f. vermutet eine Fortsetzung über die Steilwände an der Ostseite der Hornspitze bis zum Südrand des Gosaubeckens beim Vorderen Gosaasee —), läßt sich im Gelände und auch im Luftbild nicht feststellen.

Das weite Übergreifen der Schichten in Nierntaler Fazies auf triadischen Untergrund ist im westlich anschließenden Abschnitt der Nordbegrenzung von E des Hofes Nesslgarten bis NW des Hofes Kübler aufgeschlossen; hier liegen Schichten in Nierntaler Fazies mit einer nur sehr geringmächtigen Basalbildung, die bei den Proben 130 und 318 erschlossen ist, unmittelbar dem Dachsteinkalk auf. Im Bereich der Probe 130 ist eine kleine Verstellung erschlossen, die in NW—SE-Richtung streicht und an deren Ostseite Schich-

ten in Nierntaler Fazies gegenüber dem Dachsteinkalk der Westflanke etwa 250 m nach N vorgerückt erscheinen. In diesem Zusammenhang sei auch das bereits bei E. SPENGLER (1914, p. 270) angeführte, SW der Angerkaralm (Probe 244) liegende Vorkommen völlig isolierter Schichten in Nierntaler Fazies noch einmal erwähnt.

Die Hauptmasse der Gosaugesteine N des Rußbaches bilden die Unteren Grauen Mergel der Zone KA, die das Basalkonglomerat des Rußberges und der Traunwandalm überlagern und im Raum zwischen Traunwandbach und Randobach sowie W des Rinnbaches (Probe 319) anstehen. S der Traunwandalm ist ein mächtiger, SW—NE-streichender Konglomerat-Sandstein-Riffkomplex in die Mergel eingeschaltet, in dem sowohl Bildungen des Coniac als auch des Santons vertreten sind; in das Coniac sind die Riffe Ober Stöckl—Hornegg—Unterbrein zu stellen (O. KÜHN 1947, p. 186), dem Santon gehören die Actaeonellenbänke der Traunwand (u. a. G. POKORNY 1959) an. Eine Trennung der beiden altersverschiedenen Bildungen wurde nicht durchgeführt, ist aber auf makropaläontologischem Wege möglich.

Äquivalente der Oberen Grauen Mergel wurden an keiner Stelle erfaßt. Einzig die kohleführenden Mergel der Neualm, für welche hier keine Altersbestimmung gegeben werden konnte, können, falls eine Überprüfung der Makrofauna ein Campan-Alter ergibt, dieser Serie zugehören. Tektonisch sind die Schichten der Neualm an Brüchen in die Trias eingesenkt (siehe auch E. SPENGLER 1914, p. 283).

S des Rußbaches wird das Basalkonglomerat des Rußberges von Unteren Grauen Mergeln überlagert; weiter westlich bei Kote 840 liegen die Mergel auf Mitteltriaskalk des Rückens W Ebenberg, im Triebenbach- und Elendgraben unmittelbar auf Haselgebirge. Die Grenzflächen stehen steil (220/70 bzw. 120/85) und zeigen Schieferung der Mergel, Harnischflächen in den eingeschalteten Konglomeratbänken als Zeichen tektonischer Beanspruchung. Im Triebenbachgraben treten bei Probenpunkt 136, 15 m nach dem nördlichsten Aufschluß von Gosau, noch einmal Haselgebirge und Werfener Schiefer mit steilem Einfallen auf.

Im allgemeinen ist die Lagerung der Schichten S des Rußbaches tektonisch wenig gestört. Die Hauptfallrichtung im Bereich der Unteren Grauen Mergel ist nach S gerichtet; wo N-, NE- oder NW-Fallen auftritt, überschreitet dies nur in Ausnahmefällen einen Winkel von 30°, sodaß eher flache Verbiegungen als echter Faltenbau vorliegt.

Die Diskordanz zwischen Unteren und Oberen Grauen Mergeln ist undeutlich ausgeprägt — im Neffgraben überlagern Obere Graue Mergel mit 255/10, aber auch horizontaler Lagerung Untere Graue Mergel, die mit 180/30 einfallen.

Die hangenden Schichten in Nierntaler Fazies weisen im Graben E der Triebenbachstube sehr flaches N- bis W-Fallen auf. Im Graben, der von der Hornspitze nach NW zieht, wechselt flaches S- und N-Fallen mit horizontaler Lagerung. Dagegen scheinen die Schichten am Westabfall dieses Berges geringfügig gestört zu sein, da horizontale und sehr steile, oft auch vertikale Lagerung in rascher Abfolge wechseln. Hier sowie im Elendgraben herrscht östlich bis südöstliche Fallrichtung vor.

Über den Schichten in Nierntaler Fazies, die im Bereich von Gosau die Zonen KB bis KD umfassen, folgen im Elendgraben und seinen Seitenbächen unmittelbar Zwieselalmschichten der Zone KF. Die Annahme, daß Äquivalente der Zohe KE, die im oberösterreichischen Gebiet östlich der Liesenhütte vorhanden sind, im salzburgischen Gebietsanteil an Brüchen angesenkt sind, wird durch die Verhältnisse an der Ostgrenze der Zwieselalmschichten bestätigt: bei Probenpunkt 220 fallen diese mit 120/10 ein, würden somit eindeutig unter die Schichten in Nierntaler Fazies der oberen Zone KC fallen, welche die 40 m höher liegende Kote 1466 aufbauen. Ähnliche Beobachtungen liegen aus den Bereichen der Proben 216 und 217 sowie 264 und 267 vor. Für die Zwieselalmschichten dieses Salzburger Bereiches kann demnach eine allseitige Bruchumgrenzung¹⁾ angenommen werden.

In der Umgebung der Liesenhütte finden sich unmittelbar südlich der Probenpunkte 266 und 258 (Zone KF) paleozäne Zwieselalmschichten in den Proben 260, 253 und 265. Die äußerst geringe Distanz zwischen den betreffenden Maastricht- und Paleozänproben läßt es unwahrscheinlich erscheinen, daß Danien und tieferes Paleozän in den Proben nicht erfaßt wurden. Beobachtungen im Gebiet von Schorn (siehe dort) legen die Annahme einer Schichtlücke nahe, doch folgt das höhere Paleozän konkordant über dem Maastricht und fällt wie dieses flach gegen SE ein.

Der Südrand der Oberkreide- und Alttertiärschichten von Gosau ist ein Überschiebungsrand, er wird durch die sogenannte „Zwieselalpenüberschiebung“ (E. SPENGLER 1914) gebildet. Die unmittelbar sowohl an die Zwieselalmschichten des Maastrichts, als auch des Paleozäns herantretenden Gesteine der überfahrenden Hallstätter Decke bestehen beim Ameisensee aus rotem Hallstätterkalk, während die steilen Wände von Kote 1325 über Kote 1371 und 1078 aus Reiflingeralk aufgebaut werden; nach E. SPENGLER (1914) treten an ihrer Basis an einigen Stellen auch Werfener Schichten und Haselgebirge auf.

b) Bereich von Schorn

(Tafel 10, 11, Profile 3-8)

Das Gosauvorkommen von Schorn bildet im großen eine NW-SE streichende Mulde, wie bereits E. SPENGLER (1912, p. 1077 ff.) und B. PLÖCHINGER (1949, p. 31) feststellen, doch sind die einzelnen Schichtglieder hier primär wesentlich geringmächtiger als im Bereich von Gosau. Am NE-Rand transgrediert das Grundkonglomerat auf Hauptdolomit, gebankten Dachsteinkalk und bunten rhätischen Riffkalk des Taborberges (aufgeschlossen im Rußbach bei Inner- und Außerflahrnbrücke im Bereich der Proben 50—53, NE des Hofes Rettenbachseng bis NE Hörndl und beim Palfenbauer) und fällt mit 70—80° gegen WSW ein. Im S liegen kleine Vorkommen von Grundkonglomerat im Graben beim Schornwirt und im Graben $\frac{1}{2}$ km weiter östlich von diesem auf Haselgebirge und Werfener Schieferne. Im NE

¹⁾ Die Brüche lassen sich nicht unmittelbar im Gelände beobachten, sondern nur aus dem paläontologischen Befund erschließen; über ihre Einfallsrichtungen können daher keine Angaben gemacht werden. Als neutrale Darstellungsweise wurde in sämtlichen Profilen für die Brüche ein saigeres Einfallen angegeben; es ist bewußt, daß dies keineswegs den wirklichen Verhältnissen entsprechen muß.

ist im Bereich der Probe 35 ebenfalls ein Auflagern Grauer Gosau mergel auf Haselgebirge erschlossen. Die Gosau liegt hier also gleichermaßen auf Gesteinen der Dachsteindecke wie der Hallstätterdecke.

Beim Palfenbauer geht das Basalkonglomerat zunächst in eine Feinbreccie, sodann in einen reichlich fossilführenden Kalksandstein über, der Schalenreste von Bivalven, u. a. Austern und Rudisten führt. Im W-sowohl als auch im E-Flügel der Mulde legen sich an die Konglomerate sodann Untere Graue Mergel mit Faunen der Zone KA an; um den Hof Sattl werden diese überlagert von einem Riffkomplex. B. PLÖCHINGER (1949, p. 18) gibt an, daß das Riff hauptsächlich *Radiolites styriacus* ZITTEL führe, daß die Exemplare aber zum Teil gerollt und umgelagert schienen. *Radiolites styriacus* ZITTEL ist nach O. KÜHN (1947, p. 186, p. 191,) für das Oberconiac leitend; da das Riff jedoch unmittelbar von relativ flach liegenden Oberen Grauen Mergeln (Probe 251) und Schichten in Nierntaler Fazies (Probe 252 überlagert wird, muß vielleicht doch mit einer Umlagerung und jüngerem Alter als Oberconiac gerechnet werden.

Obere Graue Mergel wurden nur an einigen wenigen Stellen gefunden: schon erwähnt wurde das Vorkommen NE Sattl bei Probe 251; zwischen den Proben 207 und 28 am Güterweg SW Kote 929 tauchen bei Probe 308 zwischen Schichten in Nierntaler Fazies der Zone KC Graue Mergel der Zone KB auf. An der nordöstlichen Muldenflanke läßt sich im Hangenden der Unteren Grauen Mergel über die Proben 311 und 199 ein kurzer Zug Oberer Grauer Mergel verfolgen.

Die hangenden Schichten in Nierntaler Fazies, die Zone KB, KC und KD umfassend, sind zusammenhängend in den Gräben NE Lehen und W Rettenbachseng aufgeschlossen; außerdem bilden sie zusammen mit Unteren Grauen Mergeln den schmalen Verbindungstreifen S des Rußbaches über die Proben 30, 54, 55, 56 und 185 zu den Sedimenten des Gosauer Bereiches.

Die Zwieselalmschichten und die Sedimente des Untereozäns der Mulde von Schorn, die hauptsächlich in den Gräben E und W Polzhof anstehen, blieben durch tektonische Einmuldung erhalten; die größte Fläche wird vom Paleozänanteil der Zwieselalmschichten bedeckt, ein Maastrichtanteil ist nur im Graben W Rettenbachseng (Proben 196, 197) erhalten; diese Stelle ist insofern bedeutend, als sie für ein primäres Fehlen von Dan und tieferem Paleozän spricht: der Bach verläuft hier annähernd im Streichen, an seiner linken Seite steht Maastricht (Proben 196, 197) mit roten Mergeln an, während gegenüber an der rechten Seite aus grünlichen Mergeln die Paleozänprobe 312 entnommen wurde. Die Transgressionsbildung liegt in Form einer etwa 2 m mächtigen Bank mit Quarz-, Phyllit- und bis zu 20 cm Durchmesser erreichenden, walzenförmigen Nierntalergeröllen vor. Genau in der unmittelbaren streichenden Fortsetzung dieser Bank liegen im westlich benachbarten Graben die Proben 169 und 170, die neben einer Paleozänfauna der Zone E eine aufgearbeitete Obermaastrichtfauna führen. Probe 193 nahe der Bachmündung zeigt ebenfalls ein Gemisch aus Kreide- und Alttertiärfauna.

Eine weitere Obermaastrichtfauna stammt aus Probe 38 am Rußbach, wo auch eine randliche Aufschiebung von Haselgebirge auf Zwieselalmschichten aufgeschlossen ist.

Wie aus den Profilen 3, 5 und 8 ersichtlich, ist das Paleozän im N, W und E auch gegen Schichten in Nierntaler Fazies versetzt.

Im Oberlauf des Grabens E Polzhof ist Untereozän erschlossen, das ebenfalls an Brüchen im S gegen das Paleozän, im W gegen Schichten in Nierntaler Fazies abgesenkt ist. Innerhalb der Schichten in Nierntaler Fazies, der Zwieselalmschichten und der Sedimente des Untereozäns läßt sich eine relativ kleinräumige Faltung beobachten.

Für die Sedimente von Schorn ergibt sich ein normaler, muldenförmiger Bau mit tektonisch nur unwesentlich gestörter Schichtfolge vom Beginn der Sedimentation bis zur Basis des Untermaastricht. Untermaastricht selbst konnte in keiner Probe erfaßt werden, ist also möglicherweise in die für die hangenden Schichten kennzeichnende Bruchtektonik mit einbezogen. Zwieselalmschichten und Sedimente des Untereozäns sind allseits von Brüchen umgrenzt; im Bereich von Hinterastein streicht dieser Bruch an die bunten rhätischen Riffkalke des Taborberges heran, sodaß die weiter südlich erschlossene Schichtfolge vom Grundkonglomerat bis in die Schichten in Nierntaler Fazies hier tektonisch nicht mehr aufgeschlossen ist und das Untereozän in unmittelbare Nachbarschaft zur Trias gelangt.

c) Bereich von Rigaus

(Taf. 10, 11, Profile 9—12)

Das Gosauvorkommen von Rigaus liegt am Südabfall der Osterhorngruppe zwischen Einbergzug im N und Rigausbach im S. Folgende Schichtglieder sind vertreten: Graue Mergel der Zone KA, Riffkomplexe (Oberconiac und Santon), Schichten in Nierntaler Fazies (Zone KB, KC, KE; KD wurde nicht erfaßt) und Zwieselalmschichten (Zone KF und Paleozän).

Die Bedeutung der Gosauschichten für deckentheoretische Erwägungen wurde schon früh erkannt. E. SPENGLER (1912, p. 1080) sieht die Gosauablagerungen von Rigaus auf „bayerischem Faziesgebiet“ bzw. auf der Staufen-Höllengebirgsdecke (1951, p. 353) der Osterhorngruppe abgelagert und nachgosauisch von der Gamsfelddecke (= Hallstätter Fazies an der Basis, überlagert von Dachsteinkalkfazies, vorgosauisch übereinandergeschoben), die ihrerseits ebenfalls Gosau trägt, überschoben. Tatsächlich ist ein Einfallen der Grauen Gosau mergel unter Haselgebirge am Rigausbach im Bereich der Probe 39 und 105 zu beobachten; bei den Probenpunkten 100 und 209 ist Haselgebirge mit Gosauablagerungen intensiv vermengt, bei Probenpunkt 208 stehen Graue Mergel steil.

Nach B. PLÖCHINGER (1949, p. 24) liegt die Rigauser Gosau auf der Einbergsschubmasse, die der Sparberdecke angehört und als Übergangsserie zwischen Tirolikum (Osterhorngruppe) und Hallstätter Decke gedeutet wird. Später verläßt B. PLÖCHINGER jedoch diese Deutung und stellt die Sparberdecke zum Tirolikum der Osterhorngruppe (1953, p. 370, 371, Taf. 15).

Die neuerliche Kartierung im Rahmen der vorliegenden Arbeit ergab nicht nur eine Auflagerung der Gosauschichten auf Haselgebirge der Hallstätter Decke im S am Rigausbach, sondern auch an der nördlichen Verbreitungsgrenze; N des Bauernhofes Plaik (im W des Aufnahmegebietes)

konnten inmitten von Schuttmaterial aus den dahinter aufsteigenden Wänden des Einberges Haselgebirgsschollen gefunden werden; bei Probe 83 im Graben SW der Kote 1115 ist der Kontakt zwischen stark verschieferten roten Schichten in Nierntaler Fazies (hier Zone KE) und Haselgebirge im Bachanriß unmittelbar aufgeschlossen. Im östlichen Nachbargraben konnten ebenfalls Haselgebirgsschollen, die aber wahrscheinlich nicht unmittelbar anstehend sind, sondern von weiter nördlich herabtransportiert wurden, festgestellt werden. (Aufschlußpunkt 112).

Zur Lagerung des Haselgebirges in bezug auf die Gosau können infolge der großen Beweglichkeit des Haselgebirges keine exakten Angaben gemacht werden; im Bereich der soeben erwähnten Probe 83 wird die Gosau vom Haselgebirge überlagert, diese Überlagerung kann jedoch ebenso durch junge Hangbewegungen zustande gekommen sein.

Ungeachtet der Frage der Lagerung beweisen jedoch diese Haselgebirgsvorkommen, daß die Überschiebungslinie der Hallstätter Decke auf das Tirolikum der Osterhorngruppe nicht in der tektonischen Linie längs des Rigausbaches, sondern am südlichen Einbergabfall N des nördlichen Haselgebirges zu sehen ist.

Bemerkenswert ist weiters ein Fund von Haselgebirge im Graben W Sallabach inmitten Grauer Gosaumergel zwischen den Probenpunkten 45 und 46; das Haselgebirge ist an dieser Stelle auf eine Länge von etwa 100 m aufgeschlossen.

Es ergibt sich demnach (U. WILLE 1963, p. 160), daß die Gosauschichten von Rigaus nicht der bayrischen Decke (E. SPENGLER 1912, p. 1061 ff.) bzw. der Staufen-Höllengebirgsdecke (E. SPENGLER 1951, p. 353) auflagern, sondern zur Gänze auf der in diesem Abschnitt bereits vorgosauisch bis auf das Haselgebirge erodierten Hallstätter Decke zur Ablagerung kamen. Die Rigauer Gosau befindet sich tektonisch somit in derselben Position wie die Gosau von Schorn und Gosau, die Unterscheidung zwischen „bayrischer Gosau“ und „Gosau der Gamsfelddecke“ (E. SPENGLER 1912, p. 1061 ff.) ist in diesem Abschnitt hinfällig geworden.

Für das lokale Einfallen der Gosau unter Haselgebirge und Gesteine der Dachsteindecke des Taborberges am Rigausbach muß ein postgosauischer Nordschub verantwortlich gemacht werden. B. PLÖCHINGER (1948, p. 35 f.) nimmt infolge der Übereinstimmung der Gosau der Gamsfeldgruppe und der Gosau des Einberges eine Überschiebungsweite von rund 300 m an. Die Überschiebung dürfte dort, wo die Überschiebungslinie das Tal des Rigausbaches verläßt, geringer werden bzw. gänzlich ausklingen; im Schölpengraben im Bereich der Probe 71 liegen Graue Mergel in normaler Lagerung dem Haselgebirge auf. Das Ausklingen der Überschiebung ist vielleicht mit der geringen Mächtigkeit bzw. dem gänzlichen Fehlen des hier bereits vorgosauisch erodierten Hauptdolomites in dem südlich von hier liegenden Schorner Gebiet zu erklären; das Haselgebirge reagierte auf die tektonische Beanspruchung anders als die starre, mächtige Hauptdolomitmasse des Taborberges weiter im E.

In der tektonischen Linie längs des Rigausbaches ist also nicht die Hauptüberschiebung der Hallstätterdecke auf das Tirolikum zu sehen, sondern diese liegt weiter im N, am südlichen Einbergabfall.

Für den Innenbau der Gosauschichten von Rigaus nimmt E. SPENGLER (1912, p. 1073) „eine ausgeprägte Schuppenstruktur“ an, „welche sich hauptsächlich dadurch kundgibt, daß mehrere parallele Zonen von roten Nierentaler Schichten auftreten“. Es werden 5 Schuppen unterschieden. Auch B. PLÖCHINGER (1949, p. 24) spricht sich für „lamellenartige Schuppen“ aus, doch nimmt er auf Grund der von ihm festgestellten flacheren Schichtneigung eine neue Schuppeneinteilung vor (1948, p. 35).

Die Kartierung, sowie die genaue mikropaläontologische Einstufung der einzelnen Mergelschichten und auch die stratigraphische Einstufung der Rudistenriffe (U. WILLE 1963) konnten zeigen, daß eine mehr oder weniger einfache Bruchtektonik zur Erklärung der vorgefundenen Erscheinungen ausreicht. Die Schuppen werden zum Teil durch drei quer zum Streichen verlaufende Verwerfungen vorgetäuscht.

Von NE der Brücke des Güterweges über den Schölpengraben zieht ein Bruch nach NW, an dessen E-Seite Schichten in Nierntaler Fazies gegenüber Grauen Mergeln (hier mit großer Wahrscheinlichkeit Santon) an der Westseite abgesenkt erscheinen. Der zweite, ebenfalls NW-verlaufende Bruch ist im Graben W Sallabach unmittelbar aufgeschlossen und versetzt den östlichen Ausläufer des großen südlichen Riffkomplexes etwa 350 bis 400 m nach N. Im Bereich der Proben 61 und 62 ist der tektonische Kontakt zwischen Schichten in Nierntaler Fazies im W und Grauen Mergeln im E sichtbar. Die roten Mergel sind an der Grenze stark verschiefert und blättrig ausgedünnt; sie streichen mit einem Einfallen von 170/55 an den Bruch heran; die Mikrofauna aus diesem Bereich ist äußerst schlecht erhalten. Die grauen Mergel sind gänzlich fossilleer. Eine dritte Störung versetzt im Bereich E Kote 1115 Hauptdolomit des Einberges gegen Zwieselalmschichten. Auch dieser Bruch verläuft in NW-Richtung.

Im S bilden im Bereich des Schölpengrabens Graue Mergel, Rudistenkalk (Santon) und Schichten in Nierntaler Fazies (hier Zone KB und Zone KC) eine Mulde. Weiter im E, im Graben W Sallabach ist diese durch die beschriebene Verwerfung zerstört. Im Muldenkern tritt am südlichen Abfall des Retscheggs inmitten von Schichten in Nierntaler Fazies als tiefstes Schichtglied das Rudistenriff auf, welches wahrscheinlich in das Oberconiac zu stufen ist (U. WILLE 1963, p. 159); der Riffkomplex ist mit einer geringmächtigen Mergelunterlage an Brüchen hochgehoben. Nördlich davon folgen auf die Schichten in Nierntaler Fazies Zwieselalmschichten (Zone KF—Paleozän), die wohl ebenfalls durch Brüche gegen erstere verstellt sind (Zone KE fehlt), aber noch deutlich die Muldenstruktur erkennen lassen. Innerhalb der Zwieselalmschichten ist bei Probenpunkt 111 Zone KE (Untermaastricht) der Schichten in Nierntaler Fazies hochgehoben.

Im N bilden im Abschnitt zwischen Stroblhof im W und Kote 1195 im E Graue Mergel die Grenze gegen Haselgebirge und Hauptdolomit des Einbergzuges. Ab Kote 1195 treten Zone KF und Paleozän der Zwieselalmschichten an die Trias heran, und erst im Abschnitt N Kote 1034 im Bereich der Probe 211 sind wieder Graue Mergel als nördlichstes Schichtglied aufgeschlossen. Im mittleren Abschnitt scheinen die Grauen Mergel unter der südgeschobenen Einberg-Trias verborgen zu sein. (Der Süd-schub wird auch durch die Fallrichtung innerhalb der Gosauschichten wahrscheinlich gemacht.)

Wenn man von den kleineren Horizontal- und Vertikalverstellungen absieht, ergibt sich für die Gosauschichten von Rigaus folgendes Bild: das in den südlichen Retschegg-Hängen anstehende nördliche Riff scheidet eine südliche Mulde mit Schichten in Nierntaler Fazies (Zone KB und KC) als jüngstes Schichtglied im Muldenkern von einer nördlichen Mulde, in welcher Zwieselalmschichten (Zone KF—Paleozän) das hangendste Schichtglied bilden.

V. Literatur

BERMUDEZ, P. J.: Estudio sistemático de los Foraminíferos Rotaliformes. — *Bol. Geol.* 2, p. 7—151, Taf. 1—35, Caracas 1952.

BOLLI, H.: Zur Stratigraphie der Oberen Kreide in den höheren helvetischen Decken. — *Eclog. Geol. Helv.* 37, p. 257—328, Taf. 9, Basel 1944.

BOLLI, H.: The genus *Globotruncana* in Trinidad, B. W. I. Notes on occurrence, nomenclature and relationship between species. — *Journ. Paleont.* 25, p. 187—199, Taf. 34—35, Tulsa 1951.

BOLLI, H.: The genera *Praeglobotruncana*, *Rotalipora*, *Globotruncana*, and *Abathomphalus* in the Upper Cretaceous of Trinidad, B. W. I. — *Studies in Foraminifera*, U. S. Nat. Mus. Bull. 215, p. 51—60, Taf. 12—14, Washington 1957.

BOLLI, H.: The genera *Globigerina* and *Globorotalia* in the Paleocene-Lower Eocene Lizard Springs Formation of Trinidad, B. W. I. — *Studies in Foraminifera*, U. S. Nat. Mus. Bull. 215, p. 61—81, Taf. 15—20, Washington 1957.

BOLLI, H. & CITA, M. B.: Upper Cretaceous and Lower Tertiary planctonic Foraminifera from the Paderno d'Adda section, Northern Italy. — XXI. Int. Geol. Congr., Rep. 21, Sess. Norden, Part 5, Proc. Sect. 5, p. 150—161, Copenhagen 1960.

BOLLI, H., LOEBLICH A. R. JR. & TAPPAN, H.: Planctonic foraminiferal families *Hantkeninidae*, *Orbulinidae*, *Globorotaliidae* and *Globotruncanidae*. — *Studies in Foraminifera*, U. S. Nat. Mus. Bull. 215, p. 3—50, Taf. 1—11, Washington 1957.

BOUE, A.: Description de divers gisements intéressants de fossiles dans les Alpes autrichiennes. — *Mém. Géol. Paléont.* 1, p. 185—241, Paris 1832.

BRINKMANN, R.: Zur Schichtfolge und Lagerung der Gosau in den nördlichen Ostalpen. — *Sitz.-Ber. Preuß. Akad. Wiss., phys.-math. Kl.*, 28, p. 470—475, Berlin 1934.

BRINKMANN, R.: Bericht über vergleichende Untersuchungen in den Gosabecken der nördlichen Ostalpen. — *Sitz.-Ber. Österr. Akad. Wiss., math.-naturw. Kl., Abt. I*, 144, p. 145—149, Wien 1935.

BRÖNNIMANN, P.: Trinidad Paleocene and Lower Eocene *Globigerinidae*. — *Bull. Amer. Paleont.* 34/143, p. 5—34, Taf. 1—3, Ithaca, N. Y., 1952.

BRÖNNIMANN, P.: *Globigerinidae* from the Upper Cretaceous (Cenomanian-Maastrichtian) of Trinidad, B. W. I. — *Bull. Amer. Paleont.* 34/140, p. 5—70, 3 Taf., Ithaca, N. Y., 1952.

BRÖNNIMANN, P. & BROWN, N. K. JR.: Taxonomy of the *Globotruncanidae*. — *Eclog. Geol. Helv.* 48, p. 503—562, Taf. 20—24, Basel 1955.

BROTZEN, F.: Foraminiferen aus dem schwedischen untersten Senon von Eriksdal in Schonen. — *Sverig. Geol. Unders., Ser. C*, 396, *Arsbok* 30, p. 1—206, Taf. 1—14, Stockholm 1936.

BROTZEN, F.: Die Foraminiferengattung *Gavelinella* nov. gen. und die Systematik der Rotaliformes. — *Sver. Geol. Unders., Ser. C*, 451, *Arsbok* 33, p. 1—60, Taf. 1, Stockholm 1942.

CITA, M. B.: Ricerche stratigrafiche e micropaleontologiche sul Cretacico e sull'Eocene di Tignale (Lago di Garda). — *Riv. Ital. Paleont. Strat.* 54, p. 49—74 und p. 143—169, Taf. 3—4, Milano 1948.

CORNELIUS, H. P.: Zur Schichtfolge und Tektonik der Mürztaler Kalkalpen. — *Jb. Geol. B. A.* 89, p. 27—175, 4. Taf., Wien 1939.

CUSHMAN, C. A.: Upper Cretaceous Foraminifera of the Gulf Coastal Region of the United States and Adjacent Areas. — U. S. Geol. Surv., Prof. Pap. 206, 160 S., 66 Taf., Washington 1946.

CUSHMAN, C. A.: Foraminifera, their Classification and economic use. — 605 S., 55 Taf., Harvard Univ. Press, Cambridge, Mass., 1950.

CUSHMAN, C. A.: Paleocene Foraminifera of the Gulf Coastal Region of the United States and Adjacent Areas. — U. S. Geol. Surv., Prof. Pap. 232, p. 1—75, Taf. 1—24, Washington 1951.

CUSHMAN, C. A. & CHURCH, C. C.: Some Upper Cretaceous Foraminifera from Near Coalinga, California. — Proc. Calif. Acad. Sci. 18, p. 497—530, Taf. 36—41, San Francisco 1929.

DALBIEZ, F.: The genus *Globotruncana* in Tunisia. — *Micropaleont.* 1, p. 161—170, Taf. 1—2, New York 1955.

DIENER, C.: Bau und Bild der Ostalpen und des Karstgebietes. — In F. E. SUSS, *Bau und Bild Österreichs*, p. 327—650, Wien/Leipzig 1903.

EDGEHILL, H. S.: The genus *Globotruncana* in Northwest Australia. — *Micropaleont.* 3, p. 101—126, Taf. 1—4, New York 1957.

EGGER, J. G.: Foraminiferen und Ostrakoden aus den Kreidemergeln der Oberbayerischen Alpen. — *Abh. Bayer. Akad. Wiss., math.-phys. Cl.*, 21, p. 1—230, Taf. 1—27, München 1899.

ELIS, B. F. & MESSINA, A. R.: Catalogue of Foraminifera.

FELIX, J.: Über Hippuritenhorizonte in den Gosauschichten der nordöstlichen Alpen. I.: *Centralbl. Mineral. Geol. Paläont.*, p. 77—81, Stuttgart 1905;

II.: *Centralbl. Mineral. Geol. Paläont.*, p. 417—422, Stuttgart 1907.

FELIX, J.: Studien über die Schichten der oberen Kreideformation in den Alpen und Mediterrangebieten. II. Teil: Die Kreideschichten bei Gosau. — *Paläont.* 54, p. 251—343, Taf. 25—26, Stuttgart 1908.

GANDOLFI, R.: The genus *Globotruncana* in Northeastern Columbia. — *Bull. Amer. Paleont.* 36/155, p. 7—118, Taf. 1—10, Ithaca, N. Y. 1955.

GANN, O. & KNIPSCHER, H. C. G.: Das Alter der Nierentaler und Zwieselalmschichten des Beckens von Gosau. — *N. Jb. Geol. Paläont.* 99, p. 361—378, Taf. 23—24, Stuttgart 1954.

GANN, O. & KNIPSCHER, H. C. G.: Nochmals: Zur Altersstellung der Nierentaler Schichten. — *N. Jb. Geol. Paläont., Mh.*, p. 290—297, Stuttgart 1956.

GERTH, H.: Neue Ammonitenfunde in den Gosauschichten der Gosau und ihre stratigraphische Bedeutung. — *N. Jb. Geol. Paläont.* 112, p. 119—142, Taf. 24, Stuttgart 1961.

GLAESSNER, M. F.: Die dänische Stufe im Gosaubecken. — *Anz. Akad. Wiss., math.-naturw. Kl.* 67, p. 7—9, Wien 1930.

GLAESSNER, M. F.: Die Foraminiferengattungen *Pseudotextularia* und *Amphimorphina*. — *Probl. of Paleont.* 1, p. 95—134, Taf. 1—2, Moskau 1936.

GLAESSNER, M. F.: Planktonforaminiferen aus der Kreide und dem Eozän und ihre stratigraphische Bedeutung. — *Stud. Micropaleont.* 1, p. 27—52, Taf. 1, Moskau 1937.

GOHRBANDT, K.: Zur Gliederung des Paläogen im Helvetikum nördlich Salzburg nach planktonischen Foraminiferen. — *Mitt. Geol. Ges.* 56/1, p. 1—116, Taf. 1—11, Wien 1963.

GRAHAM, J. J. & CHURCH, C. C.: Campanian Foraminifera from the Stanford University Campus California. — *Stanford Univ. Publ. Geol. Sci.* 8, p. 1—90, Taf. 1—6, Stanford 1963.

HAGN, H.: Die Foraminiferen der Pinswanger Schichten (Unteres Obercampan). Ein Beitrag zur Mikropaläontologie der Helvetischen Oberkreide Südbayerns. — *Paläont.* 104, A, p. 1—119, Taf. 1—8, Stuttgart 1954.

HAGN, H.: Zur Altersfrage der Nierentaler Schichten im Becken von Gosau. — *N. Jb. Geol. Paläont., Mh.*, p. 16—30, Stuttgart 1956.

HAGN, H.: Das Profil des Beckens von Gosau (österreichische Kalkalpen) in mikropaläontologischer Sicht. — *Anz. österr. Akad. Wiss., math.-naturw. Kl.*, p. 31—67, Wien 1957.

- HAGN, H. & ZEIL, W.: Globotruncanen aus dem Obercenoman und Unterturon der Bayerischen Alpen. — *Eclog. Geol. Helv.* 47, p. 1—60, Taf. 1—7, Basel 1954.
- HENSON, R. F. S.: Cretaceous and Tertiary Reef Formations and Associated Sediments in Middle East. — *Bull. Amer. Assoc. Petrol. Geol.* 34, p. 215—238, Taf. 1, Tulsa 1950.
- HERM, D.: Stratigraphische und mikropaläontologische Untersuchungen der Oberkreide im Lattengebirge und Nierental (Gosaubecken von Reichenhall und Salzburg). — *Bayer. Akad. Wiss., math.-naturw. Kl., Abh., N. F.* 104, p. 7—119, Taf. 1—11, München 1962.
- HERM, D.: Die Schichten der Oberkreide (Untere, Mittlere und Obere Gosau) im Becken von Reichenhall (Bayrische und Salzburger Alpen). — *Z. dtsh. Geol. Ges.* 113, p. 320—338, Hannover 1962 a.
- HERMANNI, E. v.: Zur Artfassung von Osangularien aus der Oberkreide (Foraminiferen). — *N. Jb. Geol. Paläont., Abh.*, 115, p. 263—288, Taf. 17—19, Stuttgart 1962.
- HILLEBRANDT, A. v.: Das Alttertiär im Becken von Reichenhall und Salzburg (Nördliche Kalkalpen). — *Z. dtsh. Geol. Ges.* 113, p. 339—358, Hannover 1962 a.
- HILLEBRANDT, A. v.: Das Paleozän und seine Foraminiferenfauna im Becken von Reichenhall und Salzburg. — *Abh. Bayer. Akad. Wiss., math.-naturw. Kl., Abh., N. F.* 108, p. 9—182, Taf. 1—15, München 1962 b.
- HILTMANN, H.: Biostratigraphie der Oberkreide auf Grund von Mikrofossilien. — *Paläont. Z.* 30, Sonderh., p. 19—32, Stuttgart 1956.
- HINTE, J. van: Zur Stratigraphie und Mikropaläontologie der Oberkreide und des Eozäns des Krappfeldes (Kärnten). — *Jb. Geol. B. A., Sonderbd.* 8, p. 3—147, Taf. I, II und 1—22, Wien 1963.
- HOFKER, J.: Die Pseudotextularia-Zone der Bohrung Maasbüll I und ihre Foraminiferenfauna. — *Paläont. Z.* 30, Sh., p. 59—79, Taf. 5—10, Stuttgart 1956.
- HOFKER, J.: Die Foraminiferen der Oberkreide von Nordwestdeutschland und Holland. — *Beih. Geol. Jb.* 27, p. 1—464, Hannover 1957.
- KIKOINE, J.: Les Heterohelicidae du Crétacé supérieur pyrénéen. — *Bull. Soc. Géol. France* 18/5, p. 15—35, Taf. 1—2, Paris 1948.
- KLASZ, I. de: Einige neue oder wenig bekannte Foraminiferen aus der helvetischen Oberkreide der bayerischen Alpen südlich Traunstein (Oberbayern). — *Geol. Bavar.* 17, p. 223—244, 4 Taf., München 1953.
- KLASZ, I. de: On the Foraminiferal Genus Gublerina KIKOINE. — *Geol. Bavar.* 17, p. 245—251, 1 Taf., München 1953 a.
- KLASZ, I. de: Stratigraphie der helvetischen Zone. — In O. GANNS, *Geologie des Blattes Bergen*, *Geol. Bavar.* 26, p. 42—71, 1 Taf., München 1956.
- KLASZ, I. de: Zur Kenntnis der ostalpinen Oberkreidestratigraphie (Stellungnahme zu H. HAGN: Altersfrage der Nierentaler Schichten im Becken von Gosau). — *N. Jb. Geol. Paläont. Mh.*, p. 410—419, Stuttgart 1956 a.
- KLASZ, I. de & KNIPSCHER, H. C. G.: Die Foraminiferenart *Reussella szajnochae* (GRZYBOWSKI): ihre systematische Stellung und regionalstratigraphische Verbreitung. — *Geol. Jb.* 69, p. 599—610, 1. Taf., Hannover 1954.
- KNIPSCHER, H. C. G.: Biostratigraphie der Oberkreide mit Hilfe der Globotruncanen. — *Paläont. Z.* 30, Sh. p. 50—56, Taf. 4'. Stuttgart 1956.
- KOBER, L.: Der geologische Aufbau Österreichs. — V + 204p., 1 Taf., Wien (Springer) 1938.
- KOLLMANN, H.: Zur stratigraphischen Gliederung der Gosauschichten von Gams. — *Mitt. Ges. Geol. Bergbaustud.* 13, p. 189—212, Wien 1963.
- KOLLMANN, H.: Stratigraphie und Tektonik des Gosaubeckens von Gams (Steiermark, Österreich). — *Jb. Geol. B. A.* 107, p. 71—159, Taf. 1—4, Wien 1964.
- KÜHN, O.: Das Danien der äußeren Klippenzone bei Wien. — *Geol. Paläont. Abh., N. F.* 17, p. 495—576, Taf. 1—2, Jena 1930.
- KÜHN, O.: Rudistae. — *Foss. Cat. Pars* 54, Berlin 1932.
- KÜHN, O.: Zur Stratigraphie und Tektonik der Gosauschichten. — *Sitz.-Ber. Österr. Akad. Wiss., math.-naturw. Kl., Abt. I*, 156, p. 181—200, Wien 1947.

- KÜHN, O.: Lexique Stratigraphique International, *I/8* (Europa/Österreich), Paris 1960.
- KUENEN, Ph. H.: Turbidity currents a major factor in flysch deposition. — *Eclog. Geol. Helv.* 51, p. 1008—1021, Basel 1953.
- KÜPPER, I.: Mikropaläontologische Gliederung der Oberkreide des Beckenuntergrundes in den oberösterreichischen Molassebohrungen. — *Mitt. Geol. Ges. Wien*, 56/1963, p. 591—651, Taf. 1—4, Wien 1964.
- KÜPPER, K.: Stratigraphische Verbreitung der Foraminiferen in einem Profil aus dem Becken von Gosau (Grenzbereich Salzburg—Oberösterreich). — *Jb. Geol. B. A.* 99, p. 273—320, Taf. 10—11, Wien 1956.
- KYNASTON, H.: On the Lithological and Paleontological Features of the Gosau Beds of the Gosau District, in the Austrian Salzkammergut. — *Quart. Journ. Geol. Soc. London* 50, p. 120—151, London 1894.
- LAPPARENT, J. de: Etude lithologique des terrains cretacés de la region d'Hendaye. — *Mém. Carte Géol. France*, p. 1—155, Taf. 1—10, Paris 1918.
- LEBLING, C.: Beobachtungen an der Querstörung Abtenau—Strobl im Salzkammergut. — *N. Jb. Mineral. Geol. Paläont., Beil. Bd.* 31, p. 535—574, Stuttgart 1911.
- LILL v. LILIENBACH: Ein Durchschnitt aus den Alpen mit Hindeutungen auf die Karpathen. — *Leonhard u. Bronns Jb.*, Heidelberg 1830.
- LILL v. LILIENBACH: Ein Durchschnitt aus den Alpen. — *Leonhard u. Bronns Jb.*, Heidelberg 1833.
- LOEBLICH, A. R. Jr. & TAPPAN, H.: Planctonic Foraminifera of Paleocene and early Eocene age from the Gulf and Atlantic Coastal Plains. — *U. S. Nat. Mus. Bull.* 215, p. 173—199, Taf. 40—64, Washington 1957.
- LUTERBACHER, H.: Studies in some Globorotalia from the Paleocene and Lower Eocene of the Central Apennines. — *Eclog. Geol. Helv.* 57, p. 631—730, Basel 1964.
- MONTANARO GALLITELLI, E.: A revision of the foraminiferal family Heterohellicidae. — *Studies in Foraminifera*, *U. S. Nat. Mus. Bull.* 215, p. 133—154, Taf. 31—34, Washington 1957.
- MOORE, R. C.: Treatise on Invertebrate Paleontology. — *C, Protista 2, Sarcodina I, II*, C 1—C 900, Lawrence, Kansas (Geol. Soc. Amer. & Univ. Kansas Press) 1964.
- NOTH, R.: Foraminiferen aus Unter- und Oberkreide des österreichischen Anteils an Flysch, Helvetikum und Vorlandvorkommen. — *Jb. Geol. B. A.*, Sdbd. 3, p. 1—91, Taf. 1—9, Wien 1951.
- OBERHAUSER, R.: Die Kreide im Ostalpenraum Österreichs in mikropaläontologischer Sicht. — *Jb. Geol. B. A.* 106, p. 1—88, Wien 1963.
- PAPP, A.: Die Foraminiferenfauna von Guttaring und Klein St. Paul (Kärnten). IV. Biostratigraphische Ergebnisse in der Oberkreide und Bemerkungen über die Lagerung des Eozäns. — *Sitz.-Ber. Österr. Akad. Wiss., math.-naturw. Kl., Abt. I*, 164, p. 317—334, Wien 1955.
- PAPP, A.: Vorkommen und Verbreitung des Obereozäns in Österreich. — *Mitt. Geol. Ges.* 50, p. 251—270, Taf. 1—2, Wien 1958.
- PAPP, A. & KÜPPER, K.: Die Foraminiferenfauna von Guttaring und Klein St. Paul (Kärnten). I. Über Globotruncanen südlich Perner bei Klein St. Paul. — *Sitz.-Ber. Österr. Akad. Wiss., math.-naturw. Kl., Abt. I*, 162, p. 31—48, 2 Taf., Wien 1953.
- PENCK, A. & BRÜCKNER, E.: Die Alpen im Eiszeitalter. — Leipzig (Tauchnitz) 1909.
- PESSAGNO, E. A.: The Upper Cretaceous stratigraphy and micropaleontology of south-central Puerto Rico. — *Micropaleont.* 8, p. 349—368, Taf. 1—6, New York 1962.
- PLÖCHINGER, B.: Ein Beitrag zur Geologie des Salzkammergutes im Bereich von Strobl, Wolfgangsee bis zum Hang der Zwieselalm. — *Diss.*, Wien 1948.
- PLÖCHINGER, B.: Ein Beitrag zur Geologie des Salzkammergutes im Bereich von Strobl am Wolfgangsee bis zum Hang der Zwieselalm. — *Jb. Geol. B. A.* 93, p. 1—35, Taf. 1, Wien 1949.
- PLÖCHINGER, B.: in: Geologischer Führer zu den Exkursionen. — *Verh. Geol. B. A.*, Sh. A, p. 64—68, Wien 1951.

PLÖCHINGER, B.: Der Bau der südlichen Osterhorngruppe und die Tithon-Neokom-transgression. — Jb. Geol. B. A. 96, p. 357—372, Taf. 15, Wien 1953.

PLÖCHINGER, B., mit einem Beitrag von G. BARDOSSY, R. OBERHAUSER & A. PAPP: Die Gosaumulde von Grünbach und der Neuen Welt (Niederösterreich). — Jb. Geol. B. A. 104, p. 359—441, Wien 1961.

PLÖCHINGER, B. & OBERHAUSER, R.: Die Nierentaler Schichten am Untersberg bei Salzburg. — Jb. Geol. B. A. 100, p. 67—79, Wien 1957.

PLUMMER, H. J.: Foraminifera of the Midway Formation in Texas. — Univ. Texas Bull. 2644, p. 1—206, Taf. 2—15, Austin 1926.

PLUMMER, H. J.: Some Cretaceous Foraminifera in Texas. — Univ. Texas Bull. 3101, p. 109—203, Taf. 8—15, Austin 1931.

PODBRANY, I.: Beiträge zur Geschichte der geologischen Erforschung Österreichs III: Die Gosauschichten der Ostalpen. — Diss., Wien 1951.

POKORNY, G.: Die Actaeonellen der Gosauformation. — Sitz.-Ber. Österr. Akad. Wiss., math.-naturw. Kl., Abt. I, 163, p. 945—978, Taf. 1—2, Wien 1959.

POKORNY, V.: Grundzüge der zoologischen Mikropaläontologie. — Bd. 1, XII+582 S. Berlin (Deutscher Verl. d. Wiss.) 1958.

QUEREAU, E. C.: Die Klippenzone von Iberg (Sihltal). — Beitr. Geol. Karte d. Schweiz, N. F., III. Lief., 33, p. 1—158, Taf. 1—5, Bern 1893.

REISS, Z.: Notes on Foraminifera from Israel. — Bull. Res. Council. Israel 6 B, p. 239—244, Jerusalem 1957.

REISS, Z.: Notes on Foraminifera from Israel. — Bull. Geol. Surv. Israel 17, p. 3—10, Jerusalem 1958.

REUSS, A. E.: Beiträge zur Charakteristik der Kreideschichten der Ostalpen, besonders im Gosauthale und am Wolfgangsee. — Denkschr. k. k. Akad. Wiss., math.-naturw. Cl., 7, p. 1—156, Taf. 1—31, Wien 1854.

REY, M.: Description de quelques espèces nouvelles de Foraminifères dans le Nummulitique Nord-Marocain. — Bull. Soc. Géol. France, 4, p. 209—211, Taf. 12, Paris 1954.

RUTTNER, F. & WOLETZ, G.: Die Gosau von Weißwasser bei Unterlaussa. — Mitt. Geol. Ges. 48, p. 221—256, Taf. 1—2, Wien 1956.

RZEHA, A.: Über eine bartonisch-ligurische Foraminiferenfauna vom Nordrande des Marsgebirges in Mähren. — Verh. k. k. Geol. R.-Anst., p. 190—192, Wien 1888.

RZEHA, A.: Die Foraminiferenfauna der alttertiären Ablagerungen von Bruderdorf in Niederösterreich. — Ann. k. k. Naturhist. Hofmus., 6, p. 1—12, Wien 1891.

RZEHA, A.: Über einige merkwürdige Foraminiferen aus dem österreichischen Tertiär. — Ann. k. k. Naturhist. Hofmus. 10, p. 213—230, Taf. 6—7, Wien 1895.

SALAJ, J. & SAMUEL, O.: Zur Mikrobiostratigraphie der Mittel- und Oberkreide im Ostteil der Klippenzone. — Geol. Prace 30, p. 93—112, Taf. 6—8, Bratislava 1963.

SIGAL, J.: Aperçu stratigraphique sur la Micropaléontologie du Crétacé. — XIX. Cong. Geol. Int., 1. Ser., 26, p. 3—47, Alger 1952.

SIGAL, J.: Notes micropaléontologiques nord-africain. 1. Du Cénomani au Santonien: Zones et limites en faciès pélagique. — C. R. Somm. Séanc. Soc. Géol. France, p. 157—160, Paris 1955.

SPENGLER, E.: Untersuchungen über die tektonische Stellung der Gosauschichten: I. Teil: Die Gosauzone Ischl—Strobl—Abtenau. — Sitz.-Ber. k. k. Akad. Wiss., math.-naturw. Kl., Abt. I, 121, p. 1039—1086, Taf. 1—3, Wien 1912.

SPENGLER, E.: Untersuchungen über die tektonische Stellung der Gosauschichten: II. Teil: Das Becken von Gosau. — Sitz.-Ber. k. k. Akad. Wiss., math.-naturw. Kl., Abt. I, 123, p. 267—328, Taf. 1—3, Wien 1914.

SPENGLER, E.: Zur Talgeschichte des Traun- und Gosautales im Salzkammergut. — Verh. Geol. B. A., p. 130—140, Wien 1918.

SPENGLER, E., mit einem Beitrag von J. PIA: Geologischer Führer durch die Salzburger Alpen und das Salzkammergut. — Samml. Geol. Führer, 26, Berlin 1924.

SPENGLER, E.: Über die von H. STILLE in der nördlichen Kalkzone der Ostalpen unterschiedenen Gebirgsbildungsphasen. — Centralbl. Mineral. Geol. Paläont. B, p. 138—148, Stuttgart 1927.

SPENGLER, E.: Die nördlichen Kalkalpen, die Flyschzone und die helvetische Zone. — In F. X. SCHAFFER, Geol. v. Österreich, 2. Aufl., p. 203—413, Wien 1951.

SUBBOTINA, N. N.: Fossil Foraminifera from the USSR. Globigerinidae, Hantkeninidae and Globorotaliidae. — Trudy Vses. Neft. Naukno-Issledov. Geol. Rozved. Inst. N. S. 76, p. 1—296, Taf. 1—41, Moskau 1953.

TOLLMANN, A.: Die Foraminiferenfauna des Oberconiac aus der Gosau des Ausseer Weißenbachtals in Steiermark. — Jb. Geol. B. A. 103, p. 133—203, Taf. 6—21, Wien 1960.

VOGLER, J.: Ober-Jura und Kreide von Misol (Niederländisch-Ostindien). — Paläont. Suppl. 4, 4. Abt., 4. Lief., p. 243—293, Taf. 19—24, Stuttgart 1941.

WEIGEL, O.: Stratigraphie und Tektonik des Beckens von Gosau. — Jb. Geol. B. A. 87, p. 11—40, 1 Karte, Wien 1937.

WHITE, M. P.: Some Index Foraminifera of the Tampico Embayment area of Mexico. — Part I and Part II: Journ. Paleont. 2, p. 177—215, Taf. 27—29, p. 280—317, Taf. 38—42, Bridgewater, Mass. 1928. Part III: Journ. Paleont. 3, p. 30—58, Taf. 4—5, Austin, Texas 1929.

WICHER, C. A.: Mikropaläontologische Beobachtungen in der höheren borealen Oberkreide, besonders im Maastricht. — Geol. Jb. 68, p. 1—26, Hannover 1953.

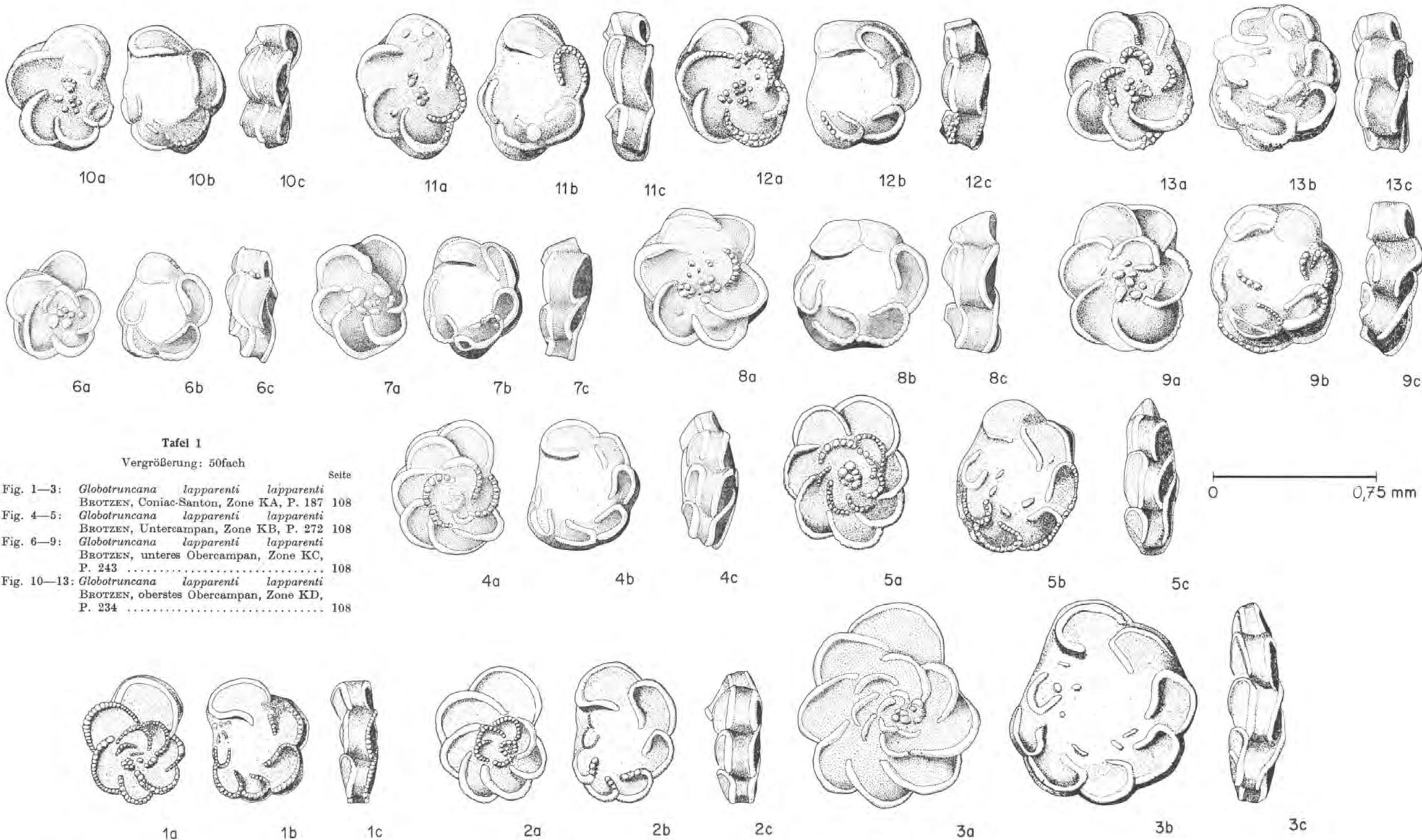
WICHER, C. A., mit einem Beitrag von F. BETTENSTAEDT: Die Gosau-Schichten im Becken von Gams (Österreich) und die Foraminiferengliederung der höheren Oberkreide in der Tethys. — Paläont. Z. 30, Sh., p. 87—136, Taf. 12—13, Stuttgart 1956.

WICHER, C. A. & BETTENSTAEDT, F., mit Beiträgen von O. SEITZ u. R. OBERHAUSER: Zur Oberkreide-Gliederung der bayerischen Innviertel-Bohrungen. — Geol. Bavar. 30, p. 3—54, München 1957.

WILLE, U.: Zur Altersstellung zweier Rudistenriffe in der Gosau der südlichen Osterhorngruppe. — Anz. Österr. Akad. Wiss. 1963, math.-naturw. Kl., p. 154—163, Wien 1963.

ZAPFE, H.: Paläobiologische Untersuchungen an Hippuritenvorkommen der nord-alpinen Gosauschichten. — Verh. Zool.-Botan. Ges. 86/87, p. 73—124, Wien 1937.

ZITTEL, K. A.: Die Bivalven der Gosaugebilde in den nordöstlichen Alpen. Beitrag zur Charakteristik der Kreideformation in Österreich. — Denkschr. k. Akad. Wiss., math.-naturw. Kl., 26, p. 1—122, Taf. 1—27, Wien 1866.



Tafel 1

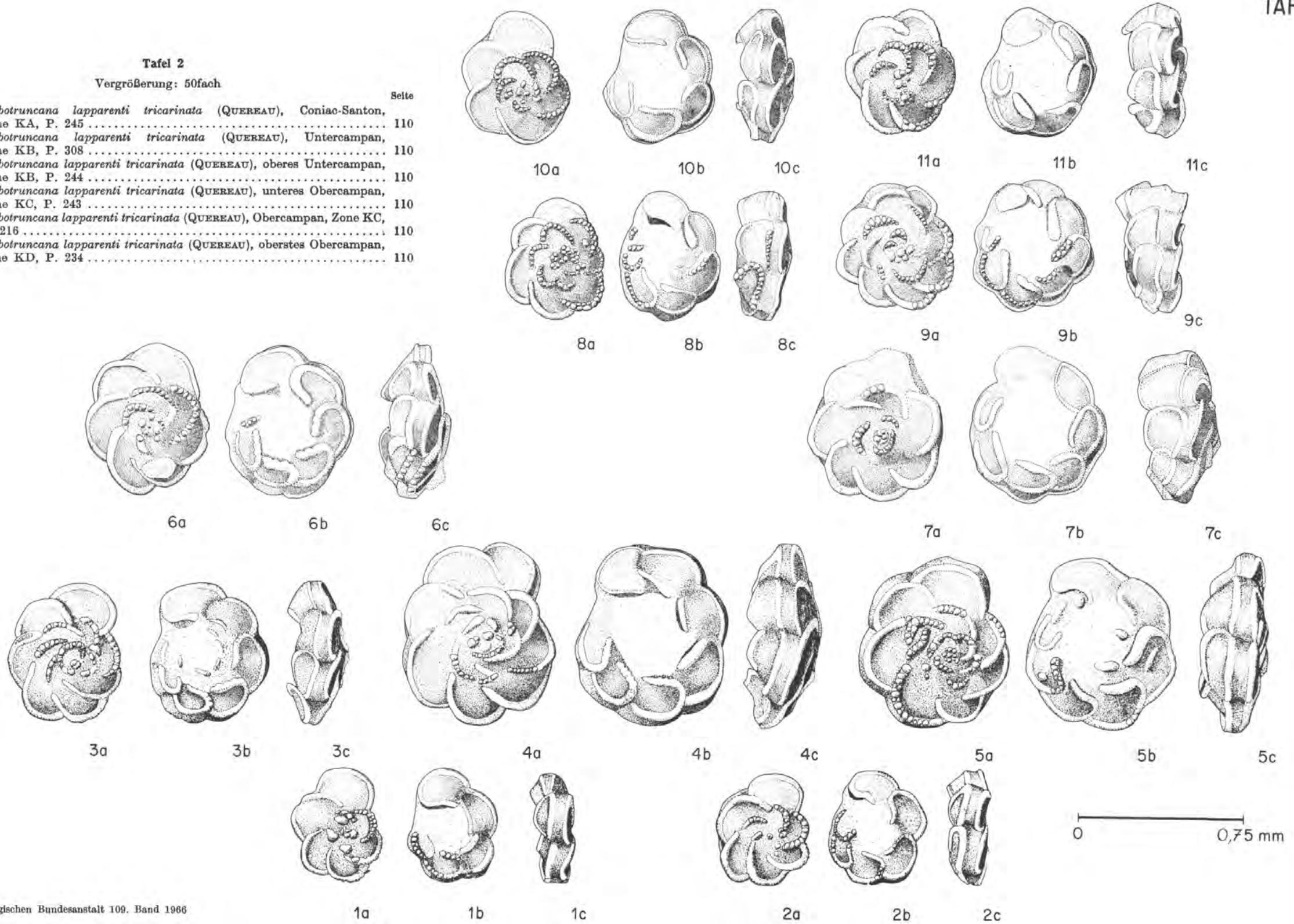
Vergrößerung: 50fach

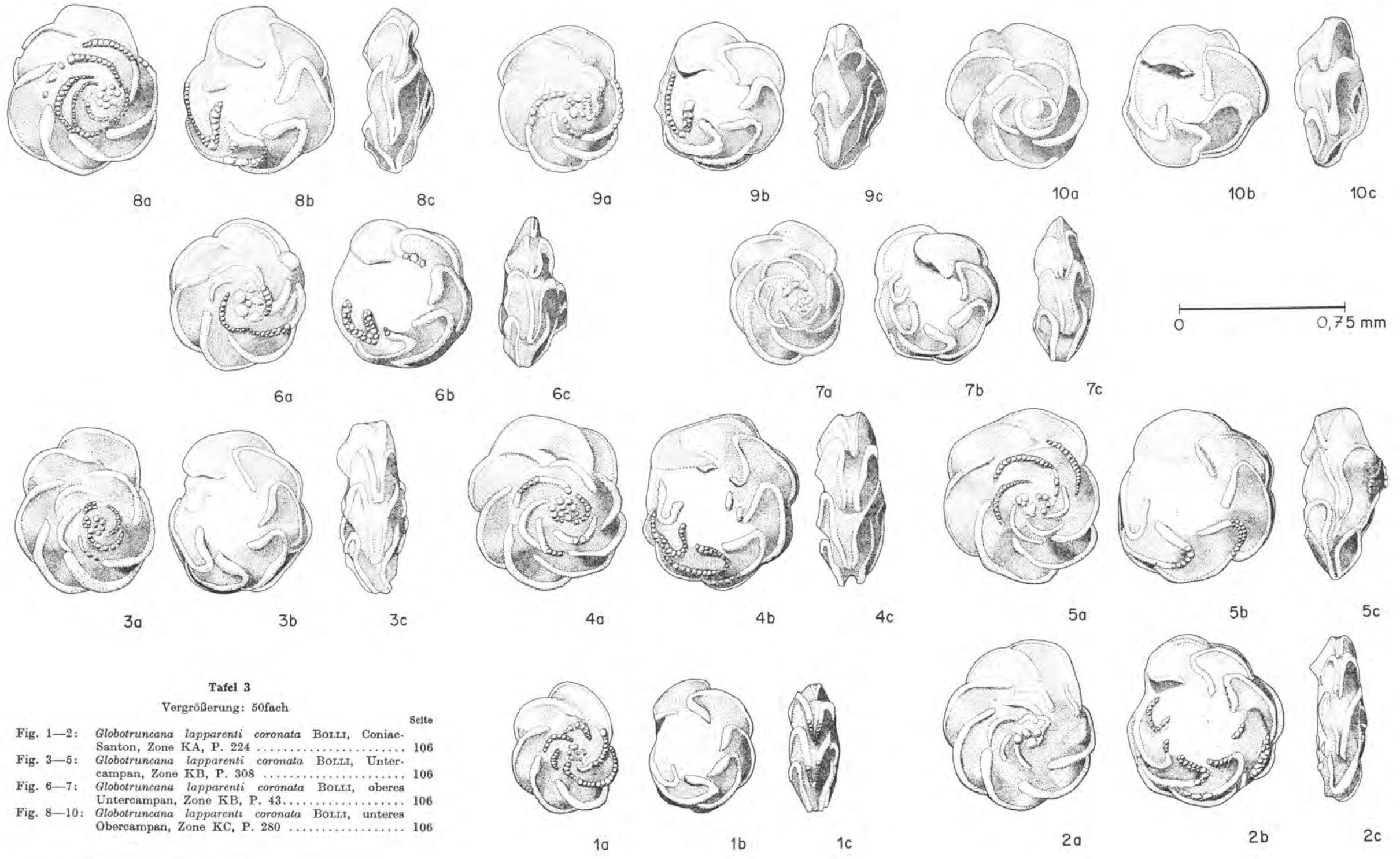
	Seite
Fig. 1—3: <i>Globotruncana lapparenti lapparenti</i> BROTZEN, Coniac-Santon, Zone KA, P. 187	108
Fig. 4—5: <i>Globotruncana lapparenti lapparenti</i> BROTZEN, Untercampan, Zone KB, P. 272	108
Fig. 6—9: <i>Globotruncana lapparenti lapparenti</i> BROTZEN, unteres Obercampan, Zone KC, P. 243	108
Fig. 10—13: <i>Globotruncana lapparenti lapparenti</i> BROTZEN, oberstes Obercampan, Zone KD, P. 234	108

Tafel 2

Vergrößerung: 50fach

	Seite
Fig. 1—2: <i>Globotruncana lapparenti tricarinata</i> (QUEREAU), Coniao-Santon, Zone KA, P. 245	110
Fig. 3—5: <i>Globotruncana lapparenti tricarinata</i> (QUEREAU), Untercampan, Zone KB, P. 308	110
Fig. 6: <i>Globotruncana lapparenti tricarinata</i> (QUEREAU), oberes Untercampan, Zone KB, P. 244	110
Fig. 7: <i>Globotruncana lapparenti tricarinata</i> (QUEREAU), unteres Obercampan, Zone KC, P. 243	110
Fig. 8—9: <i>Globotruncana lapparenti tricarinata</i> (QUEREAU), Obercampan, Zone KC, P. 216	110
Fig. 10—11: <i>Globotruncana lapparenti tricarinata</i> (QUEREAU), oberstes Obercampan, Zone KD, P. 234	110

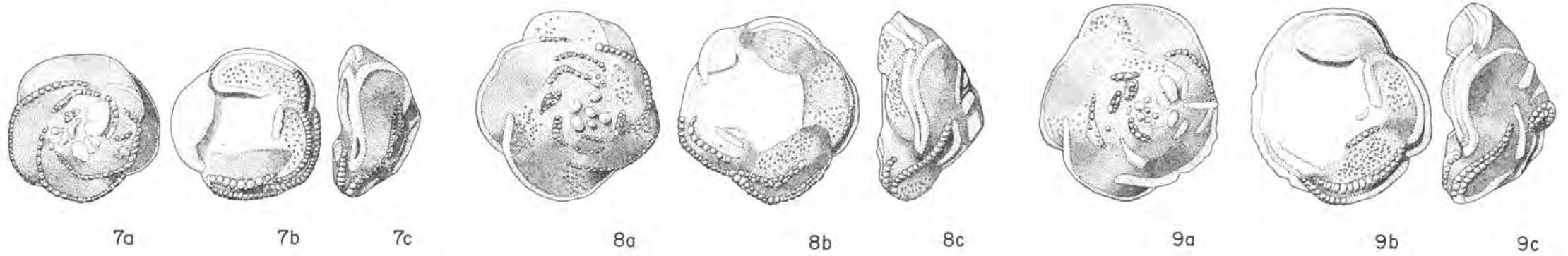




Tafel 3

Vergrößerung: 50fach

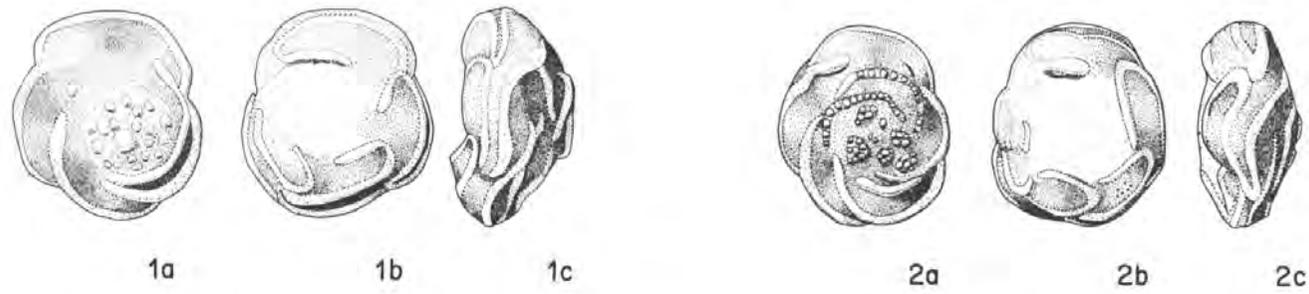
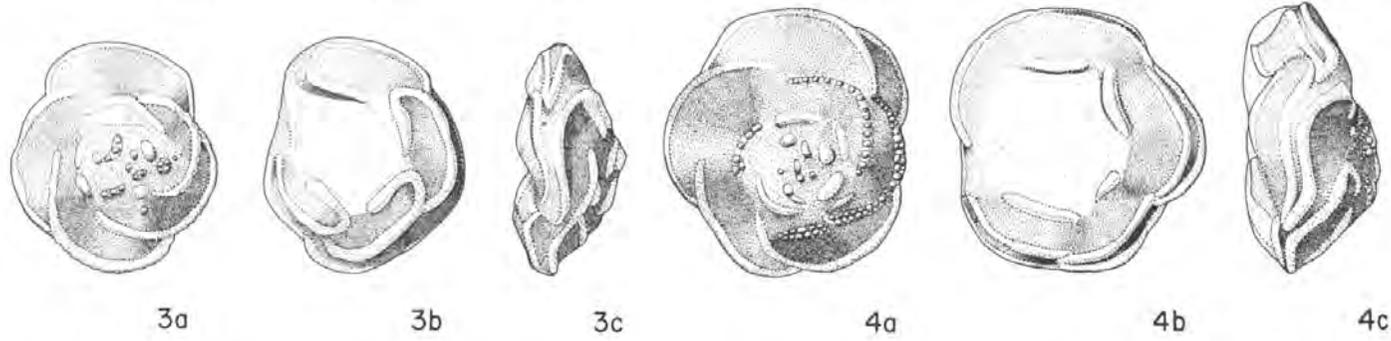
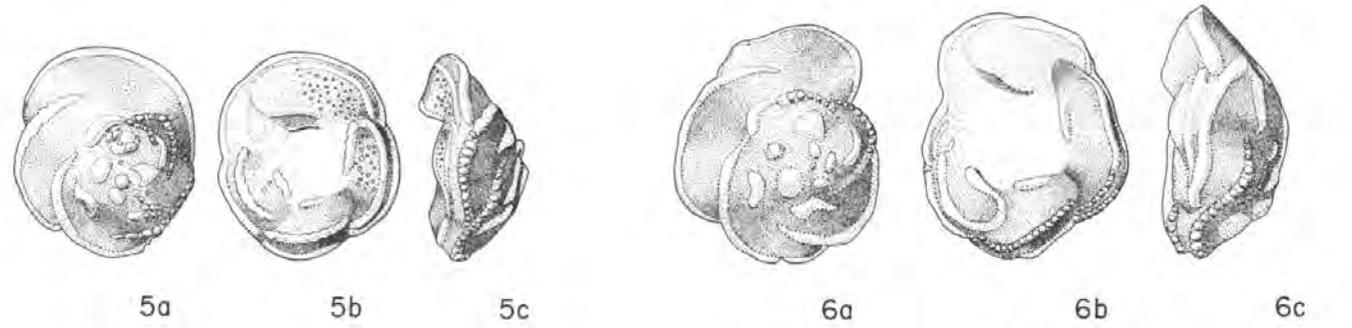
	Seite
Fig. 1—2: <i>Globotruncana lapparenti coronata</i> BOLLI, Coniac-Santon, Zone KA, P. 224	106
Fig. 3—5: <i>Globotruncana lapparenti coronata</i> BOLLI, Unter-campan, Zone KB, P. 308	106
Fig. 6—7: <i>Globotruncana lapparenti coronata</i> BOLLI, oberes Unter-campan, Zone KB, P. 43	106
Fig. 8—10: <i>Globotruncana lapparenti coronata</i> BOLLI, unteres Obercampan, Zone KC, P. 280	106



Tafel 4

Vergrößerung: 50fach

	Seite
Fig. 1—2: <i>Globotruncana fornicata</i> PLUMMER, unteres Obercampan, Zone KC, P. 280	105
Fig. 3—4: <i>Globotruncana fornicata</i> PLUMMER, oberstes Obercampan, Zone KD, P. 234	105
Fig. 5—6: <i>Globotruncana fornicata</i> PLUMMER, Untermaastricht, Zone KE, P. 254	105
Fig. 7—9: <i>Globotruncana fornicata</i> PLUMMER, unteres Obermaastricht, Zone KF, P. 266	105



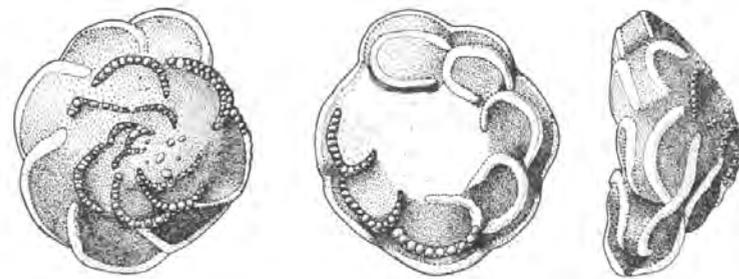
0 ————— 0,75 mm

Tafel 5

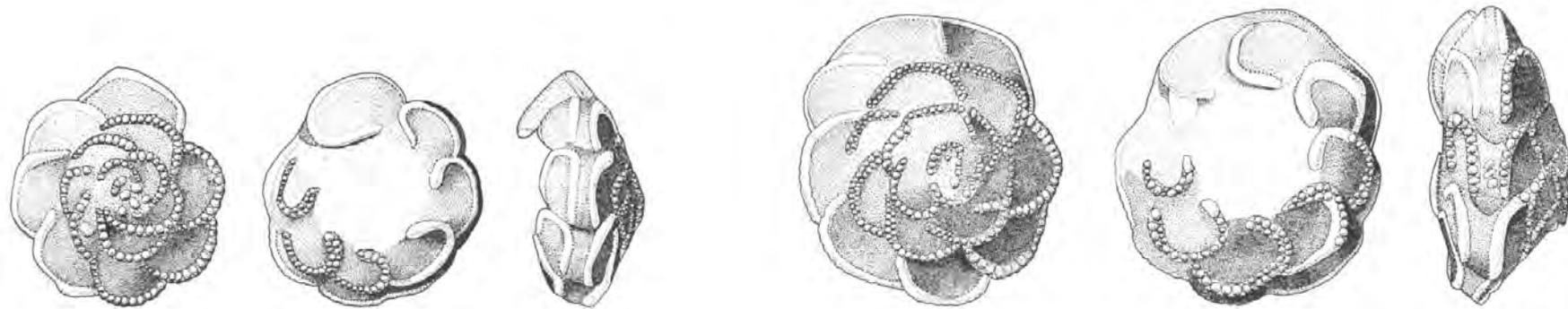
Vergrößerung: 50fach

Seite

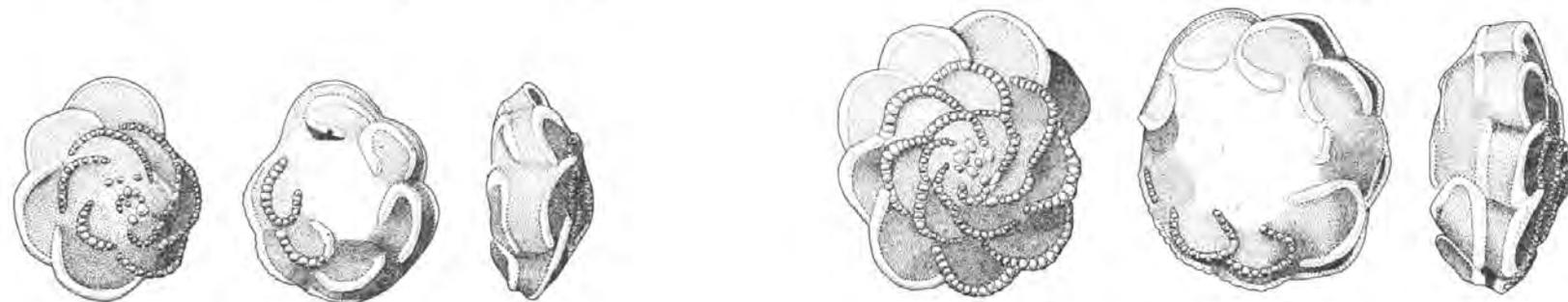
- Fig. 1: *Globotruncana arca* (CUSHMAN), unteres Obercampan, Zone KC, P. 280 96
- Fig. 2—3: *Globotruncana arca* (CUSHMAN), Untermaastricht, Zone KE, P. 255... 96
- Fig. 4—5: *Globotruncana arca* (CUSHMAN), unteres Obermaastricht, Zone KF, P. 163 96
- Fig. 6: *Globotruncana arca* (CUSHMAN), Obermaastricht, Zone KF, P. 214... 96



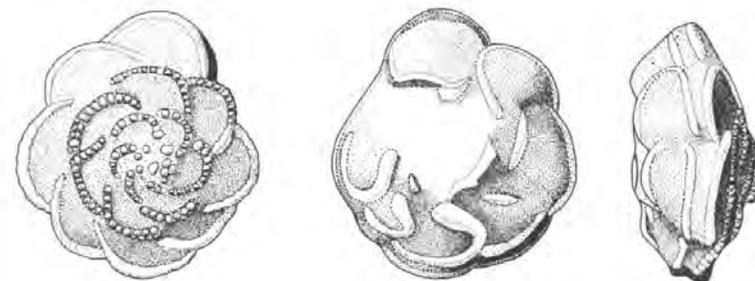
6a 6b 6c



4a 4b 4c 5a 5b 5c

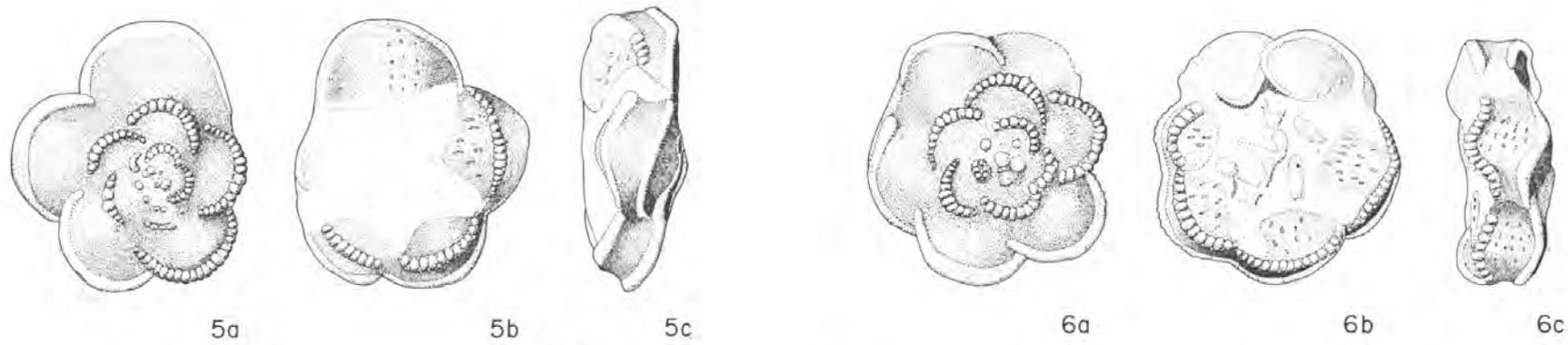


2a 2b 2c 3a 3b 3c



1a 1b 1c





5a

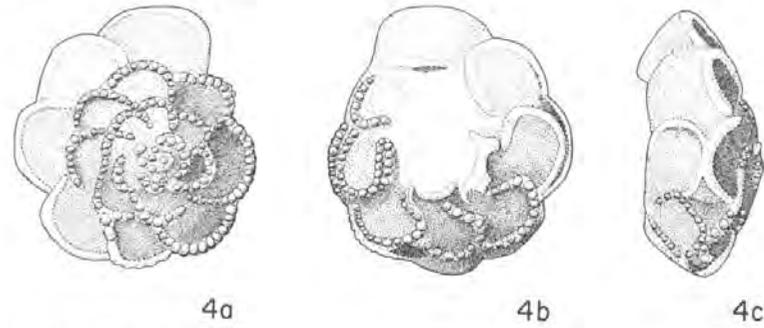
5b

5c

6a

6b

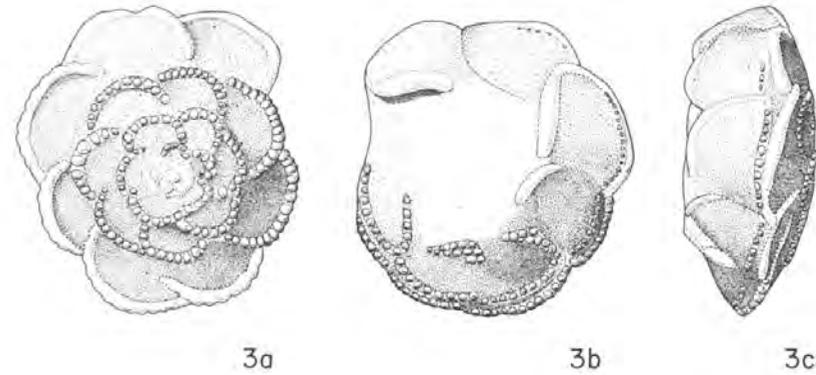
6c



4a

4b

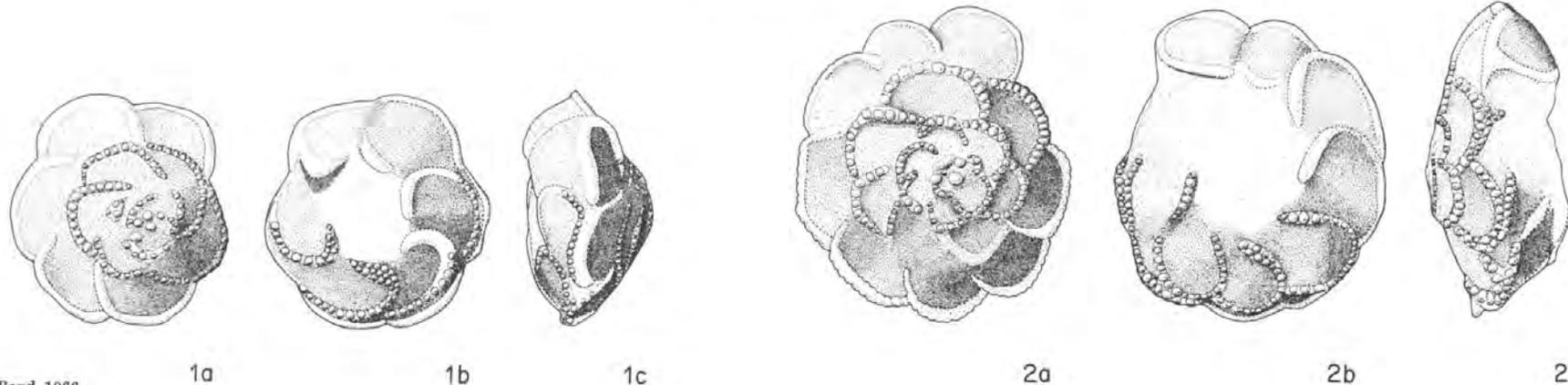
4c



3a

3b

3c



1a

1b

1c

2a

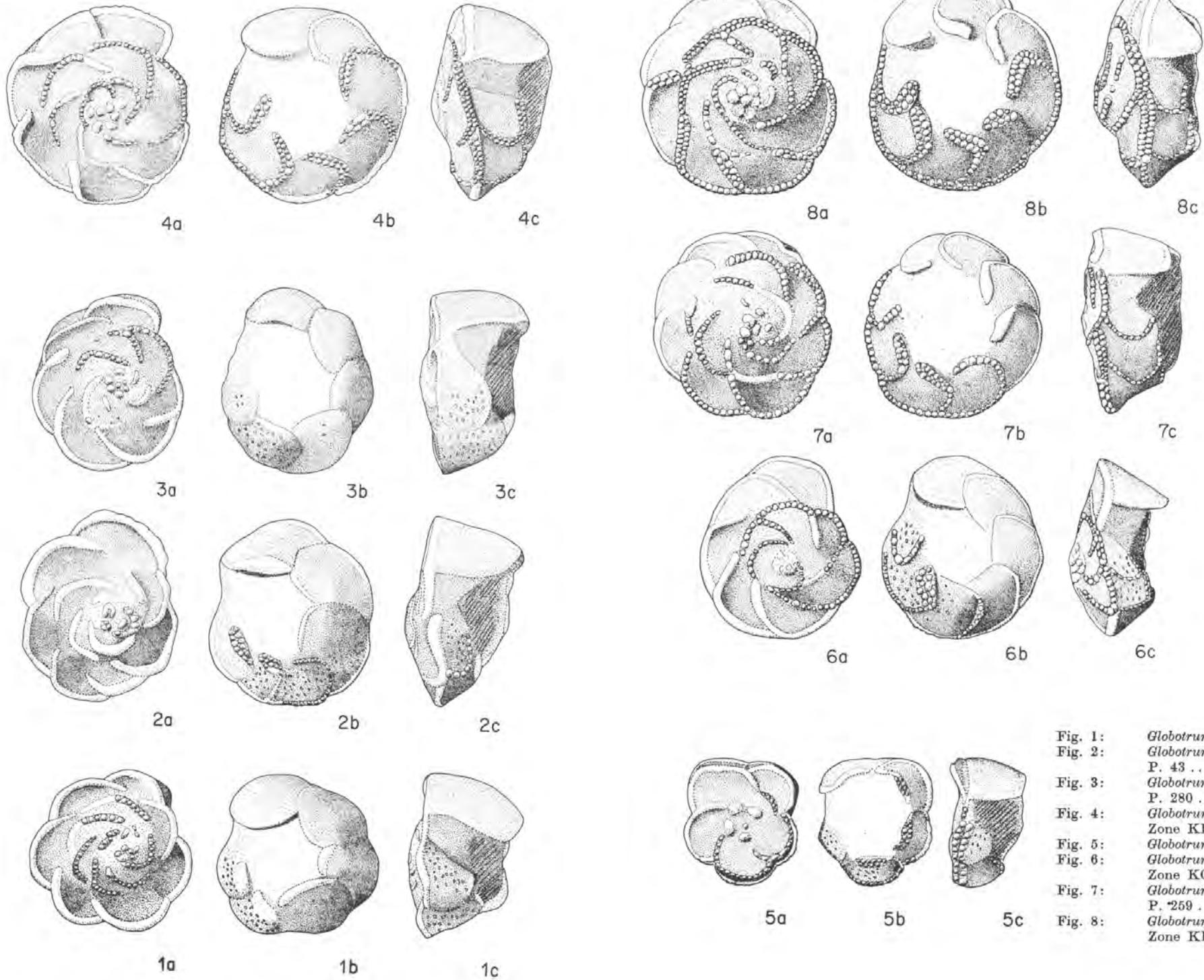
2b

2c

Tafel 6
Vergrößerung: 50fach

	Seite
Fig. 1—2: <i>Globotruncana rosetta rosetta</i> (CARSEY), Untermaastricht, Zone KE, P. 255	113
Fig. 3: <i>Globotruncana rosetta rosetta</i> (CARSEY), unteres Obermaastricht, Zone KF, P. 266	113
Fig. 4: <i>Globotruncana rosetta rosetta</i> (CARSEY), Obermaastricht, Zone KF, P. 220	113
Fig. 5—6: ? <i>Globotruncana mayaroensis</i> BOLLI, Obermaastricht, Zone KF, P. 220	111

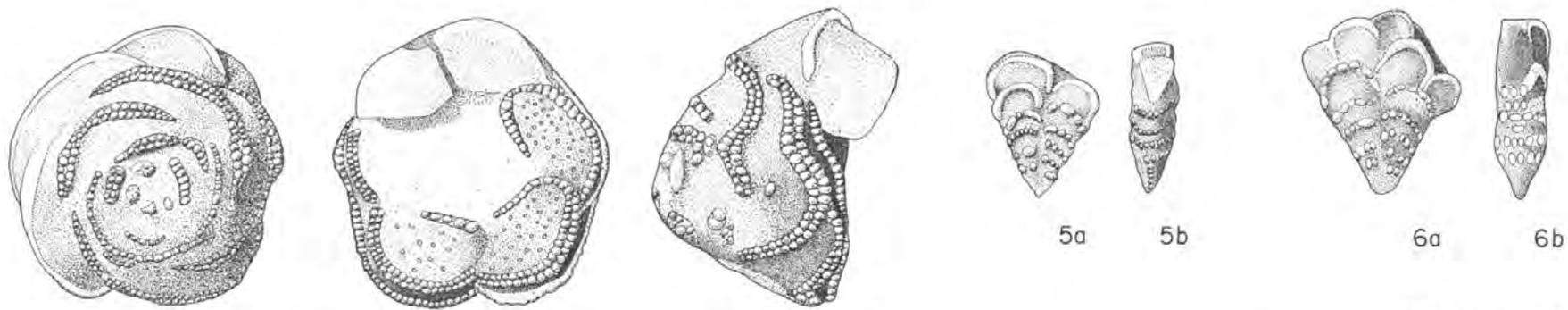




0 0,75 mm

Tafel 7
Vergrößerung: 50fach

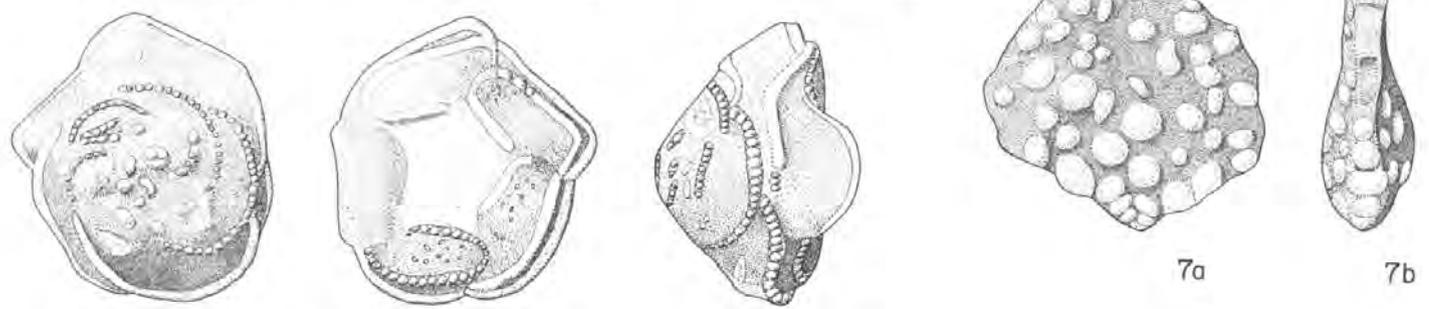
Fig. 1:	<i>Globotruncana elevata elevata</i> (BROTZEN), Untercampan, Zone KB, P. 308	Seite 102
Fig. 2:	<i>Globotruncana elevata elevata</i> (BROTZEN), oberes Untercampan, Zone KB, P. 43	102
Fig. 3:	<i>Globotruncana elevata elevata</i> (BROTZEN), unteres Obercampan, Zone KC, P. 280	102
Fig. 4:	<i>Globotruncana stuarti</i> (DE LAPPARENT), unteres Obermaastricht, Zone KF, P. 266	115
Fig. 5:	<i>Globotruncana concavata</i> (BROTZEN), Untercampan, Zone KB, P. 308	99
Fig. 6:	<i>Globotruncana elevata stuartiformis</i> DALBIEZ, unteres Obercampan, Zone KC, P. 280	103
Fig. 7:	<i>Globotruncana elevata stuartiformis</i> DALBIEZ, Untermaastricht, Zone KE, P. 259	103
Fig. 8:	<i>Globotruncana elevata stuartiformis</i> DALBIEZ, unteres Obermaastricht, Zone KF, P. 266	103



3a 3b 3c 5a 5b 6a 6b

Tafel 8
Vergrößerung: 50fach

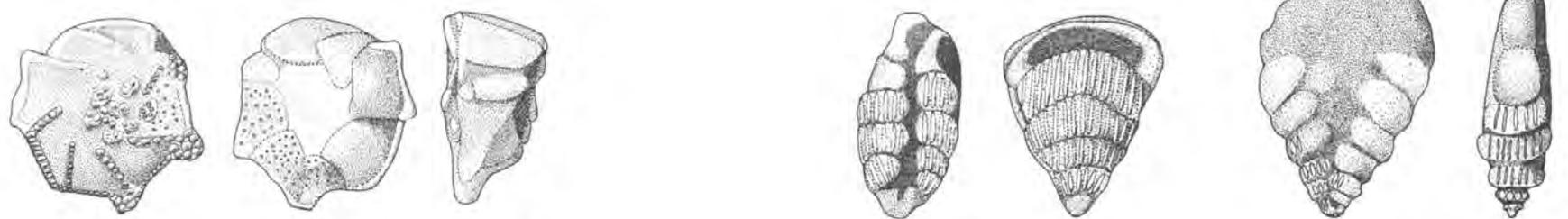
	Seite
Fig. 1:	<i>Globotruncana contusa</i> (CUSHMAN), Untermaastricht, Zone KE, P. 254.. 100
Fig. 2:	<i>Globotruncana contusa</i> (CUSHMAN), unteres Obermaastricht, Zone KF, P. 266 .. 100
Fig. 3:	<i>Globotruncana contusa</i> (CUSHMAN), Obermaastricht, Zone KF, P. 220.. 100
Fig. 4:	<i>Globotruncana calcarata</i> CUSHMAN, oberstes Obercampan, Zone KD, P. 234 .. 98
Fig. 5:	<i>Sigalia deflaensis</i> (SIGAL), Coniac-Santon, Zone KA, P. 138..... 123
Fig. 6:	<i>Sigalia deflaensis</i> (SIGAL), Coniac-Santon, Zone KA, P. 245..... 123
Fig. 7:	<i>Ventilabrella eggeri</i> CUSHMAN, Obercampan, Zone KC, P. 217..... 125
Fig. 8:	<i>Pseudotextularia acervulnoides</i> (EGGER), Obermaastricht, Zone KF, P. 263 .. 119
Fig. 9:	<i>Pseudotextularia varians</i> RZEHAČ, Obermaastricht, Zone KF, P. 290.. 121
Fig. 10:	<i>Pseudotextularia elegans</i> (RZEHAČ), Obermaastricht, Zone KF, P. 263.. 120
Fig. 11:	<i>Gublerina cuvillieri</i> KIKOINE, Obermaastricht, Zone KF, P. 220..... 117



2a 2b 2c 7a 7b



1a 1b 1c 8a 8b 9a 9b



4a 4b 4c 10a 10b 11a 11b

VERBREITUNGSTABELLE DER WICHTIGSTEN PLANKTONISCHEN FORAMINIFEREN DER OBERKREIDE UND DES ALTERTIÄRS

VON U. WILLE 1963

TAFEL 9

Zeit:	CONIAC - SANTON		CAMPAN			MAASTRICHT		PALEOZÄN		EOZÄN
	Lapparenti Globotruncanen, Sigalia deflaensis		U.-CAMP.	OBERCAMPAN	OBERCAMPAN	U-MAASTR.	OBERMAASTRICHT	THANET	ILERD	UNTEREOZÄN
	Zone KA		Globotruncana elevata elevata Zone KB	Globotr. arca, Globotr. fornicata Zone KC	Globotr. calcar. Zone KD	Globotr. contusa Zone KE	Globotr. mayaroensis Zone KF	Zone D Gohrbandt	Zone E Gohrbandt 1963	Globorotalia aragonensis
Kennzeichnende Arten:										
Faunenzone:										
Globotruncana lapparenti lapparenti BROTZEN										
Globotruncana lapparenti coronata BOLLI										
Globotruncana lapparenti tricarinata (QUEREAU)										
Globotruncana concavata (BROTZEN)										
Globotruncana marginata (REUSS)										
Globotruncana elevata elevata (BROTZEN)										
Globotruncana elevata elevata stuartiformis DALBIEZ										
Globotruncana arca (CUSHMAN)										
Globotruncana fornicata PLUMMER										
Globotruncana rosetta rosetta (CARSEY)										
Globotruncana calcarata (CUSHMAN)										
Globotruncana contusa (CUSHMAN)										
Globotruncana gannseri BOLLI										
Globotruncana mayaroensis BOLLI										
Globotruncana stuarti (DE LAPPARENT)										
Rugoglobigerina rugosa (PLUMMER)										
Sigalia deflaensis (SIGAL)										
Ventilabrella eggeri CUSHMAN										
Heterohelix globulosa (EHRENBERG)										
Heterohelix striata (EHRENBERG)										
Pseudotextularia elegans (RZEHA)										
Pseudotextularia varians RZEHA										
Pseudotextularia acervulinoides (EGGER)										
Gublerina cuvillieri KIKOINE										
Globigerina pseudobulloides varianta SUBBOTINA										
Globigerina linaperta FINLAY										
Globigerina triloculinoides PLUMMER										
Globigerina gravelli BRONNIMANN										
Globorotalia pseudomenardii BOLLI										
Globorotalia angulata abundocamerata BOLLI										
Globorotalia aequa CUSHMAN & RENZ										
Globorotalia velascoensis oclusa LOEBLICH & TAPPAN										
Globorotalia velascoensis velascoensis (CUSHMAN)										
Globorotalia velascoensis parva REY										
Globorotalia marginodentata SUBBOTINA										
Globorotalia rex MARTIN										
Globorotalia subbotinae MOROZOVA										
Globorotalia cf. formosa gracilis BOLLI										
Globorotalia aragonensis (NUTTALL)										
Globorotalia primitiva (FINLAY)										
Globorotalia soldadoensis soldadoensis (BRONNIMANN)										
Globorotalia soldadoensis angulosa (BOLLI)										
	Untere Graue Mergel und Sandsteine		Schichten in Nierntaler Fazies			Zwieselalmschichten				Mergel und Sandsteine des Untereozäns

Geologische Karte DER GOSAUVORKOMMEN IM RAUME VON GOSAU UND ABTENAU

aufgenommen in den Jahren 1960-62
von U. Wille - Janoschek

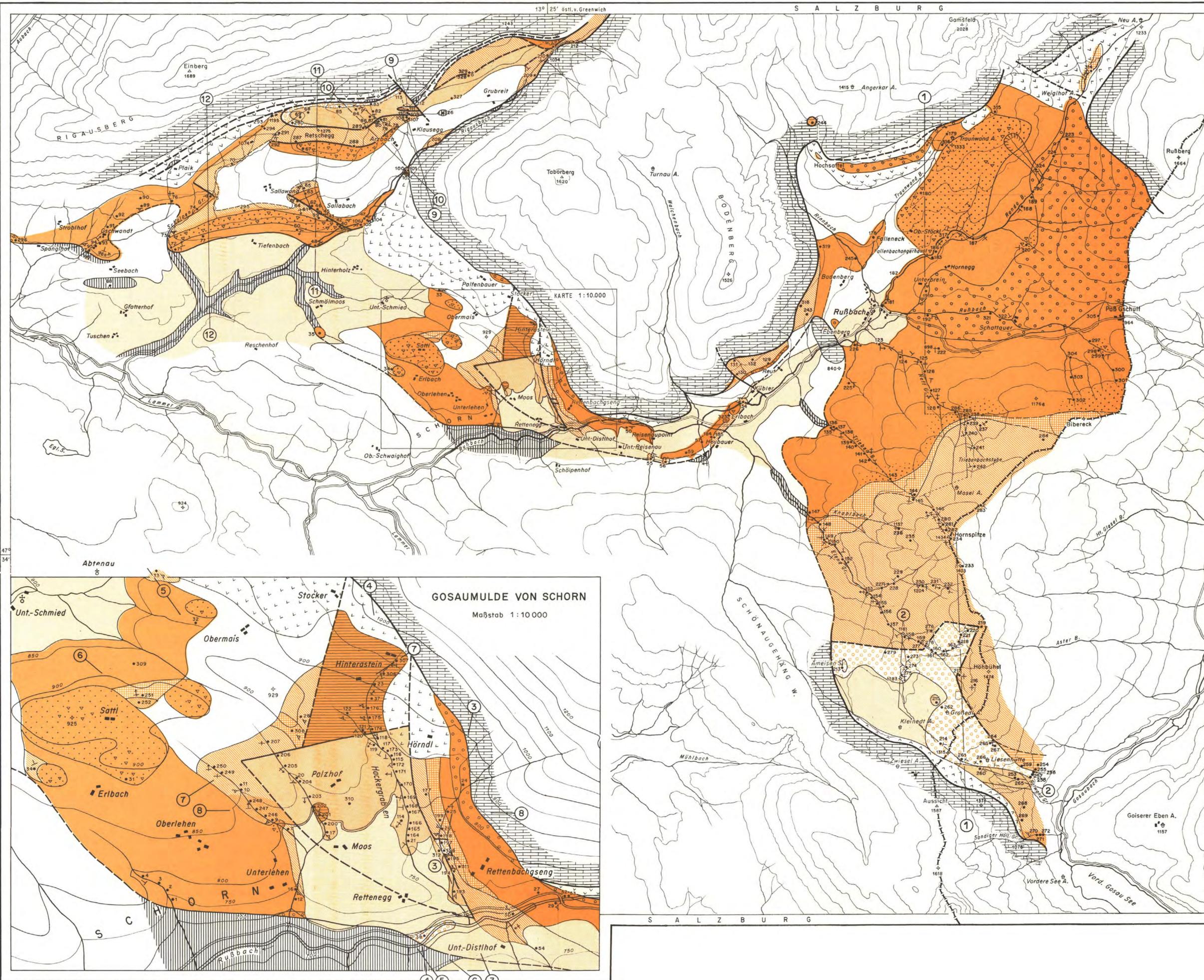
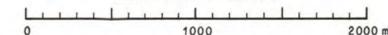
LEGENDE :

- Aufschlußloses Gelände
- Hangschutt
- Rutschung
- Terrassen und Moränen
- Untereozän
- Paleozän
- Obermaastricht } Zwieselalmschichten
- Untermaastricht } Schichten in Nierentaler Fazies
- Obercampan
- Untercampan
- Untercampan, Unteres Obercampan – Obere Graue Mergel u. Sandsteine
- Coniac-Santon – Untere Graue Mergel u. Sandsteine m. Riffkomplexen
- Grundkonglomerat
- Trias und Jura im allgemeinen
- Haselgebirge

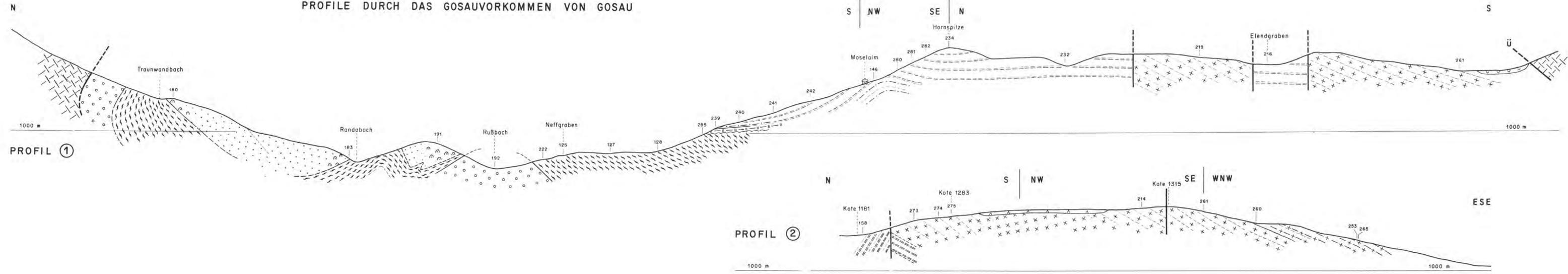
Fallzeichen:	+	0°	↑	46°-60°
	+	1°-15°	△	61°-75°
	⊥	16°-30°	△	76°-89°
	↑	31°-45°	+	90°

- Schichtgrenze, sicher
- Schichtgrenze, vermuteter Verlauf
- Gosau - Trias - Grenze, nicht gestört
- Gosau - Trias - Grenze, vermuteter Verlauf
- Störungslinie, sicher
- Störungslinie, vermuteter Verlauf

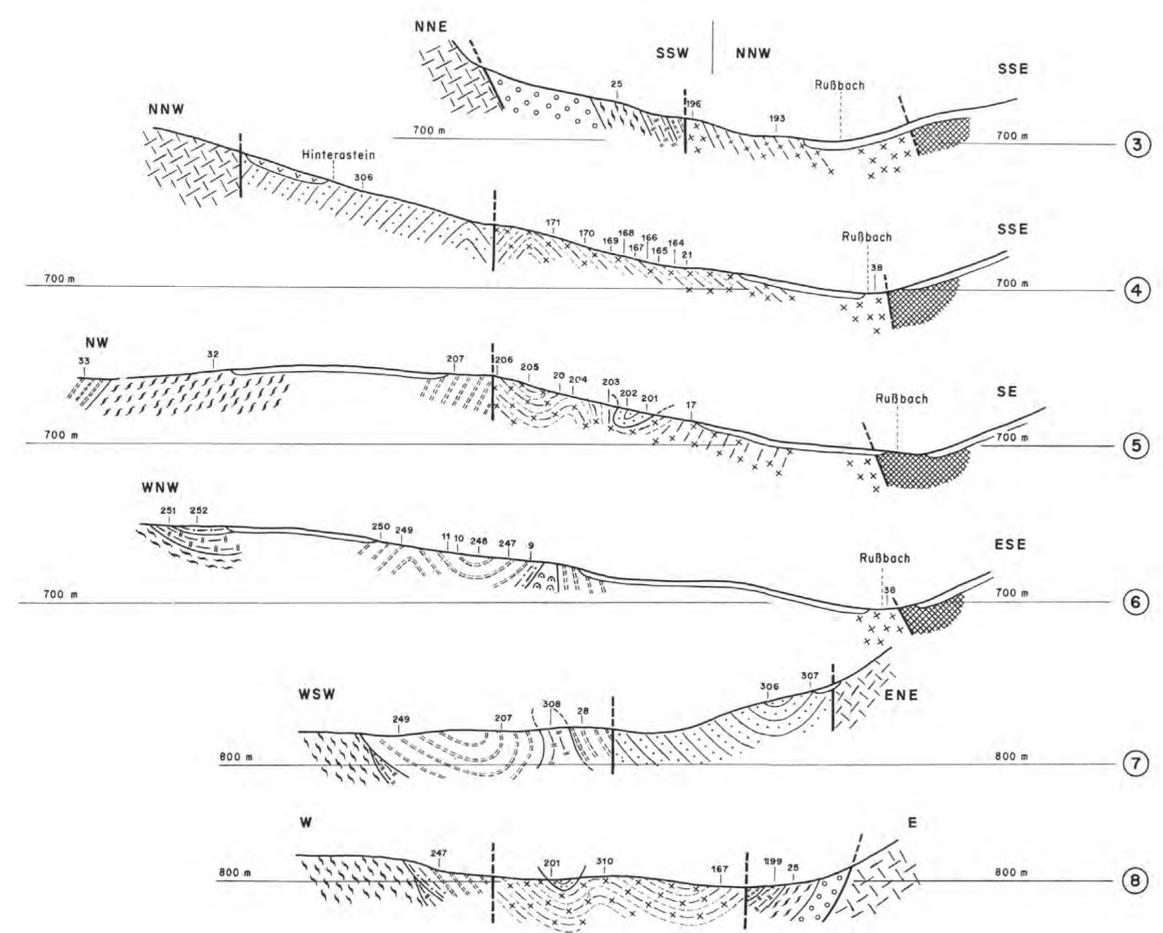
MASSTAB 1:25.000



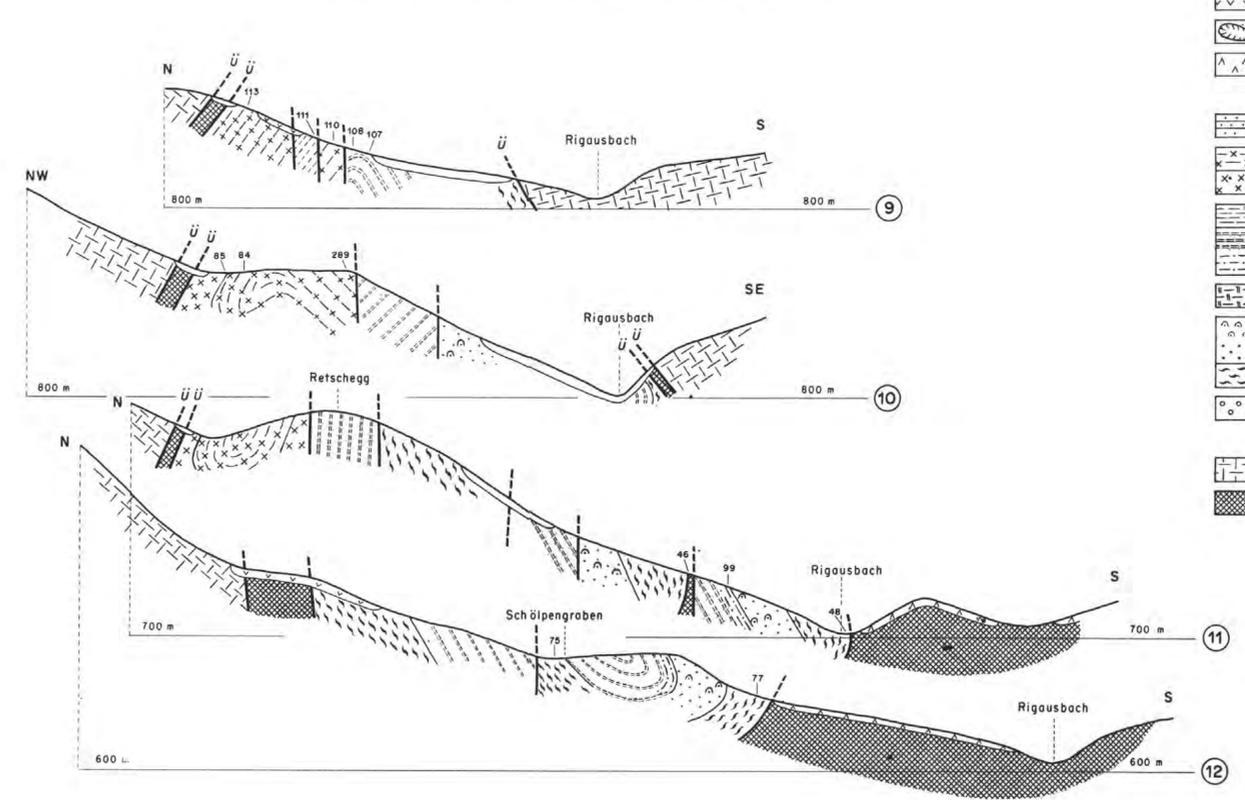
PROFILE DURCH DAS GOSAUVORKOMMEN VON GOSAU



PROFILSERIE DURCH DIE GOSAUMLUDE VON SCHORN



PROFILSERIE DURCH DIE GOSAU VON RIGAU



- Aufschlußloses Gelände
- Hangschutt
- Rutschung
- Terrassen und Moränen
- Untereozän
- Paleozän
- Obermaastricht
- Untermaastricht
- Obercampan
- Untercampan
- Untercampan, Unteres Obercampan – Obere Graue Mergel u. Sandsteine
- Coniac-Santon – Untere Graue Mergel u. Sandsteine m. Riffflexen
- Grundkonglomerat
- Trias und Jura im allgemeinen
- Haselgebirge

M a ß s t a b :
1 : 10.000

Geleitworte zu den Tabellen des Nord- und Südalpinen Jura der Ostalpen

VON Georg ROSENBERG (Wien) *)

Mit Beiträgen von W. KLAUS und R. OBERHAUSER

(mit 3 Tafeln)

„Jurassic Tables“ of the Northern and Southern Alps

(résumé by H. KÜPPER)

To follow up the well known "Triassic Tables" (1959) by G. ROSENBERG, the same author presents now a similar set of "Jurassic Tables" giving a digest of what is known about the jurassic stratigraphy in the Northern and Southern Alps. These present tables are the result of long and careful studies by which, in many cases for the first time, a well founded appraisal for inter-correlations could be attained. It is to be emphasized that the "Jurassic tables" cover those realms of the European Jurassic only, which are situated inside the alpine-karpatian tectonic belt; furthermore the author wants to have them understood as mainly compiling and coordinating data for the purpose of preparing a well balanced basis for future (stratigraphic) work.

Although from the side of classical stratigraphy so far nearly all has been said, we believe that in applying new means and methods the tables will prove an indispensable framework for reference and future orientation.

Den „Tabellen der Nord- und Südalpinen Trias der Ostalpen“ des Verfassers (Jahrb. Geol. B.-Anst., Wien 1959, S. 477, Tafeln XVI, XVII und XVIII) folgen nun gleichartige des Nord- und Südalpinen Jura der Ostalpen.

Für diese Arbeit stand ein Preis des Theodor-Körner-Stiftungsfonds zur Förderung von Wissenschaft und Kunst zur Verfügung, wofür dieser Institution der ergebenste Dank ausgesprochen wird.

War die „Trias“ vorerst persönliche Information, die schließlich l. c. zur Veröffentlichung gelangte, so ist diese Jura-Übersicht, nach langen Vorbereitungen, letztlich spontan gereift, als neue Standardwerke (ARKELL, HÖLDER) zur Verfügung standen und die „Empfehlungen“ des COLLOQUE DU JURASSIQUE eine weltmaßstäbliche Einbindung gewährleisteten.

Eine alpine Jura-„Lethaea“ gibt es nicht. Der „DAQUÉ“ streift alpine Verhältnisse nur. So erfolgt auch diese Publikation, ähnlich der

*) Adresse des Verfassers: Wien, XIX., Hauptstraße 43, A-1190.

der „Trias“, im Bewußtsein, gewiß kein Ersatz für ein derartiges Werk über den Alpenen Jura, aber umso notwendiger zu sein.

Wieder ist sie als referierender Arbeitsbehelf für den im kalkalpinen Felde und am Mikroskop arbeitenden Geologen, sowie für den höheren Unterricht gedacht, wobei der Akzent auf „Referat“ liegt, was anlässlich der „Trias“ nicht immer verstanden sein wollte. Ein derartiges Kompendium ist kein Reservat für „Auffassungen“.

Für Rat und Tat habe ich Professor Dr. H. HÖLDER, sowie Dr. H. HOLLMANN (Münster/Westfalen), Dr. V. JAKOBSHAGEN (Marburg/Lahn), Professor Dr. A. KIESLINGER (Wien) (Marmore), Professor Dr. P. LEONARDI (Ferrara) (Leihgabe: „Pollini-Cuzzi) und, nur alphabetisch an letzter, sonst an allererster Stelle, Professor Dr. H. ZAPFE (Wien) herzlich zu danken; von ihm stammt so manche grundsätzliche Anregung.

So, gleich die Vorschaltung der „Empfehlungen“ des COLLOQUE DU JURASSIQUE, Luxemburg 1962, über die Reichweiten der Hauptstufen, Stufen und Unterstufen, in den hier verwendeten Fassungen nach P1A, und einer Säule der allgemeinen Zonen-Großgliederung vornehmlich tethy-schen Charakters, wodurch der Konnex der Generallinien mit den Verhältnissen im ostkalkalpinen Jura direkt ablesbar erscheint.

Es ist erstaunlich, wieviele Zonen im letzterem durch die Zonen-Leitform selbst nachgewiesen sind. Erhebliche Lücken scheinen ja nur im höheren Dogger und im Malm auf, wobei es sich sichtlich mehrfach um Zonen doch mindereren Allgemeinbedeutung handelt. Nirgends alpin faßbar scheint das Niveau des *Quenstedticeras(Lamberticeras)mariae* zu sein, was schon ARKELL gewußt hat.

Freilich gibt es kein Profil mit so weit durchlaufenden, geschweige denn allen Zonen. Die „Lückenhaftigkeit des Alpenen Jura“ ist Tatsache.

Einem Überangebot aus dem Reich der „Nebenereignisse“ (P1A) gegenüber, wurde, aus Gründen der Lesbarkeit und der Verdeutlichung des Wesentlichen, eine Überlastung der Tabelle vermieden.

Altbekanntes spezifisch nachgewiesenen Formen wurde Vorzug gegeben, weiters solchen, gleicherweise bekannten, die in neueren und neuesten Arbeiten als spezifisch voll bestimmt aufscheinen, schließlich einigen, die zeitgemäß umbestimmt worden sind. Die neuen ausgezeichneten Arbeiten deutscher Forscher im Außer-alpinen und Alpenen Jura wurden herangezogen.

So gelang es, die WÄHNERSche alpine Lias-Gliederung und die süd-alpinen Zonen DONOVANS von 1958 zeitgemäß zu interpolieren und als alpine Spezialzonen hervorzuheben. Hingegen wurden die von G. DAL PLAZ 1907, in den Feltriner Alpen aufgestellten Malm-„Zonen“ nicht als regional vollwertig erachtet, ihre anerkannten Hauptvertreter jedoch unter den heute gebräuchlichen Gattungsnamen angeführt, die „Zonen“-Formen nur etwas vorgezogen.

Heikel war die Entscheidung für die Aufnahme der einen oder der anderen Zonen-Leitform zwischen geringwertig divergierenden Modalitäten, da man, wie auf Karten, verschiedene Möglichkeiten bekanntlich nicht andeuten kann. Anlehnung an die Fassung BIRKENMAJERS erschien zweckmäßig.

Schwierigkeiten bereiteten die Namensgebungs-Sucht, Fallstricke die ständigen generischen Umstellungen, im Jura weit ärger als in der Alpenen Trias. Rückläufige Tendenz wiederum, entwertet mühsam fixierte Stadien. So müßte man gegenwärtig überhaupt nur mehr „Belemnites“ aufführen (SCHWEGLER), wobei man sich dem Verdacht unzulässiger Arbeitsvereinfachung aussetzte. Was gemeint ist, wird immerhin zu erkennen sein.

Die Schichtennamen-Sparte bot Gelegenheit, die zahllosen unübersichtlich gewordenen schichtkundlichen Synonyma und Überschneidungen, vor deren alpiner Hypertrophie selbst ARKELL und HÖLDER mit leisem Sarkasmus kapitulierten, zu ordnen und durch Subsumierung Wertungen anzudeuten. Dieser Zustand, wiewohl sicherlich primär historisch bedingt, hat erst in jüngster Zeit, zum Teil deckentheoretischen Vorstellungen zu willen, so gewuchert. Man denke nur an die zahllosen Begriffsstreuungen für Jurahornstein- und Tithonflaserkalk, ja selbst für Adneter Schichten.

Die Fazies-Bereiche wurden nach PIA, TRAUTH und FABRICIUS einzuteilen versucht. Besonders prekär ist im Alpenen Jura — anders als bei der Trias — eigentliche Riff- und lagunäre Bildungen einem solchen Schema einzupassen. Handelt es sich doch zumeist um beckenartige Ablagerungsbereiche von der Frage Biostrom-Bioherm gar nicht zu reden. Überschneidungen und willkürliche Trennungen mußten hingenommen werden. Da wirken sich die starren Vertikalrubriken besonders ungünstig aus.

Auflockerung der unvermeidlichen Trennungsstriche, auch der horizontalen, wurde zumindest angestrebt. Das anläßlich der „Trias“ zur zeichnerischen „Wohlgeordnetheit“ Gesagte gilt auch hier.

In Literatúrauswahl kamen nur neuere und neueste arbeitspraktische Werke.

Literatur

DAQUÉ, E.: Wirbellose des Jura, in „Leitfossilien“, herausgegeben von G. GÜRICH, Siebente Lieferung, Berlin, 1934.

VETTERS, H.: Erläuterungen zur Geologischen Karte von Österreich und seinen Nachbargebieten (Eine stratigraphisch-petrographische Übersicht). — Geologische Bundesanstalt, Wien 1937.

ARKELL, W. J.: Jurassic Geology of the world. — London, Edinburgh 1956.

POLLINI, A. und CUZZI, G.: Cronostratigrafia del Giura medio-superiore e della Creta inferiore lombardi e significato delle faune ad aptici. — Associazione Sedimentologica Italiana, Milano 1960.

HÖLDER, H.: Bericht über das Internationale Jura-Kolloquium in Luxemburg und Nancy im August 1962. — Jahresberichte und Mitteilungen des Oberrheinischen Geologischen Vereines, Neue Folge; Bd. XLIV, Jahrg. 1962, Stuttgart 1962, S. 165.

HÖLDER, H.: Empfehlungen des Colloque du Jurassique in Luxemburg 1962. — Neues Jahrb. f. Geol. u. Pal., Monatshefte, Jahrg. 1963, Stuttgart 1963, S. 215.

BIRKENMAJER, K.: Stratigraphy and Paleogeography of the Czorszyn series (Pieniny Klippen belt, Carpathians) in Poland. — Studia geologica polonica, Vol. IX, Warschau 1963 (Polska Akademia Nauk, Zaklad Nauk Geologicznych) S. 7.

HÖLDER, H.: Jura; Handbuch der stratigraphischen Geologie, herausgegeben von Fr. LOTZE, IV. Bd., Stuttgart 1964.

GEYER, F. O. und GWINNER, M. P.: Einführung in die Geologie von Baden-Württemberg. — Stuttgart 1964.

ZEISS, A.: Gliederung und Grenzen des Oberen Jura in Europa. — Carpatho-Balkan Geological Association, VII Congress Sofia, September 1965. Reports, Part II, Vol. I, 1965, S. 107.

Mit Beiträgen von W. Klaus und R. Oberhäuser

Stratigraphie					Zonen		Spezialzonen		Faunen		Floren	
Serie	Hauptstufe	Stufe	Unterstufe	Buchstaben	ALLGEMEINE ZONEN - GROSSGLIEDERUNG	OSTALPINE ZONEN - NACHWEISE	OSTALPINE Spezialzonen und Ereignisse	Faunen	Floren	Gruppierung		
Ära: Mesozoikum - Formation: Jura					Colloque du Jurassique 1962					Autor: R. Oberhäuser	Autor: W. Klaus	
Malm	Obermalm	Tithon	Oberes	Sp	Virgatospirites transitorius	Virgatospirites transitorius	Berisella paramaticenta, Berisella progenitor, Sublithoceras senex, Microcancoceras microcancanthum, Simoceras volanense, Aspidoceras neoburgense, Aspidoceras rogoxniense, longispinum, Aspidoceras zeuschneri, Aspidoceras rafaelti	Duvalia zeuschneri, ensifer, Duvalia tithonica	Diceraceras luci, Pygope euganensis, rectangularis, ganitior, Rhynchonella asteriana, Sphaeractinia diceratina, Jtiera rugifera, cabaneti, Nerinea hoheneggeri, Ellipsactinia polypora	Crassicollaria intermedia, Calpionella alpina, Crassicollaria coloni	Klukisporites pseudoreticulatus, Eucommiidites minor, Cicatricosisporites venustus	
			Mittleres	Sp ₁	Gravesia hybonota	Taramelliceras lithographicum	Lithoceras geron, Physodoceras cycloctum, Subplanites contiguum, Simoceras albertinum, Virgatospirites riedensis, Hybonotoceras kachense	Hemityloceras montanum, Thysanolytoceras tiebigi, subtile, Pyllophylloceras ptychoicum, zygna, geminum, Protetragonites quadrisulcatus, Partschiceras ptychostoma	Akiocochelii, Pygope diphya, Pygope triangulus, Clypeina jurassica, Pygope bouei, Saccocomidae, Laevapychus obliquus			
			Unteres	Sp ₂	Hybonotoceras beckeri	Hybonotoceras beckeri	Lithoceras subgeron, Hybonotoceras pressulum, Taramelliceras pugile		Lobothyrus bisuffaricata			
Malm	Mittelmalm	Kimmeridge	Vergulien	E ₁	Hybonotoceras beckeri	Hybonotoceras beckeri	Lithoceras subgeron, Hybonotoceras pressulum, Taramelliceras pugile				Klukisporites pseudoreticulatus, Eucommiidites minor, Cicatricosisporites venustus	
			Mittleres	E ₂	Aulacostephanus pseudomutabilis	Aulacostephanus pseudomutabilis	Taramelliceras trachynotum, strombecki, compsum, Simoceras contortum, Aspidoceras acanthicum, Lytoceras polycolum, Jdoceras taramelli, dedalum, Aspidoceras uhlandi, binodum, Phylloceras isotypum, Mesosimoceras bentanus, Phylloceras praeposterum	Hidolites semisulcatus, Gonatocheili	Jnoceramus oosteri, Lamellaptychus beyrichi, retectostatus (f. typ.)			
			Unteres	E ₃	Streblites tenuilobatus	Streblites tenuilobatus	Aspidoceras uhlandi, binodum, Phylloceras isotypum, Mesosimoceras bentanus, Phylloceras praeposterum					
Malm	Untermalm	Oxford	Oberes	β ₁	Epipeltoceras bimammatum	Epipeltoceras bimammatum	Prionodoceras veronense, Euaspidoceras ruppelense, euryostomum, Perisphinctes airoldi, Tornquistes nicolosi, Euaspidoceras oegir	Duvalia muelleri, Duvalia voronensis, Hidolites schloenbachi	Galamophyllia flabellum, Leptophyllia intermedia, Lamellaptychus inflexicosta, Lamellaptychus sparsimellorvus		Klukisporites pseudoreticulatus, Eucommiidites minor, Cicatricosisporites venustus	
			Mittleres	β ₂	Peltoceras transversarium	Peltoceras transversarium	Euaspidoceras ruppelense, euryostomum, Perisphinctes airoldi, Tornquistes nicolosi, Euaspidoceras oegir		Lacunosella visulica, Placunopsis consorziensis			
			Unteres	β ₃	Cardioceras cordatum	Cardioceras cordatum	Euaspidoceras ovale, Perisphinctes cyrilli					
Dogger	Mitteldogger	Bathonien	Oberes	ε ₃	Quenstedtoceras lamberti	Quenstedtoceras lamberti	Oxycerites tili, Hectioceras lunuloides, Reineckia ernesti-meyeri, Reineckia greppini, Reineckia tyrannus, Perisphinctes dalmanensis, Indosphinctes patina, Sowerbyceras neumayri	Hidolites hastatus	Leptocochelii, Terebratula antepecta, Rhynchonella vilsensis, Entolium dimissus		Stoptinisporites hungaricus, Cingulatisporites pseudoolveolatus, Foveatrites irregulatus, Klukisporites variegatus, Applanopsis clamperti	
			Mittleres	ε ₂	Macrocephalites macrocephalus	Macrocephalites macrocephalus	Oxycerites fuscus, Epistrenoceras contrarium, Perisphinctes procerus, Oppeia propofusca, Morphoceras dimorphum, Perisphinctes indicus					
			Unteres	ε ₁	Zigzagoceras zigzag	Zigzagoceras zigzag	Parkinsonia bonarelli, Morphoceras multiforme, Peltoceras annulare					
Dogger	Mitteldogger	Bajocien	Oberes	δ ₃	Parkinsonia parkinsoni	Parkinsonia parkinsoni	Morphoceras polymorphum, Peltoceras annulare				Stoptinisporites hungaricus, Cingulatisporites pseudoolveolatus, Foveatrites irregulatus, Klukisporites variegatus, Applanopsis clamperti	
			Mittleres	δ ₂	Garantia garantiana	Garantia garantiana	Phylloceras trifoliatum					
			Unteres	δ ₁	Strenoceras subfurcatum	Strenoceras subfurcatum	Teloceras sansonii, Stephanoceras biagdeni, Stephanoceras tenuicostatum, Teloceras sparrinodum					
Dogger	Unterdogger	Aalenien	Oberes	β ₃	Graphoceras concavum	Graphoceras concavum	Graphoceras rude				Stoptinisporites hungaricus, Cingulatisporites pseudoolveolatus, Foveatrites irregulatus, Klukisporites variegatus, Applanopsis clamperti	
			Mittleres	β ₂	Ludwigia purchisonae	Ludwigia purchisonae	Ludwigia bradfordensis, Harpoceras deletum, Hammatoceras lorteti					
			Unteres	β ₁	Leioceras opalinum	Leioceras opalinum	Leioceras costosum, Hammatoceras subinsigne					
Lias	Oberlias	Toarcien	Oberes	γ ₃	Pleydellia aalensis	Pleydellia aalensis	Grammoceras radians, Dumortieria meneghini, Grammoceras thovarsense, Phymatoceras erbaense, Frechella kammerkarensis, Mercaticeras mercati	Rhopalobolus ataris, Rhadobolus exilis, Odontobolus umbricatus	Pholadomia athesiana, Lithotis problematica, Megalodus pumilus, Terebratula rotzoana, Chemnitzia terebra		Stoptinisporites hungaricus, Cingulatisporites pseudoolveolatus, Foveatrites irregulatus, Klukisporites variegatus, Applanopsis clamperti	
			Mittleres	γ ₂	Pachylitoceras jureense	Pachylitoceras jureense	Grammoceras thovarsense, Phymatoceras erbaense, Frechella kammerkarensis, Mercaticeras mercati					
			Unteres	γ ₁	Harpoceras falciferum	Harpoceras falciferum	Harpoceras discoides					
Lias	Mittellias	Pliensbachien	Oberes	δ ₃	Pleuroceras spinatum	Pleuroceras spinatum	Arietoceras domarense, Phylloceras meneghini, Phylloceras zetes	Odontobolus tripartitus, Pasaloteuthis milleri	Kominckina fuggeri, Solenopora liasica, Pygope aspasia, erbaensis		Stoptinisporites hungaricus, Cingulatisporites pseudoolveolatus, Foveatrites irregulatus, Klukisporites variegatus, Applanopsis clamperti	
			Mittleres	δ ₂	Amaltheus margaritatus	Amaltheus margaritatus	Fuciniceras lavinianum, Phylloceras anonymum					
			Unteres	δ ₁	Prodactylioceras davoei	Prodactylioceras davoei	Fuciniceras cornacaldense, Tropidoceras masseanum					
Lias	Unterlias	Sinémurien	Oberes	β ₃	Echioceras raricostatum	Echioceras raricostatum	Asteroceras impendens, Paroxynoticeras fontium	Holocoteuthis zieteni	Oxytoma sinemurienensis		Stoptinisporites hungaricus, Cingulatisporites pseudoolveolatus, Foveatrites irregulatus, Klukisporites variegatus, Applanopsis clamperti	
			Mittleres	β ₂	Oxynoticeras oxynotum	Oxynoticeras oxynotum	Paroxynoticeras salisburgense, Oxynoticeras simpsoni, Oxynoticeras virgatum, Asteroceras stellaris					
			Unteres	β ₁	Asteroceras obtusum	Asteroceras obtusum	Asteroceras stellaris					
Lias	Unterlias	Hettangien	Oberes	α ₃	Caenites turneri	Euasteroceras turneri	Microderoceras birchii, Paracoronoceras nodosaries, Arnioceras geometricum	Nannobelus atueolatus, Nannobelus acutus, infundibulum	Terebratula schlosseri, Zeilleria cor, Rhynchonella variabilis, belemnitica, Spiriferina obtusa, Spiriferina waicotti, Rhynchonella plicatissima, Mantellum heteropleurum, Terebratula grestenensis, Liogryphaea arcuata		Stoptinisporites hungaricus, Cingulatisporites pseudoolveolatus, Foveatrites irregulatus, Klukisporites variegatus, Applanopsis clamperti	
			Mittleres	α ₂	Arrietites bucklandi	Arrietites bucklandi	Arrietites liasicus, Vermiceras spiratissimum					
			Unteres	α ₁	Schlotheimia angulata	Schlotheimia angulata	Schlotheimia marmorata, Discamphiceras megastoma, Psiloceras calliphylum					

*LOC. Typ.: Monte Domara in der Val Trompia, Brescianer Alpen, Italien.

Ära: Mesozoikum-Formation, Periode: Jura				N O R D L I C H E O S T A L P E N *)							
Serie	Hauptstufe	Stufe	Unterstufe ALTERER und NEUER FASSUNGEN	Graufazies		Beckenfazies		Rotfazies		Riff- und lagunäre Fazies	
				Cephalopodenmergel-Fazies	Sandig-tonige Fazies Klastika und Intrusiva	Hornstein-Kieselkalk-Fazies	Cephalopodenkalk-Fazies	Brachiopoden-Grinoiden-Fazies	Helle Kalke und Riffbildungen		
Malm Oberjura	Obermalm	Tithon	Oberes = Ardesien	Untere Arzberg-Mergel und Mergelschiefer	Obere Rettenbach-Schichten	Tithonradiolarit	Oberste Steinmühl-Kalk-Lage	Weisser Aptychenkalk		Plassenkalk s.str.	
			Mittleres = Ardesien	Tithonaptychenschichten	Untere Scheigraben-Schichten	Höherer Hinterriss-Horizont	Untere Blassenstein-Schichten	Grüner Aptychenkalk			
			Unteres = Danubien	Häselbergmergel, Tithonmergel, Rote Aptychenschichten, Steinmühlmergel-Mergelschiefer	Hinterriß-Konglomerate und Hinterriß-Schichten s.str.	Obere Bunte Kieselkalkschichten	Obere Bunte Kieselkalkschichten	Tithonflaserkalk	Pfrontener Mühlbergkalk		
Malm Oberjura	Mittelmalm	Kimmeridge	Virgulien	Steinmühl-Mergelkalk	Hinterriß-Schichten s.l.	Obere Hornsteinkalk	Obere Acanthium-Schichten				
			Pterociten								
			Unteres = Crussolien								
Malm Oberjura	Untermalm	Oxford	Rauracien	Überschiltschichten	Vorfeldbreccie des Sonnwendgebirges	Ältere Ruhpoldinger oder Radiolarit-Schichten	Bimmamatum-Kalk				
			Oberes = Argovien-Lusitanien								
			Oxfordien								
Dogger Mitteljura	Oberdogger	Callovien	Oberes = Dives	Untere Rettenbach-Schichten	Schiltschichten	Jurahornsteinkalk	Unterer Reitmauerkalk				
			Mittleres = Canax								
			Unteres								
Dogger Mitteljura	Mitteldogger	Bathonien	Oberes = Bradfordien	Zeller Schichten	Neuhausener Schichten	Kieselreicher Plattenkalk	Klauskalk				
			Mittleres = Vesulien								
			Unteres = Vesulien								
Dogger Mitteljura	Unterdogger	Bajocien	Oberes = Lédonien	Jüngere Allgäu-Schichten	Schwellen-Konglomerat der Osterhorngruppe	Rot-bunte Kieselkalk	Parkinsonia-Kalk				
			Mittleres = Lédonien								
			Unteres = Lédonien								
Lias Unterjura	Mittellias	Aalenien	Oberes = Aalenien	Allgäu-Schichten	Unteres Konglomerat der Osterhorngruppe	Dogger-Kieselschiefer	Sauzei-Kalk				
			Mittleres = Aalenien								
			Unteres = Aalenien								
Lias Unterjura	Oberlias	Toarcien	Oberes = Toarcien	Untere Jüngere Allgäu-Schichten	Posidonomya bronni-Mergelschiefer	Strubbergsschichten	Kalk von Gross-Kaltenmarkt				
			Mittleres = Toarcien								
			Unteres = Toarcien								
Lias Unterjura	Mittellias	Pliensbachien	Oberes = Pliensbachien	Oberer Allgäu-Schiefer	Konglomerat der Unteren Allgäu-Schichten	Liashornsteinkalk	Margaritatus-Kalk				
			Mittleres = Pliensbachien								
			Unteres = Pliensbachien								
Lias Unterjura	Untertias	Sinemurien	Oberes = Sinemurien	Ältere Allgäu-Schichten	Konglomerat des Breitenbergs	Liashornsteinkalk	Adneter Schichten				
			Mittleres = Sinemurien								
			Unteres = Sinemurien								
Lias Unterjura	Untertias	Hettangien	Oberes = Hettangien	Schwarzschiefer	Grestener Schichten	Kieselkalk s.str.	Enzfelder Schichten				
			Mittleres = Hettangien								
			Unteres = Hettangien								

* Loc. typ. Monte. *) Mit inneren Klüppelzonen

S Ü D L I C H E O S T A L P E N				
B e c k e n f a z i e s				
Graufazies		Rotfazies		Riff- und lagunäre Fazies
Serie	Hauptstufe	Stufe	Unterstufe	Buchstaben
Cephalopodenmergel-Fazies				
Sandig-tonige Fazies				
Hornstein-Kieselkalk-Fazies				
Cephalopodenkalk-Fazies				
Brachiopoden-Crinoiden-Fazies				
Helle Kalk und Riffbildungen				
Obermalm	Tithon	Oberes	Oberes Ardeschien	g
		Mittleres	Mittleres Ardeschien	n ₁ , n ₂
		Unteres	Unteres Danubien	g ₁ , g ₂
Malm	Kimmeridge	Oberes	Virgulien	E ₁ , E ₂
		Unteres	Crussolien	g ₃ , g ₄
	Oxford	Oberes	Argovien-Lusitanien	β ₁ , α ₁
		Unteres	Villersien	α ₂
Oberdogger	Callovien	Oberes	Dives	g
		Mittleres	Canax	g ₁
		Unteres		
Mitteldogger	Bathonien	Oberes	Bradfordien	E ₃
		Mittleres	Vésulien	E ₂
	Bajocien	Oberes	lédonien	g ₁ , g ₂
		Unteres	lédonien	g ₃ , g ₄
Unterdogger	Aalénien	Oberes		β ₁ , β ₂
		Mittleres		β ₃
		Unteres		α ₁ , α ₂
Oberlias	Toarcien	Oberes		g
		Unteres		E
Mittellias	Pliensbachien	Oberes	Domarian	g
		Unteres	Carixien	g
Unterrias	Sinémurien	Oberes	Lotharingien	β ₁ , β ₂ , β ₃
		Unteres		α ₁ , α ₂ , α ₃
	Hettangien	Oberes		α ₂
	Unteres		α ₁	