

Die älteste Molasse im Chiemgau / östliches Oberbayern (Katzenloch-Schichten, Priabon)

VON HERBERT HAGN*)

Herrn Prof. Dr. K. LEMCKE zum 65. Geburtstag gewidmet

Mit 5 Abbildungen und Tafeln 13—16

Kurzfassung

Die Katzenloch-Schichten werden als neues Schichtglied des bayerischen Alpenvorlandes beschrieben. Ihre Typlokalität liegt an einer neuen Forststraße im Oberlauf des Katzenloch-Grabens SE Siegsdorf (NE-Fuß des Sulzbergs). Sie setzen mit feinkonglomeratischen Fossilschuttkalken ein. Darüber folgen plattige Feinsandkalke und -mergel. Den Abschluß bilden Mergel und Tonmergel. Die Korngröße nimmt daher vom Liegenden zum Hangenden ab.

Die neue Schichtfolge wurde mit Hilfe von *Nummulites* cf. *fabianii* (PREVER), Globorotalien der Gruppe der *Gl. (Turborotalia) cerroazulensis* (COLE) und des Nannoplanktons in das mittlere Priabon eingestuft. Die Katzenloch-Schichten sind den jüngsten Stockletten eingeschaltet. Sie führen karbonatische, seltener kieselige Geröllchen der Trias und des Jura. Dolomit herrscht gegenüber Kalk entscheidend vor. Ihre Heimat ist das Kalkalpin. Nannoplankton aus dem Neokom weist auf umgelagerte Aptychenschichten hin. Allochthone Faunenelemente aus Oberkreide und Alttertiär, insbesondere litorale Foraminiferen und Bryozoen des tieferen Priabons (Typus Oberaudorf), wurden ebenfalls aus dem Süden zugeführt.

Die Katzenloch-Schichten bilden den jüngsten Abschnitt eines Profils, das mit Schwarzerz (Kressenberger Schichten partim) beginnt. Sie gehören damit dem Südhelvetikum an. Das Profil wird auf allen Seiten von ultrahelvetischen Schichten ummantelt. Gesteine der Buntmergelserie (Oberkreide und Alttertiär) spielen hierbei eine wesentliche Rolle. Das Profil des Katzenlochs tritt daher als tektonisches Fenster in Erscheinung.

Die Sedimente der Katzenloch-Schichten weisen einen flyschartigen Charakter auf. An ihrer Entstehung waren Suspensionsströme (turbidity currents) maßgeblich beteiligt. Die Einschichtung der allochthonen Gemengteile erfolgte in einem Tiefseetrog. Die Katzenloch-Schichten leiten demnach eine neue Art der Sedimentation im Südhelvetikum ein.

*) Prof. Dr. H. HAGN, Institut für Paläontologie und historische Geologie der Universität, Richard-Wagner-Str. 10, 8000 München 2.

Durch das Auftreten von kalkalpinem Schutt sind die Katzenloch-Schichten als echte Molasse ausgewiesen. Sie stehen daher mit dem Orogen im Süden in enger Verbindung. Sie stellen ferner eine Beziehung zur Subalpinen Molasse (Deutenhausener Schichten) her. Auch die Schönecker Fishschiefer lassen sich gut in das paläogeographische Bild einordnen. Die Katzenloch-Schichten repräsentieren damit die älteste bisher bekannte Molasse. Ihr Ursprung liegt im Südhelvetikum; im Hinblick auf ihre faziellen Merkmale kann man sie mit TRÜMPY (1962) und LEMCKE (1973) als „Flyschmolasse“ bezeichnen. Sie entstammt einem Trog, dessen Achse vom Priabon an stetig nach Norden gewandert ist.

Abschließend wird die Frage aufgeworfen, wann die Flyschzone von den Kalkalpen tektonisch überwältigt wurde.

Abstract

A new member of the sedimentary sequence in the alpine foredeep is described: The Katzenloch formation. The locus typicus is located on the new forestry road in the higher part of the Katzenloch creek SE of Siegsdorf (NE slope of the Sulzberg). Lithologically, the basal Katzenloch fm. consists of finegrained conglomeratic carbonate debris which is overlain by platy finegrained sandy limestones and marls. The top is formed by marls and marly shales. The grain size decreases from the base to the top (upward fining).

The new member was identified stratigraphically by *Nummulites cf. fabianii* (PREVER), Globorotalias of the *Gl. (Turborotalia) cerroazulensis* (COLE) group and by its nannoplankton as being Middle Priabonian. The Katzenloch fm. is intercalated in the younger Stockletten. It carries carbonatic, rarely siliceous small pebbles and subrounded grains of Triassic and Jurassic origin. Dolomite by far predominates the limestone. Their origin is inferred to be the Alpine Limestone belt. Reworked nannoplankton of Neocomian age indicates the origin from the Aptychen beds. Other allochthonous elements of the fauna from Upper Cretaceous and Lower Tertiary, especially litoral foraminifera and bryozoa of the Lower Priabonian (Oberaudorf type), were also added from the south.

The Katzenloch fm. forms the uppermost part of a section which starts with the Schwarzerz (Kressenberg sequence partim). It therefore belongs to the South Helveticum. The section is surrounded on all sides by Ultrahelvetic rocks. An essential part is played by rocks of the Buntmergelserie (Upper Cretaceous and Lower Tertiary). The section of the Katzenloch forms a tectonic window.

Sedimentologically the Katzenloch fm. exhibits a Flysch-like character. Its origin was largely controlled by suspension (turbidity) currents. The deposition of the allochthonous particles took place in deep water. The Katzenloch fm. starts a new type of sedimentation in the South Helveticum basin.

The Katzenloch fm. is a genuine member of the Alpine Molasse as evidenced by the occurrence of alpine limestone debris. Its close relation to the Alpine orogene in the south is clearly shown. There are furthermore relations to the early Subalpine Molasse (e. g. Deutenhausener fm.). The Schönecker fish shales also fit well into the paleogeographic situation.

The Katzenloch fm. represents the oldest Molasse so far known; its origin is inferred to have been in the South Helveticum. Considering its facial character it can be called „Flyschmolasse“ (TRÜMPY 1962, LEMCKE 1973). It was deposited in

a basin, the axis of which gradually moved to the North beginning in the Priabonian.

Finally the problem is discussed, at which age the Alpine Flysch zone was tectonically overthrust by the Limestone Alps.

Inhalt

A. Vorwort	169
B. Problemstellung	171
C. Die Katzenloch-Schichten und ihre geologische Umrahmung	177
1. Erläuterung einiger wichtiger Begriffe	177
a. Adelholzener Fazieszone	178
b. Eisenärzter Fazieszone	180
c. Kressenberger Fazieszone	181
d. Sandnock-Zone	181
e. Zur Fortsetzung der helvetischen Zone nach Österreich	182
f. Zur Faziesgliederung des Helvetikums in Österreich	182
g. Nordultrahelvetikum	183
h. Südultrahelvetikum	184
i. Zur Selbständigkeit des Ultrahelvetikums in Oberbayern	185
2. Das südhelvetische Profil des Katzenlochs	186
a. Schwarzerz-Schichten s. l.	186
b. Nebengestein	189
c. Stockletten	191
d. Katzenloch-Schichten	193
3. Benachbarte Aufschlüsse	202
a. Forststraße im Norden des Katzenlochs	202
b. Galon-Graben	204
c. Katzenloch-Graben	207
d. Forststraße im Süden des Katzenlochs	208
e. Moos-Graben	210
4. Benachbarte Gebiete	215
D. Deutung und Folgerungen	217
1. Die tektonische Gesamtsituation	217
2. Die paläogeographische Stellung der Katzenloch-Schichten	218
3. Schönecker Fischechiefer und Deutenhausener Schichten	222
4. Beziehungen zur inneralpinen Molasse	224
5. Die Rolle der Flyschzone im Alttertiär	226
Schriftenverzeichnis	228

A. Vorwort

Im Jahre 1977 wurde am Nordostfuß des Sulzbergs SE Siegsdorf eine Forststraße angelegt, welche von der Blaserhütte zum Galon-Graben führt. Durch diese Arbeiten entstanden einige neue Aufschlüsse, die am 15. 6. 1977 und am 25. 7. 1977 begangen und beprobt wurden. Mit Hilfe eines Baggers konnte am 21. 10. 1977 unterhalb des Katzenlochs, ca. 700 m WSW Hachau (Abb. 1), ein noch nicht beschriebenes Schichtglied des bayerischen Alpenvorlandes erschürft werden, das hiermit unter dem Namen **K a t z e n l o c h - S c h i c h t e n** in das Schrifttum eingeführt

wird. Die eingehende Bearbeitung dieser Ablagerungen machte eine Reihe weiterer Besuche im Gelände notwendig, um alle Spuren zu sichern. Es erwies sich ferner als unumgänglich, die Begehungen auch auf die umliegenden Gräben auszudehnen, da es galt, die Umrahmung der Katzenloch-Schichten durch andere paläogeographisch-tektonische Einheiten zu erfassen und somit ihre Stellung im Profil festzulegen. Diese Exkursionen wurden am 30. 10. 1977, 19. 3. 1978, 9. 4. 1978, 20. 4. 1978, 28. bis 29. 4. 1978 und 27. 5. 1978 durchgeführt.

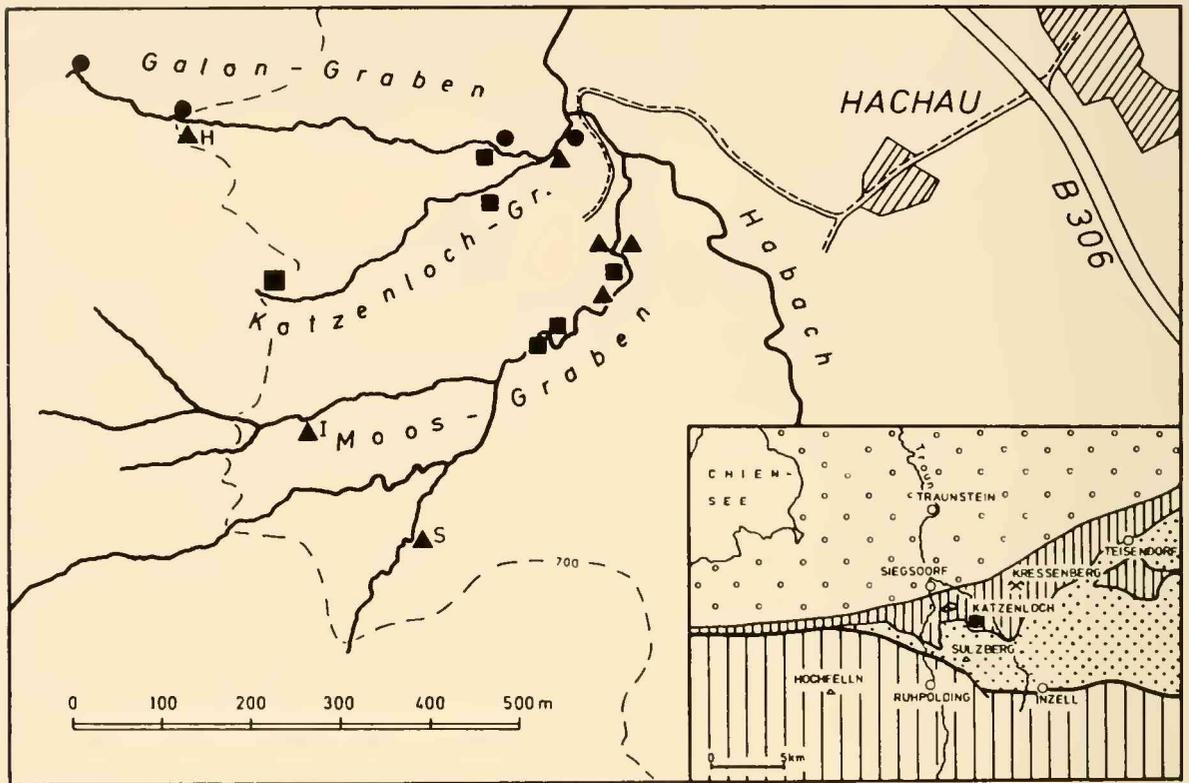


Abb. 1: Topographische Skizze des engeren Untersuchungsgebietes. Quadrate: Katzenloch-Schichten. Punkte: Schönecker Fischschiefer. Dreiecke: Buntmergelserie s. l. H: Fundstelle von Hantkeninen. I: Fundstelle von Inoceramen. S: Lage der Serpentinblöcke. Es wurden nicht alle Vorkommen von Buntmergelserie eingetragen. Bezüglich der Tektonik s. S. 217. — Die Vorlage für die Geologische Übersichtsskizze stammt aus FREIMOSER (1972, Beilage 1 a).

Das Belegmaterial zur vorliegenden Arbeit umfaßt an die 100 Schlammproben und etwas mehr als 150 Dünnschliffe. Hinzu kommt ein umfangreiches Vergleichsmaterial aus benachbarten Gebieten. Sämtliche Objekte werden in der Mikropaläontologischen Abteilung der Bayerischen Staatssammlung für Paläontologie und historische Geologie in München aufbewahrt.

Die Entdeckung der Fundstelle der Katzenloch-Schichten ist der Aufmerksamkeit der Herren H. WILL und J. WÜHRL, beide München, zu verdanken. Herr Forstdirektor F. SIEBER, Siegsdorf, förderte die Aufschlußarbeiten durch den Einsatz eines Baggers. Für dieses große Entgegenkommen gebührt ihm der herzlichste Dank. Desgleichen zeigte sich Herr Forstamtmann M. SCHERM, ebenfalls Siegsdorf, den Wünschen der Geologen gegenüber immer aufgeschlossen und verständnisvoll.

Am Gelingen der vorliegenden Arbeit ist Herr J. WÜHRL wesentlich beteiligt. Er begleitete den Verfasser wiederholt ins Gelände und half bei der Bergung von Belegstücken und bei der Entnahme von Gesteinsproben. Darüber hinaus sammelte er zahlreiche Vergleichsproben auf Blatt Teisendorf in eigener Regie auf. Sein reges Interesse und seine stete Hilfsbereitschaft seien hier dankbar vermerkt.

Herr Prof. Dr. E. MARTINI, Frankfurt a. M., untersuchte zahlreiche Mergelproben auf Nannoplankton und stellte seine Ergebnisse bereitwilligst zur Verfügung. Auch Herr Dr. H. STRADNER, Wien, lieferte Angaben über die Nannofloren der Katzenloch-Schichten und ihrer Begleitgesteine. Herr Prof. Dr. J. LOESCHKE, Tübingen, berichtete ferner über die Untersuchung eines Serpentin-Vorkommens im S des Katzenlochs, während Frau Dr. I. DRAXLER, Wien, den Fund von Hystriosphäeriden in sandigen Mergeln der Katzenloch-Schichten mitteilte. Allen Genannten sei für ihre Mühe verbindlichst gedankt.

Für Diskussionsbeiträge ist der Verfasser insbesondere Herrn Doz. Dr. E. OTT zu Dank verpflichtet. Als weitere Gesprächspartner seien die Herren Dr. H. BÖGEL, Dipl.-Geol. R. EBEL, Dr. R. FÖRSTER, Dr. H. GALL, Prof. Dr. W.-D. GRIMM, Dr. L. HAPPEL, Prof. Dr. D. HERM, Dr. H. RISCH, Dr. F. TRAUB und Dr. K. WEDDIGE, alle München, dankbar angeführt. Bei einer gemeinsamen Begehung am 28. 4. 1978 wurden die Ergebnisse ferner mit den Herren Dr. K. H. A. GOHRBANDT, S. PREY, H. STRADNER, alle Wien, und Dr. R. VOGELTANZ, Salzburg, diskutiert.

Vergleichsmaterial aus Bohrungen durch die Vorlandmolasse steuerte Herr Dr. M. BROCKERT, Hamburg, bei. Herr Dr. J. H. ZIEGLER, München, überließ dem Verfasser die Bohrung Kressenberg VII zur Auswertung. Herr Prof. Dr. A. v. HILLEBRANDT, Berlin, kam der Bitte um einen Vergleichsschliff aus dem Eozän des Reichenhaller Beckens nach. Auch hierfür herzlichen Dank!

Die Zeichnungen fertigte Herr Dr. K. WEDDIGE mit viel Geschick an. Die photographischen Arbeiten wurden von Herrn F. HÖCK besorgt. Die Anfertigung von Dünnschliffen lag wie immer in den bewährten Händen von Herrn H. MERTEL, der auch mehrfach im Gelände mitwirkte. Die Schlämmarbeiten wurden weitgehend von Herrn G. FUCHS durchgeführt. Beim Aufsammeln von Proben am 21. 10. 1977 war Herr cand. geol. B. KÄSTLE behilflich. Auch diesen Helfern sei herzlich gedankt.

Nicht zuletzt schuldet der Verfasser seiner lieben Frau Dank, die verständnisvoll auf so manches gemeinsame Wochenende verzichtete.

B. Problemstellung

Das engere Untersuchungsgebiet wurde schon sehr früh im Schrifttum erwähnt (FLURL 1792, S. 195). Anlaß hierzu bot ein Vorkommen sedimentärer Eisenerze im Oberlauf des Katzenloch-Grabens, das durch einen Schurfstollen („Katzenloch“) aufgeschlossen wurde. Der Versuchsbau scheint im ausgehenden 18. Jahrhundert angelegt worden zu sein, denn FLURL (1806, Anmerkung auf S. 100) schrieb: „Erst neulich hat man auch am Sulzberge, im sogenannten Gallon . . . Eisensteinlager entdeckt“ (vorgetragen im Jahre 1803). Eine wirtschaftliche Bedeutung scheint dieses Flöz indes nie besessen zu haben. So findet man bereits bei GÜMBEL (1861, S. 645)

die Bemerkung: „ein uralter, längst vergessener Bergbau“. In der Erzmonographie ZIEGLER's (1975, S. 249) wurde dieses Vorkommen gleichfalls „zu den ältesten Bergbauen dieses Reviers“ gezählt.

Fast alle Fundortangaben lauten „Gallon“ oder „Galon“. Lediglich REIS (1896, S. 42, 44) sprach vom „Katzenloch Bau“ bzw. vom „Katzenloch-Flötz“. Nach FLURL (1806, S. 80) lagen die benachbarten Gruben FürstENZEHE und St. DANIEL am Riedl hingegen auf der östlichen Seite der Roten Traun.

Es sei schon jetzt festgehalten, daß das KATZENLOCH-FLÖZ für die späteren paläogeographischen Überlegungen von größter Bedeutung sein wird.

Die ersten Begehungen im Raum SE Siegsdorf führte der thüringische Schulmann EMMRICH (1851, S. 12, 15) durch, der seine Sommerfrische wiederholt im Chiemgau verbrachte. Er erwähnte insbesondere die Lokalität Molberting (N des Katzenlochs) und das Maurer-Flöz (E der Roten Traun). Auf Anregung v. ZITTEL's nahm BÖHM (1891, S. 23, 25—26) die ersten Profile auf; sein Hauptaugenmerk war freilich auf die Kreide und ihre Fossilien gerichtet. Im Jahre 1896 teilte REIS (1896, S. 44, 107, Abb. auf S. 106), damals Assistent am Kgl. Oberbergamt zu München, das Ergebnis seiner eingehenden Untersuchung dieses Gebietes mit. Seine zwar nicht immer leicht lesbare, aber inhaltsschwere Abhandlung bildet auch heute noch die Grundlage für die Faziesgliederung des helvetischen und ultrahelvetischen Ablagerungsraumes (vgl. hierzu das Referat von PHILIPPI 1898, S. 453 *usf.*). Sie stellt einen Markstein in der Geschichte der Erforschung des bayerischen Alpenvorlandes dar. Seine geologische Karte erschien bereits 1895. Auch in einer ergänzenden Arbeit (REIS 1898 a, Profiltaf. 1, Fig. 3) fand der NE-Fuß des Sulzbergs Berücksichtigung.

Jahrzehnte später wurde das Gebiet von NOWAK (1911, S. 58 *usf.*) und BODEN (1930, S. 383) reambuliert. SCHMIDT-THOMÉ (1939) widmete sich vor allem der Erforschung des Flysches. Mikropaläontologische Untersuchungen führten den Verfasser (HAGN 1960, Fußn. 56 a auf S. 80—83; Fußn. 75 a auf S. 111) hingegen in den Unterlauf des Katzenloch- und Galon-Grabens, in späteren Jahren beliebte Exkursionsziele (HAGN 1961, S. 154—156, Abb. 6). Kleinere Beiträge sind außerdem in den Arbeiten von HAGN & HÖLZL (1952, S. 19), HAGN (1955 b, Taf. 40, Bild 1) und CICHÁ, HAGN & MARTINI (1971, S. 287, 290) enthalten. Bei der Zusammenschau des Alttertiärs der Bayerischen Alpen und ihres Vorlandes (HAGN 1967) spielte das Untersuchungsgebiet ferner eine nicht geringe Rolle.

FREIMOSER (1972), ein Schüler SCHMIDT-THOMÉ's, befaßte sich erneut mit Schichtfolgen, Faziesentwicklung und Baustil von Flysch und Ultrahelvetikum. Seine Arbeit bietet neben einer detaillierten Geländeaufnahme vor allem in sedimentologischer Hinsicht eine Fülle von Beobachtungen. Ein Teil seiner Befunde bereichert die Erläuterungen zur Geologischen Karte von Bayern 1 : 25 000, und zwar der Gradabteilungsblätter Nr. 8241 Ruhpolding (FREIMOSER in DOBEN 1970, S. 98 *usf.*) und Nr. 8242 Inzell (FREIMOSER in DOBEN 1973, S. 56 *usf.*). In diesem Zusammenhang seien auch die Ausführungen von DE KLASZ (in GANSS 1956) und von GANSS (1977) über die weiter im W gelegenen Gebiete angeführt.

Einen Leckerbissen besonderer Art stellen die HACHAUER SCHICHTEN des höheren Maastrichts dar, deren Typlokalität im Katzenloch-Graben liegt (REIS 1896, S. 6 *usf.*). Ihre reiche Molluskenfauna fand in dem genannten Autor einen meisterhaften Bearbeiter (REIS 1897, 1898b). In späteren Jahren glaubte zwar KNIPSCHER (1957), das Alter der Hachauer Schichten als Paleozän festlegen zu können, doch wurde diese Ansicht vom Verfasser (HAGN 1960, Fußn. 56 a auf

S. 80—83; 1961, S. 154—156) widerlegt. Die Hachauer Schichten gelten als Zeuge für das Zurückweichen des helvetischen Meeres nach Süden während der jüngsten Oberkreide, da sie nur dem Südhelvetikum eigen sind, dem Nordhelvetikum hingegen fehlen (z. B. HAGN 1967, Tab.). Sie sind daher für die Paläogeographie des Alpenvorlandes von großer Bedeutung (vgl. hierzu HÖPFNER 1970, S. 93—94, 114 bis 116).

Das Untersuchungsgebiet birgt noch eine weitere geologische Kostbarkeit. Es sind dies die oligozänen *Schönecker Fische-schiefer*, die aus der Literatur heute nicht mehr wegzudenken sind. Sie wurden von ihrem Entdecker (BÖHM 1891, S. 17) als „schwarzgrauer, dünnblättriger Mergelschiefer“ mit *Meletta*-Schuppen, der „sich direct auf den Stockletten legt“ (l. c., S. 23) beschrieben. Ihre Fundpunkte liegen im Habach und bei Schöneck.

Zum besseren Verständnis sei hier auf einige weitere Textstellen im Schrifttum kurz eingegangen.

REIS (1896, S. 149, vgl. hierzu S. 80, 144) ordnete die von BÖHM entdeckten Oligozän-Sedimente seiner Eisenärzter Fazieszone zu. Er selbst konnte sie im Gelände nicht nachweisen. REIS (l. c., S. 144) bemerkte hierzu: „Wir sehen uns plötzlich aus der Facies eines meerestiefern Globigerinenmergels in eine Seichtwasserfacies versetzt“.

Nach über 40 Jahren machte TRAUB (1938, S. 25) erneut auf die Bedeutung der Schönecker Fische-schiefer aufmerksam. Er warf insbesondere die Frage auf, „ob der Stockletten nicht noch von jüngeren Sedimenten überlagert war“.

Es ist das Verdienst von DE KLASZ (in GANSS 1956, S. 68—69), die Schönecker Fische-schiefer im Südast des Schönecker Seitengrabens wieder aufgefunden zu haben. Nach Ansicht dieses Autors sind sie von den liegenden Stockletten durch eine Sedimentationslücke getrennt. Er deutete diese Schichten als marine Flachwasserablagerungen, nahm also eine Transgression des Oligozäns über einen Teil des „Alpenkörpers“ an. Die Schönecker Fische-schiefer schließen nach DE KLASZ die Schichtfolge der nordhelvetischen Fazieszone nach oben ab (l. c., S. 4).

In seiner Darstellung der stratigraphischen, paläogeographischen und tektonischen Beziehungen zwischen Molasse und Helvetikum im östlichen Oberbayern trug der Verfasser (HAGN 1960, S. 106 *usf.*) alle verfügbaren Daten über die Schönecker Fische-schiefer zusammen. Er versuchte, die von DE KLASZ vorgetragene Deutung zu widerlegen. Er hielt das in Rede stehende Schichtglied vielmehr für „Teile der Subalpinen Molasse, die bei der Über-fahrung von Flysch, Ultrahelvetikum und Helvetikum auf Molasse im Süden zurückgeblieben sind, hochgeschuppt wurden und heute als tektonische Fenster inmitten der Buntmergelserie oder zwischen Südhelvetikum und Ultrahelvetikum... auftauchen“ (l. c., S. 110—111).

PAULUS (1964, S. 20, Tab. 3 auf S. 24—25) faßte die Schönecker Fische-schiefer als Äquivalente der Fische-schiefer der Vorlandmolasse auf und stufte sie in das oberste Sannois (höchstes Unteroligozän) ein.

Wenig später erörterte der Verfasser (HAGN 1967, S. 304) die Beziehungen der Schönecker Fische-schiefer zu faziell ähnlichen Bildungen der Vorlandmolasse, der Faltenmolasse (Marienstein) und des kalkalpinen Beckens von Reit i. Winkl und Häring in Tirol (vgl. hierzu auch S. 299—300). Trotz dieser Vergleichsmöglichkeiten ließe „insbesondere die paläogeographische Stellung der Schönecker Fische-schiefer noch einige Fragen offen“.

In einer Gemeinschaftsarbeit lieferten CICHA, HAGN & MARTINI (1971, S. 287) Angaben über das Nannoplankton einer Stockletten-Probe aus dem Katzenloch-Graben und einer Probe der Schönecker Fische-schiefer aus dem Galon-Graben. Erstere gehört der NP-Zone 19 (Priabon), letztere der NP-Zone 21 (tieferes Latdorf) an. Der geringe Altersunterschied bewog die Autoren, „mit einem primären Schichtverband“ zu rechnen (l. c., S. 290).

FREIMOSER (1972, S. 27—31) berichtete von einem Fund von Oligozänmergeln im Leitenbach-Profil SE Teisendorf („Ramsau-Fenster“). Ähnlich wie an den Fundstellen der Schönecker Fischschiefer wird auch dieses Vorkommen von Buntmergeln des Ultrahelvetikums begleitet. FREIMOSER faßte die Buntmergelerde und das Oligozän als Sedimentations-einheit auf, d. h. er plädierte für eine „primäre enge Vergesellschaftung bzw. Abfolge... im ursprünglichen Sedimentationsraum“ (l. c., S. 31). Die tektonischen Verhältnisse seien ohnehin kompliziert genug.

Im Zusammenhang mit seiner tektogenetischen Deutung der nördlichen Molasse kam FUCHS (1976, S. 223) auch auf die Schönecker Fischschiefer zu sprechen. Sie „repräsentieren zusammen mit den randlich noch erscheinenden Rupel- und Chattschichten in ihre einstige Unterlage sekundär verschuppte Bestandteile der jetzt östlich des Chiemsees ausklingenden JIM“. JIM steht hier für „Jüngere Innere Molasse“ (l. c., S. 215). Es sei hier am Rande bemerkt, daß die Ausführungen von FUCHS noch schwerer zu lesen sind als die klassische Arbeit von REIS (1896).

Die jüngsten Mitteilungen über die Schönecker Fischschiefer stammen aus der Feder von GANSS (1977, S. 60—63). Im Rahmen seiner Erläuterungen zur Geologischen Karte von Bayern 1 : 25 000 Blatt Nr. 8141 Traunstein ging der genannte Autor nochmals ausführlich auf dieses kontroverse Schichtglied ein. Besonders wichtig erscheint der Hinweis auf einen stratigraphischen Kontakt zwischen Stockletten und Oligozän (Abb. 12). Die Schönecker Fischschiefer wurden im übrigen, wie schon von DE KLASZ (in GANSS 1956), in die nördliche Fazieszone des Helvetikums gestellt (l. c., S. 42).

Aus dieser kurzen Übersicht erhellt, daß die Schönecker Fischschiefer wiederholt für die Deutung der Beziehungen zwischen Molasse und Helvetikum herangezogen wurden. Nach dem heutigen Stand unserer Kenntnisse ist die Transgressions-Hypothese (DE KLASZ in GANSS 1956) wenig wahrscheinlich. Dasselbe gilt für die Vorstellung eines aus der überschobenen Molasse losgelösten und hochgespießten Schichtglieds (HAGN 1960). Bleibt also die Beobachtung BÖHM's (1891), nach der die Schönecker Fischschiefer unmittelbar auf Stockletten ruhen. Sie wurde in jüngster Zeit von GANSS (1977) bestätigt.

Ein ungestörter Schichtverband beider Ablagerungen und das Fehlen einer nennenswerten Schichtlücke lassen den Schluß zu, daß auch die Schönecker Fischschiefer Sedimente eines tieferen Meeres sind. Wenn also diese Schichten von manchen Autoren für Molassebildungen im engeren oder weiteren Sinn gehalten wurden, dann wäre an einen Übergang von Molasse in Helvetikum in einem tiefen Trog zu denken. Das würde bedeuten, daß die Suche nach einer südlichen Rand- bzw. Strandfazies, wenigstens im Bereich des Helvetikums, müßig wäre.

Diese Überlegung harmoniert mit dem Bestreben moderner Autoren, die Entstehung der Molasse mit dem orogenetischen Geschehen im alpinen Rückland kausal zu verbinden. Alpen und Molasse stellen nicht zwei voneinander unabhängige Einheiten dar, sondern sie sind durch ihre Geschicke eng miteinander verknüpft. Auf die genetischen Beziehungen zwischen den beiden Ablagerungsräumen ging in jüngster Zeit LEMCKE (1973, S. 19 *usf.*) ein; er stellte die Molasse zum „großtektonischen Inventar“ der Alpen. Der genannte Autor konzipierte die Molasse als Großmulde, deren Basisschichten im N (Vorlandmolasse) und im S (kalkalpines Tertiär, z. B. Unterinntal) auf Mesozoikum transgredierte, während in der Mitte, im Bereich des Trogtiefsten, die „Flyschmolasse“ abgelagert wurde. Nach FUCHS (1976, S. 214) setzte die Molassesedimentation im helvetischen Trog bereits im Obereozän ein, „wenn auch zunächst in helvetischer, dann in Flysch- und schließlich in eigentlicher Molassefazies“.

Folgt man den genannten Autoren, dann darf man die Schönecker Fischechiefer getrost als Molasse interpretieren. Man wird in dieser Ansicht noch durch einen mehr oder weniger deutlichen Fazieswechsel bestärkt. Auf die gewöhnlich ungebanteten, stückig brechenden Stockletten folgen im Profil plattige, feingeschichtete, feinstsandige, feinglimmerige Mergel, die häufig genug eine charakteristische bläulichgraue Farbe aufweisen. Freilich bleibt, zumindest vorerst, noch ungewiß, ob man in der Tat von einem Übergang Helvetikum/Molasse sprechen kann oder ob man nicht besser zwischen beiden eine Grenze ziehen sollte, die mit der Wende Priabon/Latdorf einigermaßen zusammenfällt. Diese Unsicherheit wird in der Darstellung von BÖGEL & SCHMIDT (1976) besonders augenfällig. So reicht das Helvetikum in Tab. 2 auf S. 24 bis in das Obereozän, während die Stockletten in Tab. 3 auf S. 48 in oligozäne Fischechiefer (mit Fragezeichen versehen) übergehen. Schließlich dauerte die Sedimentation im helvetischen Trog nach Tab. 8 auf S. 196 mit Unterbrechung bis in das tiefste Latdorf an.

Es ist noch eine weitere Einschränkung zu machen. Der Molasseraum wird heute ganz allgemein als Vortiefe oder Randsenke aufgefaßt, die den Schutt der im Süden aufsteigenden Alpen aufgenommen hat. Abtragungsprodukte des alpinen Rücklandes sind mit dem Begriff der Molasse unlösbar verbunden. Dieser Schutt aber scheint den feinkörnigen Schönecker Fischechiefern zu fehlen. Eine eingehende Analyse dieser Schichten von M. SALGER (in GANSS 1977, S. 62) erbrachte zwar einen Karbonatanteil von 55 %, von dem „schätzungsweise $\frac{4}{5}$. . . detritärer Herkunft“ ist. Das Verhältnis von Dolomit zu Kalzit (2 % Dolomit, 53 % Kalzit) entspricht aber nicht der Zusammensetzung kalkalpiner Geröllfluren, in denen Dolomit die Vormacht besitzt.

Um besser urteilen zu können, sei hier noch kurz auf die Vorlandmolasse eingegangen. Seit HEERMANN (1954, S. 17) weiß man, daß an der Basis der konventionellen Molasseserie obereozäne Sedimente auftreten, welche dem mesozoischen Untergrund transgressiv auflagern (vgl. hierzu OSCHMANN 1957, S. 693; 1963, S. 10 bis 11). Die erste paläontologische Bearbeitung von Bohrkernen dieser Schichten wurde von H. K. ZÖBELEIN und F. OSCHMANN (in HEERMANN 1954) durchgeführt. Später kamen die Angaben von HAGN (1957, S. 694; 1960, S. 70—71) und J. H. ZIEGLER (in L. KRAUS 1968, S. 41 usf.) hinzu. Über diesen Basisschichten folgen Lithothamnienkalke und Fischechiefer; letztere wurden von allen Autoren in das Unteroligozän eingestuft (Abb. 2). Man verglich sie nicht selten mit den Schönecker Fischechiefern. Das Rupel beginnt mit den sog. Hellen Mergelkalken, die schließlich von Bändermergeln und Tonmergeln abgelöst werden.

SCHMIDT-THOMÉ (1957, S. 232) wies wohl als erster mit Nachdruck darauf hin, daß sich die Subalpine Molasse eng an die Schichtfolge des Helvetikums anschließt. Er nahm ferner ein Wandern der Trogachse nach N an. In übereinstimmender Weise äußerte sich auch der Verfasser in verschiedenen Arbeiten (HAGN 1957, S. 694; 1960, S. 165 usf.; 1967, S. 277—278). Zuletzt gab LEMCKE (1973, S. 13, 19, Fig. 10 auf Beilage 1) einen erschöpfenden Überblick über Schichtbestand und Entwicklung des im N an das Helvetikum anschließenden Molassebeckens (vgl. hierzu auch LEMCKE 1977 und KOLLMANN 1977).

Das Priabon der Vorlandmolasse ist noch frei von alpinem Schutt. Die ersten Anzeichen einer Schüttung aus dem Süden machen sich nach FÜCHTBAUER (1964, S. 204) in den Fischechiefern bemerkbar. Kalkalpine Komponenten sind in den Deutenhausener Schichten (Latdorf, Faltenmolasse des Westens) mit Sicherheit

nachgewiesen. Ab Rupel gehören die Abtragungsprodukte der Alpen schließlich zu den alltäglichen Erscheinungen.

Es erhebt sich nun die Frage, wohin die Grenze Helvetikum/Molasse im Bereich des Vorlandes gelegt werden soll. Der Verfasser (HAGN 1960, S. 165) war davon überzeugt, „daß die Schichtfolge der Molasse mit obereozänen Ablagerungen beginnt“. PAULUS (1964, S. 15, Tab. auf S. 24—25) ließ hingegen die Molassesedimentation erst mit den Tonmergeln des Rupels beginnen. Alle älteren Ablagerungen entstammen seiner Meinung nach einem „Vormolasse-Meer“. Auch LEMCKE (1973, S. 19) empfahl, Priabon und Sannois (= Latdorf) „gemeinsam zu betrachten“ und sie den jüngeren Molassesedimenten gegenüberzustellen.

Kommen wir auf die Schönecker Fischeschiefer zurück. Es wurde gezeigt, welche Schwierigkeiten sich einer Deutung der obereozän-unteroligozänen Sedimente des Alpenvorlandes in den Weg stellen. Dabei ist ihre eingehende Kenntnis die Voraussetzung für die Entschlüsselung und Datierung von Krustenbewegungen, die im Schrifttum als Pyrenäische Phase bekanntgeworden sind. Aus den vorangegangenen Ausführungen geht aber hervor, daß die Schönecker Fischeschiefer nicht alle Merkmale aufweisen, um mit ihrer Hilfe den Ursprung der Molasse im S voll aufhellen zu können.

Hier kommt die Entdeckung der Katzenloch-Schichten wie gerufen. Sie sind etwas älter als die Schönecker Fischeschiefer, besitzen ebenfalls eine molasseähnliche Fazies und — führen den ersten kalkalpinen Schutt. Sie können daher mit Fug und Recht als echte Molasse betrachtet werden. Mit ihrer Hilfe wird es auch gelingen, die paläogeographische Stellung der Schönecker Fischeschiefer noch mehr als bisher aufzuklären und zu festigen.

Das Typusprofil der Katzenloch-Schichten liegt auf Gradabteilungsblatt Nr. 8142 Teisendorf (R 45 51 230, H 52 96 560). Seine Entfernung vom Molasse-südrand beträgt etwa 2,3 km, der Abstand von der Grenze Flysch/Kalkalpin bemißt sich auf 4,6 km. Die Katzenloch-Schichten nehmen damit eine zentrale Lage im Alpenvorland zwischen Inn und Salzach ein (Abb. 1).

Zusammenfassend kann daher gesagt werden, daß das engere Untersuchungsgebiet eine Fülle von Beobachtungen ermöglicht, die den lokalen Rahmen sprengen und für die gesamte Alpengeologie von großer Bedeutung sind. Die zahlreichen Schichtglieder, die in Dünnschliffen oder Schlämmpfropfen untersucht werden können, machen das Gebiet zu einem Dorado für den Mikropaläontologen. Megafossilien sind, von Ausnahmen abgesehen, hingegen sehr selten. Das Geländebild wird von meist grauen, eintönigen Mergeln geprägt, in das wenigstens die ultrahelvetische Buntmergelserie einige Farbtupfer bringt.

Um die Fertigstellung der vorliegenden Arbeiten nicht zu verzögern, wurde vorerst auf eine Detailkartierung verzichtet. Es sollte versucht werden, die Katzenloch-Schichten in das Schrifttum einzuführen, bevor die an einer Forststraße gelegenen Aufschlüsse wieder verfallen sind. Es war außerdem nicht möglich, den gesamten Fossilbestand aller Proben vom Maastricht bis zum Latdorf zu erfassen; es konnten nur die altersweisenden Faunenelemente berücksichtigt werden. Die vorliegende Arbeit trägt daher den Charakter einer vorläufigen Mitteilung.

C. Die Katzenloch-Schichten und ihre geologische Umrahmung

1. Erläuterung einiger wichtiger Begriffe

REIS (1896) war der erste, der die Mosaiksteinchen der zahllosen Aufschlüsse im Raum zwischen Bergen und Teisendorf zu einem paläogeographischen Bild zusammenfügte. Neben Bergwerken und Steinbrüchen berücksichtigte er auch den kleinsten Bachanriß. Er gliederte den Ablagerungsraum in einzelne Fazieszonen, deren Anordnung von N nach S erfolgte. Es sind dies die Adelholzener, Eisenärzter, Kressenberger und Sandnock-Zone. Das Meer des Alttertiärs brandete nach REIS im Norden an das vindelizische Ufer, während es im Süden buchtartig in das kalkalpine Gebirge eindrang (z. B. REIS 1898 a, Profiltaf. 2, Fig. 5). Dementsprechend unterschied REIS eine nördliche vindelizische Fazies von einer weiter im Süden gelegenen pelagischen Ausbildung. Er prägte damit die auch heute noch gültige Vorstellung eines asymmetrischen Trops, der seine größte Tiefe in Alpennähe aufwies.

In späteren Jahren nahm REIS (1922, S. 238) zwei Becken an. Das nördliche nannte er vindelizisch, das südliche subalpin. Der vindelizische Ablagerungsraum entspricht unserem heutigen Helvetikum. Er ist nach REIS zweigeteilt: der Nordbereich enthält als Leitgestein die Adelholzener Schichten, während der südliche Anteil durch Erzbildungen gekennzeichnet ist. Aus dem subalpinen Becken sind hingegen die „Nierentaler“ Schichten und der Flysch hervorgegangen. Es sei vorweggenommen, daß die Nierentaler Mergel in der Fassung von REIS ein bezeichnendes Schichtglied des Ultrahelvetikums darstellen.

Der von dem Schweizer Geologen STUDER im Jahre 1827 aufgestellte Begriff *Flysch* wurde im bayerischen Schrifttum schon sehr frühzeitig verwendet, obwohl oder gerade weil er den Autoren die meisten Rätsel aufgab. Der Ausdruck *Helvetikum* ist dagegen ein Kind unseres Jahrhunderts. Er entstand im Zusammenhang mit großtektonischen Überlegungen, insbesondere durch die Übertragung der Deckentheorie auf die Ostalpen. Von ausschlaggebender Bedeutung war hierbei der Vergleich mit entsprechenden Ablagerungen der Schweiz. So beschrieb bereits IMKELLER (in DACQUÉ 1912, S. 244 usf.) im Gebiet des Schliersees eine „helvetische“ Kreide; sie wurde jedoch von DACQUÉ (l. c., S. 273) noch für eine normale Einlagerung in Flysch gehalten. Erst HAHN (1913, S. 533) erkannte die Selbständigkeit des Helvetikums, wie er diese Einheit nannte¹⁾. Es dauerte allerdings noch viele Jahre, bis sich die helvetische Zone einer allgemeinen Wertschätzung erfreuen konnte (z. B. BODEN 1930, S. 14 usf.). Ein weiterer Fortschritt ist in der Unterscheidung einer nördlichen und einer südlichen Fazieszone des Helvetikums zu erblicken (M. RICHTER 1937, S. 156 usf.). Der einheitliche Gebrauch des ebenfalls aus der Schweiz stammenden Begriffs *Ultrahelvetikum* ist schließlich noch jünger; er geht auf die Vorstellungen des Verfassers (1960, S. 87 usf.) zurück.

¹⁾ Die Priorität gebührt indes NOWAK (1911, S. 59), der „den Begriff des Helvetikums, welcher in den letzten Zeiten nicht immer richtig aufgefaßt wurde“, auf das Siegsdorfer Gebiet übertrug. „Ich nenne nur diese Eozän- und Kreide-Schichten helvetisch, die in normaler Stellung, höchstens in Schuppen zerlegt, nördlich von der Gruppe Flysch-Nierentalerschichten (eventuell auch Eozän) liegen und unter diese einschließen, bzw. diese unterlagern“ (l. c., S. 60).

Aus alledem ergibt sich eine Gliederung in folgende paläogeographisch-tektonische Einheiten:

Molasse (im N)

Helvetikum

Nordhelvetikum (Adelholzener Fazieszone)

Südhelvetikum (Eisenärztler, Kressenberger und Sandnock-Zone)

Ultrahelvetikum

Nordultrahelvetikum

Südultrahelvetikum

Flysch (im S)

Die anschließenden Ausführungen bauen auf den zusammenfassenden Darstellungen des Verfassers (1960, 1967) auf. Sie berücksichtigen vor allem die neueste Literatur. Aus Raumgründen ist eine Beschränkung auf Helvetikum und Ultrahelvetikum unerlässlich. Auf Molasse, Flysch und Kalkalpin wird in späteren Abschnitten dieser Arbeit eingegangen werden.

a. Adelholzener Fazieszone

Die nordhelvetische Fazieszone liegt zwar außerhalb des engeren Untersuchungsgebietes, doch wird auf sie im Rahmen von paläogeographischen Überlegungen noch mehrfach zurückzukommen sein. Ihr markantestes Schichtglied sind die Adelholzener Schichten (REIS 1896, S. 24 *usf.*), von denen diese Zone ihren Namen erhielt. Sie ziehen von ihrer Typlokalität im Höllgraben bei Bad Adelholzen (SW Siegsdorf) über Spirka (HAGN 1960, S. 15 *usf.*) nach Molberting im Tal der Roten Traun; dort schließen sie im Norden an die Eisenärztler Zone des Galon- und Wolfsberg-(Wollsborg-)Grabens an. An der zuletztgenannten Lokalität scheinen die Adelholzener Schichten auf die Eisenärztler Fazieszone überzugreifen (REIS 1896, S. 28). Dies kann nicht verwundern, da die Transgression des alttertiären Meeres aus dem Süden kam. Übergänge zum Nebengestein des Südhelvetikums sind daher geradezu zu erwarten.

Innerhalb der Adelholzener Schichten kann vom Liegenden zum Hangenden ein Fazieswechsel beobachtet werden, der eine Eintiefung des Meeres anzeigt. Es können daher Untere, Mittlere und Obere Adelholzener Schichten unterschieden werden. Erstere leiten die Transgression ein; sie sind sandig-glaukonitisch ausgebildet und führen, sieht man von Großforaminiferen ab, verhältnismäßig wenig Fossilien. Infolge ihrer weichen Beschaffenheit sind sie gewöhnlich nicht aufgeschlossen. Es ist daher schwierig, die Überwältigung des nordhelvetischen Raums durch das mitteleozäne Meer genau zu datieren; dies gilt auch für den Chiemgau. In Abb. 2 wurde das Einsetzen der Adelholzener Schichten etwas über die Unterkante des Lutets gelegt, um die wenn auch geringen Altersunterschiede gegenüber faziell ähnlich ausgebildeten Ablagerungen des Südhelvetikums (Nebengestein) besser hervorzuheben (vgl. hierzu HAGN 1967, S. 279, ferner Tab.; HAGN & WELLNHOFER 1972, Abb. 6 auf S. 15). Ganz allgemein kann gesagt werden, daß ein und dieselbe Fazies in der jeweils nördlich benachbarten Fazieszone in etwas jüngeren Schichten auftritt. Diese Fazieswanderung wurde durch die nach Norden fortschreitende Transgression und die damit verbundene Verlagerung des Trogtiefsten bedingt.

		HELVETIKUM			MOLASSE
		KRESSENBERGER F.	EISENÄRZTER F.	ADELHOLZENER F.	OSTMOLASSE
OLIGO-ZAN	LATDORF		Schönecker Fischschiefer		Fischschiefer, Lithothamnienk., Sandsteine u Mergel
EOZAN	PRIABON	Katzen- loch-Schichten	Stockletten, bankweise Lithothamnienkalke		
	BIARRITZ	Nebengestein		Adelholzener Schichten	
	LUTET	Schwarzerz-Schichten	Äquivalente der Kressenberger Schichten		
	CUIS	Mittelschichten Rolerz-Schichten			
PALEOZAN	ILERD	Lithothamnien- Schuttkalke u Schmolflöz-Schichten	vorwiegend Sandsteine		
	LANDEN MONT DAN	Schwarze Mergel u Sandsteine			
OBER- KREIDE	MAAS- TRICHT		Hachauer Schichten Gerhartsreiter Schichten		

Abb. 2: Vergleichende stratigraphische Tabelle des Helvetikums und der Ostmolasse.

Die Mittleren Adelholzener Schichten sind durch ein Massenvorkommen von *Nummulites millecaput* BOUBÉE, *Assilina exponens* (Sow.) und großen Discocyclinen gekennzeichnet. Sie bilden das Rückgrat des nordhelvetischen Mitteleozäns. Die an Großforaminiferen so überaus reichen Ablagerungen wittern gewöhnlich aus den sie umgebenden weichen Hüllgesteinen heraus und sind daher im Gelände leicht aufzufinden. Die weniger widerstandsfähigen mergeligen, häufig schwarzen Oberen Adelholzener Schichten zeigen sich hingegen seltener zugänglich. Die besten Aufschlüsse liegen derzeit im Westteil des Rohrdorfer Zementbruchs bei Neubeuern am Inn. Ein eindrucksvolles Vorkommen konnte ferner am 1. 5. 1978 im Gschlifgraben SE Gmunden am Traunsee (OÖ) unter Führung von Herrn Dr. S. PREY, Wien, besichtigt werden.

Die Adelholzener Schichten folgen transgressiv auf Obere Kreide. Die nordhelvetische Fazieszone ist daher durch eine Schichtlücke ausgezeichnet, welche die jüngste Oberkreide sowie das Paleozän und Untereozän umfaßt. Während dieser Zeit wurde das nördliche Vorland zu einer Fastebene abgetragen. Diese Erscheinung ist nicht lokaler Natur, worauf schon REIS (u. a. 1922, S. 238) hinwies. Entsprechende Ablagerungen trifft man z. B. am Rebellionshügel bei Agathazell im Grüntenvorland (Allgäu) an. Dieselben Verhältnisse herrschen auch in der Ostschweiz (HERB 1965, Abb. 1 auf S. 138). Hier werden die Adelholzener Schichten „Assilengrünsand“ und „Complanatakalk“ genannt. In Österreich lassen sie sich immerhin bis zum Gschlifgraben verfolgen (s. oben).

In den letzten zwanzig Jahren wurde das Nordhelvetikum wiederholt mit der Entstehung des Molassetrogs in Zusammenhang gebracht (vgl. hierzu S. 175). Nach

LEMCKE (1973, S. 22) wird die nordhelvetische Schichtfolge von der „Flyschmolasse“ abgelöst, die möglicherweise bis in das Chatt andauerte. In jüngster Zeit sprach FUCHS (1976, S. 213, 237) von einem „Tiefseeegraben“ im Bereich des Nordhelvetikums. Dieser Ausdruck scheint wohl etwas übertrieben, auch wenn die hangenden Stockletten eine beträchtliche Absenkung des Meeresbodens anzeigen. In diesem Zusammenhang sei allerdings darauf hingewiesen, daß in obereozänen Sedimenten des Rohrdorfer Bruchs bei Neubeuern am Inn Anzeichen von Flyschfazies erkannt werden konnten (z. B. HAGN 1973, S. 173, 178).

b. Eisenärzter Fazieszone

Nach REIS (1896, S. 26 *usf.*) treten Gesteine dieser Fazieszone bei Eisenärzt im Tal der Weißen Traun, im Wolfsberg- und Galon-Graben sowie nördlich der Linie Neukirchen-Achthal-Oberteisendorf auf. Die Aufschlüsse an der Typlokalität (Blatt Ruhpolding) wurden zuletzt von GANSS (1977, S. 45) behandelt. Alle übrigen Vorkommen harren noch einer eingehenden Neubearbeitung.

Da die Schönecker Fischschiefer nach REIS (1896, S. 149) im Bereich der Eisenärzter Fazieszone liegen, gewinnt auch dieser Ablagerungsraum für die vorliegende Arbeit an Bedeutung. Er ist durch das Auftreten erzhaltiger Schichten als Südhelvetikum ausgewiesen. Diese sind aber erzärmer als die Kressenberger Schichten, so daß die Unterscheidung von Roterz und Schwarzerz Schwierigkeiten bereitet oder ganz unmöglich ist. Aus diesem Grund wurden die zeitlich entsprechenden Ablagerungen in Abb. 2 als „Äquivalente“ der Kressenberger Schichten bezeichnet. Auf die Übergänge zwischen Adolholzener Schichten und Nebengestein wurde bereits hingewiesen (S. 178). Hervorzuheben ist ferner die große Mächtigkeit der Lithothamnienkalke, welche den Stockletten eingelagert sind (REIS 1896, S. 80). Hierher ist u. a. auch das Vorkommen im „Salinenbruch“ bei Schöneck zu rechnen.

In jüngster Zeit kam noch ein neuer Gesichtspunkt hinzu. Im Rahmen einer Neubearbeitung der Kreide-Tertiär-Grenzschichten im mittleren Allgäu gelangte HÖPFNER (1970) zu der Erkenntnis, daß vollständige Profile vom Maastricht bis in das ältere Tertiär nur in der mittleren und südlichen Fazieszone des Südhelvetikums anzutreffen sind. Weiter im Norden klaffe eine Schichtlücke, welche Teile des Oberen Maastrichts sowie das Untere und Mittlere Paleozän umfaßt. Die Grenze zwischen beiden Ausbildungen läge „etwa zwischen Kressenberger und Eisenärzter Fazieszone“ (*l. c.*, S. 118). Diese Schichtlücke wird im Süden durch die Dreiangelserie ausgefüllt (*l. c.*, S. 117), deren Typlokalität SE des Grünten (Allgäu) liegt. Im Osten unseres Gebietes, am Haunsberg N Salzburg, wird der genannte Zeitraum durch die Oichinger Schichten (z. B. GOHRBANDT 1963, S. 19 *usf.*) vertreten. In Abb. 2 wurde für diesen Profilbereich die neutrale Bezeichnung „schwarze Mergel u. Sandsteine“ verwendet.

Die Ansicht HÖPFNER's wird durch die Schichtfolgen des Helvetikums von Neubeuern am Inn (HAGN 1973, S. 199) und W von Bad Tölz (DATTA 1973, Ms.) gestützt. In beiden Gebieten fehlen Ablagerungen aus dem Zeitbereich Dan-Landen. Die aus dem Süden kommende Transgression setzte erst mit dem Ilerd ein. Die genannten Vorkommen wurden daher der Eisenärzter Fazieszone zugeordnet, zumal ihr Erzgehalt verhältnismäßig gering ist. Auch in der Ostschweiz lassen sich entsprechende Beobachtungen machen (HERB 1965, Abb. 1 auf S. 138). So könnte man z. B. die „Einsiedler Nummulitenkalke“ gleichfalls einer nördlichen Fazieszone des

Südhelvetikums zuweisen, da sie von der liegenden Kreide durch eine Schichtlücke getrennt sind.

Im Bereich des Wolfsberg-Grabens muß der Hiatus an der Wende von Kreide zu Tertiär erst noch durch mikropaläontologische Untersuchungen bestätigt werden. Seine Berücksichtigung in Abb. 2 dieser Arbeit ist daher vorläufig hypothetisch.

c. Kressenberger Fazieszone

Die klassischen Profile wurden durch REIS (1896, S. 31 usf.) eingehend dargestellt. Die Kressenberger Schichten s. str. umfassen Roterz, Mittelschichten, Schwarzerz und Nebengestein (vgl. hierzu HAGN & WELLNHOFER 1972). Am Kressenberg ist die Schichtlücke zwischen Kreide und Tertiär bereits geschlossen (HAGN 1960, S. 85—86; 1967, S. 269—270). Dasselbe gilt für den Haunsberg N Salzburg (GOHRBANDT 1963, S. 23—24). Eine eingehende Faziesanalyse von Roterz, Mittelschichten und Schwarzerz („Sublitoral“) des zuletzt genannten Gebiets ist neuerdings VOGELTANZ (1970) zu verdanken.

Nach REIS (1896, S. 44; 1898 a, Profiltaf. 1, Fig. 3) gehört das südhelvetische Profil des Katzenlochs der Kressenberger Fazieszone an.

d. Sandnock - Zone

Im S und SW des Kressenbergs treten Ablagerungen auf, welche sich durch Sandreichtum und Erzarmut auszeichnen (REIS 1896, S. 51 usf.). Die Profilbeschreibung läßt auf wohlentwickeltes Paleozän schließen. Die Erzsichten zeigen eine gewisse Ähnlichkeit mit der Eisenärzter Ausbildung. In ihrem Hangenden wurden Gesteine beobachtet, die durch ihren Überfluß an Assilinen an Adelholzener Schichten erinnern (REIS 1896, S. 54; 1922, S. 237). Die den Stockletten eingeschalteten Lithothamnienkalke liegen als plattige Bänkchen eines feinkörnigen Algenschuttkalks vor (l. c., S. 80, 102).

Die Sandnock-Fazies, „ein südlicher Zug von Nummulitenschichten“, wurde von ihrem Autor vom Sandnock und aus den vorgelagerten Gräben beschrieben. Sie scheint keine lokale Ausbildung zu sein, zumal sie wohl meist tektonisch unterdrückt ist. So konnte sie auch bei Mattsee im Österreichischen wiedererkannt werden (l. c., S. 55 usf.). In diesem Zusammenhang wäre auch zu prüfen, ob der Hochstein am Heuberg NE Salzburg sowie die „Rote Kirche“ im Gschlifgraben SE Gmunden am Traunsee (OÖ) mit der Sandnock-Fazies in Beziehung gebracht werden dürfen. Beide Vorkommen tauchen als tektonische Fenster nahe des Südrands der Flyschzone auf, nehmen also in ihrer heutigen Stellung eine sehr südliche Lage ein. Auch ihre Gesteine sind arm an Eisenerz.

Eine geplante Neuuntersuchung hat folgende Ziele: Einmal sollen mit Hilfe von mikropaläontologischen Arbeitsmethoden die bathymetrischen Verhältnisse untersucht werden, wobei auch die Frage der Erzbildung und -verdriftung eine Rolle spielt. In diesem Zusammenhang wird auf die Prävindelizische Inselschwelle im Sinne von TRAUB (1953, S. 33) und VOGELTANZ (1970, S. 431, Abb. 14 auf S. 435) zurückzukommen sein. Von nicht geringerer Bedeutung ist schließlich die Suche nach den Äquivalenten der Katzenloch-Schichten, die auch östlich der Roten Traun erwartet werden können (vgl. hierzu S. 215).

e. Zur Fortsetzung der helvetischen Zone nach Österreich

In der neuesten Literatur (BÖGEL & SCHMIDT 1976, S. 42, Abb. 7 auf S. 36; FUCHS 1976, S. 237) wurde die Ansicht vertreten, das Helvetikum fände östlich der Salzach seine natürliche Begrenzung. Schuld daran sei das Landshut-Neuöttinger Hoch, eine herzynisch streichende schwellenartige Aufragung des kristallinen Untergrunds, welche die bayerische Vorlandmolasse in einen Nord- und einen Südteil gliedert (z. B. HEERMANN 1954, S. 11—12, Abb. 3 auf S. 13).

Dieser Vorstellung ist entgegenzuhalten, daß typisches Nord- und Südhelvetikum bis zum Gschlifgraben SE Gmunden am Traunsee (OÖ) nachgewiesen ist (vgl. hierzu M. RICHTER & MÜLLER-DEILE 1940, S. 423). So lassen sich die prachtvoll entwickelten Adelholzener Schichten der genannten Lokalität von den Vorkommen im Rohrdorfer Bruch bei Neubeuern am Inn in keiner Weise unterscheiden. Es ist daher anzunehmen, daß sie sogar noch weiter nach Osten reichen, heute aber tektonisch verhüllt sind. Nach Ansicht des Verfassers ist das Landshut-Neuöttinger Hoch für die Paläogeographie des Helvetikums jedenfalls ohne jede Bedeutung.

f. Zur Faziesgliederung des Helvetikums in Österreich

Ausgehend von einigen österreichischen Vorkommen der helvetischen Zone gelangte PREY (1975, S. 2 usf.) zu der Überzeugung, daß die Adelholzener Fazieszone nicht nördlich, sondern südlich des „Südhelvetikums“ beheimatet sei. Sein Urteil stützt sich hauptsächlich auf die geologischen Verhältnisse der Umgebung von Gmunden am Traunsee. Er leitete den Limonitgehalt des Roterzes von einem Liefergebiet im NE ab. Während der Sedimentationsablauf im älteren Tertiär in den einzelnen Gebieten sehr unterschiedlich gewesen sei, kam es seiner Meinung nach im Lutet zu einer weitflächigen Überflutung. Nach PREY ist daher eine starre Faziesgliederung in der hier skizzierten Form nicht berechtigt (l. c., S. 6).

Die Frage, ob die Adelholzener Schichten nicht doch im Süden der Erzserie abgelagert wurden, warf bereits SCHLOSSER (1925, S. 201) auf. Für das Gebiet westlich der Iller im Allgäu bejahte er sie sogar. Es darf hierzu bemerkt werden, daß der genannte Autor den Bolgen mit seinen granitführenden Konglomeraten des ultrahelvetischen Wildflysches mit dem Vindelizischen Land verwechselte und die komplizierte Tektonik dieses Gebietes nicht berücksichtigte. Auch im Gschlifgraben am Nordfuß des Traunsteins (Kalkalpin) verwirrt der Baustil auf den ersten Blick. Hier werden die Adelholzener Schichten mitsamt den sie begleitenden Gerhartsreiter Schichten des höheren Untermaastrichts im Norden von der ultrahelvetischen Buntmergelsérie ummantelt, obwohl der Ablagerungsraum der zuletztgenannten Schichten ursprünglich im Süden des Nordhelvetikums lag. Beide Bereiche waren einst „meilenweit“ voneinander getrennt, während sie heute infolge der Raumverengung durch die alpine Orogenese eng benachbart sind. Weiter im Westen, im Gebiet von Siegsdorf, bei Neubeuern am Inn, im Zementstollen von Marienstein und selbst im Grüntenvorland liegt die Adelholzener Fazieszone immer nördlich von Südhelvetikum und Ultrahelvetikum. Es sei noch vermerkt, daß auch die Adelholzener Schichten des Gschlifgrabens im Norden der „Roten Kirche“ und damit der erzführenden Schichten aufgeschlossen sind.

Als Einwand gegen die Selbständigkeit des Nordhelvetikums könnte angeführt werden, daß die Fazies der Adelholzener Schichten auch im Lutet des Südhelveti-

kums, nämlich in der Eisenärzter und in der Sandnock-Zone, beobachtet wurde (s. oben). Darüber hinaus erinnert auch das Nebengestein der Kressenberger Fazieszone, wenigstens örtlich, an die Adelholzener Schichten. Alle diese Vorkommen sind zweifellos Ablagerungen ein und desselben Meeres. Die Fazieszugehörigkeit kann aber unschwer aus dem Charakter des Liegenden (Schichtlücke oder Erzsichten) ermittelt werden.

Die Adelholzener Fazies tritt im übrigen örtlich sogar im tieferen Untereozän des Südhelvetikums auf. So sammelte der Verfasser am Südhang der „Roten Kirche“ (Roterz) ein Handstück eines grünlichgrauen Assilinenkalks auf, der selbst mit Hilfe einer Lupe kaum von Mittleren Adelholzener Schichten zu unterscheiden war. Im Dünnschliff konnte hingegen *Gypsina ogormani* (DOUV.), eine krustenbildende Foraminifere, erkannt werden, welche für den Zeitbereich Paleozän-Untereozän leitend ist. Die Mittleren Adelholzener Schichten desselben Grabens sind dagegen durch *Gypsina linearis* (HANZAWA), eine Art des Mittel- und Obereozäns, ausgezeichnet. Daraus erhellt, daß allfällige Fragen durch den Einsatz mikropaläontologischer Arbeitsmethoden rasch geklärt werden können. Die hier dargelegten Beobachtungen und Befunde gehen im übrigen auf eine gemeinsame Begehung zurück, die Herr Dr. S. PREY am 1. 5. 1978 dankenswerterweise führte.

Kommen wir zum Schluß der Betrachtung. Es bleibt festzuhalten, daß das Zusammenvorkommen von transgressivem Mitteleozän im N und Erzsichten im S von der Schweiz über Bayern bis nach Oberösterreich verfolgt werden kann. Dieses einmalige Phänomen läßt sich nur durch ein regional gültiges Denkschema erklären. Es muß angenommen werden, daß die paläogeographischen Voraussetzungen im Osten und im Westen einander entsprochen haben. Dies schließt nicht aus, daß gebietsweise örtlichen Gegebenheiten Rechnung getragen werden muß. Als nachahmenswertes Beispiel sei in diesem Zusammenhang die Faziesanalyse des Südhelvetikums am Haunsberg N Salzburg durch VOGELTANZ (1970) angeführt.

g. Nordultrahelvetikum

Die nordultrahelvetische Fazieszone wird fast ausschließlich aus sehr feinkörnigen, pelitischen Gesteinen aufgebaut. Sie zeigen eine ähnliche Ausbildung wie die pelagischen Sedimente des Helvetikums (z. B. Pattenauer Schichten, Stockletten). Von diesen unterscheiden sie sich jedoch durch das häufige Auftreten bunter Farbtöne, die dem Helvetikum, von den Seewerschichten des Turons abgesehen, fremd sind. Nicht selten sind sie auch dunkel gefleckt. Man faßt diese Ablagerungen daher heute ganz allgemein als Buntmergelserie zusammen. Sie stellen eine Beckenfazies dar, welche im Süden an das Südhelvetikum anschließt.

Der Ausdruck Buntmergelserie wurde von dem verdienten österreichischen Alpengeologen und Mikropaläontologen S. PREY (1952, S. 42) in die Literatur eingeführt. Er beschrieb diese „selbständige Schichtserie“ (l. c., S. 43) zuerst aus Niederösterreich, nämlich von Rogatsboden. Die Erstbeschreibung PREY's umfaßt auch unser Südultrahelvetikum, da u. a. auch klastische Gesteine mit Phylliten und anderen kristallinen Komponenten angeführt wurden. In der Folgezeit übertrug der Verfasser (HAGN 1955 a, Fußn. 3 auf S. 18) die Bezeichnung Buntmergelserie auf oberbayerisches Gebiet (vgl. hierzu 1960, S. 90 usf.). Er schlug vor, „den Ausdruck Buntmergelserie auf alle buntgefärbten, vorwiegend mergelig ausgebildeten Schichtglieder dieses Trogs anzuwenden“ (l. c., S. 134). Wenige Jahre später (1967, S. 260,

272, Tab.) beschränkte er den Begriff Buntmergelserie auf die kalkreicheren Sedimente des Nordultrahelvetikums; er stellte ihnen „bunte, tonige, mehr oder weniger kalkarme bis kalkfreie Sedimente und fein- bis grobklastische Bildungen“ des Südultrahelvetikums gegenüber (l. c., S. 272).

Der Name Buntmergelserie ersetzt ältere, unzutreffende oder wenig bezeichnende Namen wie Nierentaler Schichten, Seewerschichten, Bunte Leistmergel, Rote Stockletten oder Helvetische Südfazies. Die Buntmergelserie im weiteren Sinne umfaßt auch ihre kalkärmeren Äquivalente im Süden, zumal Übergänge vorhanden sind (z. B. PFLAUMANN in PFLAUMANN & STEPHAN 1968, S. 142, 167; FREIMOSER 1972, Abb. 8 auf S. 67). Hierher gehören auch die Buchecker Schichten von DE KLASZ (1953 a, S. 224; 1956, S. 414 usf.; DE KLASZ in GANSS 1956, S. 42 usf.), aus denen ihr Autor eine Reihe interessanter Foraminiferen-Arten beschrieb (z. B. 153 a—c). Ausführliche Angaben über Mikrofaunen der Buntmergelserie sind in den Arbeiten des Verfassers (HAGN 1960, S. 100 usf.) und PFLAUMANN's (in PFLAUMANN & STEPHAN 1968, S. 171 usf.) enthalten (vgl. hierzu auch FREIMOSER in DOBEN 1970, S. 103—105).

Die Buntmergelserie setzt in Oberbayern meist erst in der höheren Oberkreide ein und reicht bis in das tiefere Obereozän. An der Wende Kreide/Tertiär ist keine Schichtlücke ausgebildet. Die allgemeine Erfahrung lehrt, daß die oberkretazischen Anteile dieser lithologisch nur unvollkommen gliederbaren Schichtfolge kalkreicher, ihre alttertiären Schichtglieder hingegen etwas tonreicher sind.

h. Südultrahelvetikum

Die bunten Tone sowie ihre teilweise sehr grobklastischen Einschaltungen („Wildflysch“) verleihen den Ablagerungen dieser Fazieszone ein flyschartiges Gepräge. Die Tone werden wohl am besten als Tiefseepelite aufgefaßt (vgl. hierzu FAUPL & SAUER 1978, S. 65 usf.). Die Komponenten des Wildflysches sind Schutt einer Schwelle, welche den ultrahelvetischen Trog im Süden gegen den Flysch hin abgrenzte. Dieses Hochgebiet wird in den meisten Arbeiten als Cetischer Rücken bezeichnet. Den Transport der nicht selten beträchtliche Ausmaße erreichenden Komponenten in die Tiefsee besorgten Suspensionsströme („turbidity currents“). Im Trogtiefsten erfolgte am Meeresboden eine Einschichtung und Verzahnung mit der eigentlichen Buntmergelserie. Unter den kristallinen Komponenten sind Phyllite und diabasartige Gesteine besonders hervorzuheben. Letztere machen das Südultrahelvetikum für die Theorie der Plattentektonik besonders interessant. Ausführliche Angaben über diese Gesteine lieferten in neuerer Zeit vor allem HAGN (1960, S. 94 usf.), PFLAUMANN (in PFLAUMANN & STEPHAN 1968, S. 143 usf.) und FREIMOSER (1972, S. 22 usf., S. 57 usf.). Es ist das Verdienst BODEN's (1922 und später), die Brekzien und Konglomerate des bayerischen Südultrahelvetikums erstmals petrographisch eingehend untersucht zu haben.

Die farbigen Pelite führen im Gegensatz zu den kalkreicheren Buntmergeln des Nordens meist eintönige Sandschalerfaunen, die an solche des Flysches erinnern. Auch hierin schlägt das Südultrahelvetikum eine fazielle Brücke zum Flysch. Als Beispiel seien hier die paleozänen Bunten Tone von Achthal genannt (HAGN 1960, S. 103, Taf. 11). Gelegentlich werden zwar auch Kalkschaler angetroffen, doch sind sie meist nur spärlicher eingestreut. Die Gehäuse pelagischer Foraminiferen sind häufig kleinwüchsig, es handelt sich demnach um Kümmerformen. Mögli-

cherweise ist das fallweise Fehlen von kalkschaligen Formen durch Kalkauflösung in größeren Meerestiefen bedingt.

Zum Südultrahelvetikum ist auch die „Teisendorfer Fazies“ im Sinne von GANSS (in GANSS & KNIPSCHER 1956, S. 617—618) zu rechnen. Nach Ansicht dieses Autors sollte sie sich mit der Kressenberger Fazies verzahnen bzw. diese ablösen. Genauso wenig wahrscheinlich ist die Deutung TOLLMANN's (1972, S. 184), nach der die Sandschalerfaunen einen „karpatischen“ Einfluß anzeigen. Wäre dem so, dann verlief die Faziesgrenze karpatisch/ostalpin quer durch den Moosgraben (S. 210) oder durch den Sprunggraben bei Achthal. Die Faunen ändern sich nicht von Ost nach West, sondern von Süd nach Nord. Die Warte des Betrachters muß daher um 90 Grad gedreht werden, zumal ja auch weiter im Westen, im Wendelsteinvorland, kalk- und sandschalige Foraminiferen in enger Nachbarschaft auftreten (PFLAUMANN in PFLAUMANN & STEPHAN 1968, S. 148 *usf.*). Die meisten Gesteine des Südultrahelvetikums gehören der höheren Oberkreide und dem tieferen Altertär (bis einschließlich Mitteleozän) an.

i. Zur Selbständigkeit des Ultrahelvetikums in Oberbayern

Die lebhaften Farben der „Bunten Leistmergel“, unserer heutigen Buntmergelserie, veranlaßten SCHMIDT-THOMÉ (1939, S. 274) zu folgendem Schluß: „In dieser Faziesänderung gegen Osten hin macht sich anscheinend eine Vereinigung der helvetischen Fazies mit der im Westen noch gesondert vorhandenen ultrahelvetischen Fazies (Liebensteiner Decke . . .) geltend“. Diese Ansicht geistert auch heute noch durch die Literatur. So vertraten BÖGEL & SCHMIDT (1976, S. 43, Abb. 7 auf S. 36) gleichfalls die Meinung, im östlichen Teil des Alpenvorlandes werde das Helvetikum durch das Ultrahelvetikum vertreten. Bereits in den Chiemgauer Alpen seien die Feuerstätter und die Liebensteiner Decke nicht mehr voneinander zu trennen (*l. c.*, S. 44). Auch nach FUCHS (1976, Taf. 3) übernimmt die Buntmergelserie im Osten die Rolle des Helvetikums (*vgl. hierzu auch* PREY 1962, S. 285).

Demgegenüber ist festzuhalten, daß auch im östlichen Oberbayern und im anschließenden Oberösterreich die südhelvetischen und ultrahelvetischen Schichtfolgen nebeneinander und nicht übereinander zur Ablagerung kamen. Es bestehen zwar laterale Übergänge zwischen den genannten Serien, da ja beide Ablagerungsräume einander eng benachbart waren. Die heute mehr oder weniger scharf erscheinende Trennung beider Fazieszonen wurde erst durch die starke Raumverengung während der alpinen Orogenese bedingt. Dennoch kann an der Selbständigkeit des bayerischen Ultrahelvetikums kein Zweifel gehegt werden. Die klassischen Gebiete des Wendelsteinvorlandes und des Raums zwischen Bergen und Teisendorf lassen jedenfalls eine Verschmelzung mit dem Helvetikum nicht erkennen.

Die Frage, ob die Liebensteiner und die Feuerstätter Fazieszonen im Allgäu echte Decken darstellen, kann nur am Rande gestreift werden. Hier darf zunächst auf die früheren Ausführungen des Verfassers (HAGN 1960, S. 111 *usf.*) verwiesen werden. Es sei auch an dieser Stelle betont, daß die Liebensteiner Einheit faziell und faunistisch unserem Nordultrahelvetikum entspricht, während die Feuerstätter Folge aus denselben Gründen mit dem Südultrahelvetikum der vorliegenden Arbeit verglichen werden kann (*l. c.*, S. 115). Desgleichen bezieht der Verfasser den Schutt des Wildflysches nach wie vor vom Nordhang des Cetischen Rückens, auch wenn

M. RICHTER und seine Schule sein Liefergebiet am Südhang dieses Gebirges suchen (zuletzt EGGERT 1977, S. 134). Gerade das Auftreten von wildflyschartigen Bildungen im Hangenden der nordultrahelvetischen Leimern-Schichten spricht für einen ehemaligen Zusammenhang des nord- und südultrahelvetischen Raumes auch im Allgäu. Die grobklastischen Einschaltungen im Liebensteiner Faziesraum konnten nämlich sehr wohl durch Trübeströmungen aus dem Süden an ihren heutigen Platz gelangen (HAGN 1960, S. 120). Auch in Oberbayern drangen die klastischen Einstreuungen teilweise weit nach Norden vor und wurden der Buntmergelserie eingeschichtet. —

Das Ultrahelvetikum zeigt somit erneut, daß ein kleinräumiges Denken fehl am Platze wäre. Wohl steht am Anfang der Bearbeitung eines jeden Gebietes ein zeitraubendes und mühsames Puzzlespiel, doch ergeben die einzelnen Aufschlüsse, an die richtige Stelle eingereiht, ein klares Bild von der früheren Verteilung von Land und Meer. Diese paläogeographische Zusammenschau stellt daher eine Abstraktion der Wirklichkeit dar, die im einzelnen sehr kompliziert sein kann. Hier sei ein Vergleich mit der tektonischen Phasengliederung gestattet, die ja auch ein Hilfsmittel bietet, um den Ablauf des tektonischen Geschehens, in unserem Fall der alpinen Orogenese, besser verstehen zu können.

Bisher war fast ausschließlich von den Ablagerungsräumen die Rede. Es wurde das Bild eines langgestreckten, von der Schweiz bis nach Österreich reichenden Troges gezeichnet, dessen Querschnitt asymmetrisch war. Seine größte Tiefe lag im Süden, in Richtung zur damaligen Tethys. Er war in Teiltröge gegliedert, denen die oben skizzierten Fazieszonen entsprechen. Hier bleibt nur nachzutragen, daß der helvetisch-ultrahelvetische Trog im Süden vom Cetischen Rücken begrenzt wurde, der zugleich eine trennende Barriere zum Flysch hin bildete²⁾. Inmitten des genannten Trogs verliefen in longitudinaler Richtung zwei weitere schwellenartige Aufragungen des Untergrunds, von denen die Intrahelvetische Schwelle zwischen Nord- und Südhelvetikum die bedeutendere war. An der Grenze zwischen Südhelvetikum und Nordultrahelvetikum machte sich daneben örtlich und nur zu bestimmten Zeiten die Prävindelizische Inselschwelle bemerkbar (z. B. HAGN 1960, S. 131). Etwas scherzhaft könnte man diese Vorstellung von Teiltrögen und Schwellen auch als „Wellblech-Paläogeographie“ bezeichnen (HAGN 1967, S. 262).

Soweit das Hohelied der Faziesgliederung, das in den folgenden Kapiteln immer wieder anklingen wird.

2. Das südhelvetische Profil des Katzenlochs

a. Schwarzerz-Schichten s. l.

REIS (1896, S. 44) beschrieb das „Katzenloch-Flötz“ mit folgenden Worten: „Erzreiche Region, der Gehalt an Oolithkörnern ist gering; das thonige Bindemittel der zahlreichen Fossilien ist stärker eisenimprägniert, sowie sämtliche Fossilien mit

²⁾ In jüngster Zeit sprach sich FAUPL (1978, S. 36) auf Grund sedimentologischer Untersuchungen für die Existenz des Cetischen Rückens aus, während BUTT & HERM (1978, S. 90) eine schuttliefernde Schwelle zwischen Ultrahelvetikum und Flysch ablehnten.

einer Kruste überzogen; die erzeichen Lagen zeigen hauptsächlich *Orbitoides papyracea* und *Numm. laevigatus*; die mehr kalkige oberste Lage zeigt massenhaft *Numm. perforatus*; in der unteren Lage mit *Numm. laevigatus* treten auch größere Sandsteinknollen mit einer Eisenkruste auf“. Die Mächtigkeit dieser Schichten, die dem Schwarzerz angehören, gab er mit 2,5 m an.

Im Liegenden beobachtete REIS „grobkörnige Sandsteine mit *Numm. biarritzensis*“. Aus „Bergbauauswürflingen“ schloß er auf das Vorhandensein von Mittelschichten und selbst der „Region des rothen Flötzes“ (l. c., S. 45).

GÜMBEL (1861, S. 645) verglich dieses Vorkommen mit „schwarzen, dem Maurerflötze ähnlichen Erzen“, welche östlich der Roten Traun erschürft wurden. Nach ZIEGLER (1975, S. 249) ist das Gestein verhältnismäßig erzarm. Das Flöz besitzt eine Mächtigkeit von 1 m und war früher auf eine Erstreckung von ca. 60 m aufgeschlossen.

Im Profil an der neuen Forststraße, das in der östlichen Fortsetzung des Katzenlochs liegt, sind die Erzsichten etwas über 1 m mächtig (Abb. 3). Sie machen keinen sehr frischen Eindruck, erscheinen ausgelaugt und zeigen sich tektonisch stärker beansprucht. Möglicherweise ist auch ihre Mächtigkeit im Gegensatz zum Katzenloch reduziert.

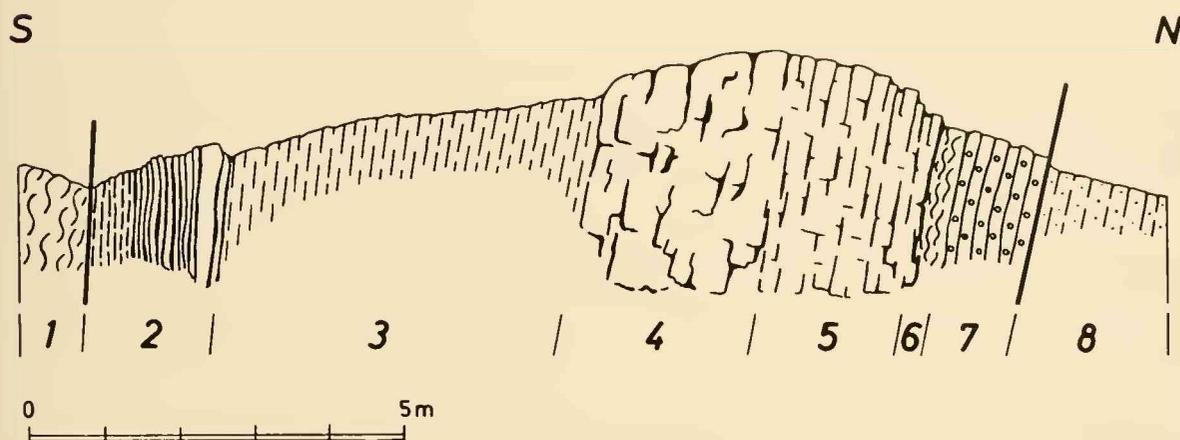


Abb. 3: Das südhelvetische Profil des Katzenlochs und seine Umrahmung. 1: Buntmergelserie. 2: Katzenloch-Schichten. 3: Stockletten. 4: Nebengestein. 5 und 6: höherer, unvererzter Teil der Schwarzerz-Schichten s. l. 7: Schwarzerz. 8: Sandsteine und schwarze, sandige Mergel fraglicher Zuordnung.

Es wurden daher einige Gesteinsproben aus dem Bereich des alten Baues selbst untersucht, um eine bessere Vorstellung über die Gesteinsausbildung der Schwarzerz-Schichten zu gewinnen. Aus den tieferen Partien stammt ein hell- bis dunkelbrauner, limonitischer, fossilreicher Sandkalk, der vor allem im Anschliff ein sehr unruhiges Bild bietet. Er enthält bis zu 10 cm lange abgerundete Gesteinsbrocken, welche mit einem Brauneisenfilm umgeben sind. Auffallend sind ferner große, erzumkrustete und stark limonitisierte Discocyclusen (= *Orbitoides auctorum*), die eine Länge bis zu 4 cm erreichen. Desgleichen wurden Lithothamnienknollen und Bruchstücke von Korallenstöckchen beobachtet. Das Gestein wird von Eisenschwarzen durchzogen, da seine Klüfte neben Kalzit auch von Limonit ausgefüllt werden.

Im Dünnschliff (G 1699—1701 a/78) erweist sich die wohlentwickelte Grundmasse als überwiegend mikritisch; sie ist stellenweise stärker limonitisch imprägniert. Quarz, Feldspat und Erzkörner sind der Matrix in wechselnder Menge eingestreut. Unter den Großforaminiferen herrschen Nummuliten und Discocyclinen vor. An Kleinforaminiferen sind vor allem Milioliden (häufig vollständig vererzt) und *Pararotalia* zu nennen. Die Metazoen werden durch Bryozoen, Röhren von Serpuliden und Muschelreste vertreten. Die Thalli von Rotalgen (Corallinaceen) sind gewöhnlich von Dolomitneubildungen durchsetzt.

Hervorzuheben ist die starke Durchdringung der meisten Komponenten mit Brauneisen. Limonitische Kluftfüllungen und Erzkrusten bestimmen neben den zahlreichen Biogenen das mikroskopische Bild. Die erzimprägnierten und vererzten Fossilien sind insgesamt als umgelagert zu betrachten. Ihnen gegenüber befinden sich die bodenständigen, nicht vererzten Faunenelemente, in der Minderzahl.

In anderen Handstücken des brauneisenführenden Sandkalks treten die vererzten Komponenten etwas stärker zurück; die autochthonen Bestandteile der Fauna gewinnen daher die Oberhand. Einige Gehäuse gepfeilerter Nummuliten können zur Gruppe des *N. lacvigatus* (BRUGU.) gestellt werden; es sei aber betont, daß das vorliegende Material für eine artliche Bestimmung nicht ausreicht. Daneben wurden Schalenreste von *Pycnodonte gigantea* (SOLANDER in BRANDER) gefunden, deren blasig-lamellärer Feinbau in Schliffen (G 1711—1712 a/78) gut zu erkennen ist. Das Gestein erscheint etwas sandreicher als die oben beschriebene Ausbildung. In ihm wurde zusätzlich ein vererztes Gehäuse der Gattung *Fasciolites* (= *Alveolina auctorum*) beobachtet.

Brocken desselben Schwarzerzes kommen auch im Hangschutt vor, der von der neuen Forststraße angeschnitten wurde. Es sind bräunliche, meist stärker angewitterte, limonitische, sandige Foraminiferenkalke. Neben *Nummulites* und *Discocyclina* wurden die Gattungen *Assilina* und *Operculina* sowie *Sphaerogypsina globulus* (REUSS) angetroffen (Schliffe G 1638—1639 a/78). Mittelschichten und Roterz-Äquivalente konnten hingegen nicht nachgewiesen werden.

Gegen das Hangende zu stellen sich dunkelgrünlichbraune, limonitische Foraminiferenkalke ein. Bankweise kann man von einem Assilinenkalk sprechen. In einzelnen Lagen ist auch Glaukonit stärker angereichert.

In Dünnschliffen (G 1636—1637 a/78, G 1697—1698 a/78) macht man folgende Beobachtungen: Die mikritische Grundmasse wird von Brauneisen durchsetzt. Die Hauptmasse des Gesteins besteht aus Fossilschutt. Quarz und Feldspäte treten in Form einzelner größerer Körner auf. Limonitpartikel sind nicht selten; als Imprägnationsmittel besitzt dieses Mineral allerdings eine weit größere Bedeutung. Glaukonit tritt gewöhnlich nur akzessorisch auf. An Kleinforaminiferen wurden u. a. *Bolivina*, *Globigerina*, *Globorotalia* (*Acarinina*), *Gl. (Morozovella)* und andere rotaliide Formen festgestellt. Die Großforaminiferen werden durch die Gattungen *Nummulites*, *Assilina*, *Operculina*, *Discocyclina* und *Aktinocyclus* repräsentiert. Reste von Bryozoen, Muscheln, Krebsen und Echinodermen (Seeigelstachel, Crinoiden) ergänzen das faunistische Bild.

An der neuen Forststraße folgen auf die erzführenden Schichten dunkelgrünlichgraue, glaukonitische, etwas mergelige Feinsandkalke. Ihre Mächtigkeit beträgt nur 0,4 m. Sie führen im Schliff (G 1710 a/78) Klein- und Großforaminiferen sowie Bryozoen-, *Pecten*- und Echinodermenreste. Sie vermitteln bereits zu den Schichten, welche nach REIS (1896, S. 44) das Hangende des Katzenloch-Baus bilden.

Für diesen Profilbereich lieferte der genannte Autor folgende Angaben: „Bank mit *Numm. perforatus*, weniger sandreich, ähnlich den *Perforatus*-Bänken im

Wollsberggraben, aber lange nicht so glaukonitreich; stellenweis viele *Orbitoides* und *Assilina* . . . 2 m“.

Es handelt sich um graubraune bis bräunlichgraue, schwachsandige Kalke bis Sandkalke, welche durch Zunahme von Quarz auch in Kalksandsteine übergehen können. Diese Gesteine sind hart und zäh; sie stellen daher ein natürliches Dach des Katzenloch-Stollens dar. Lagenweise kommen die kalkigen Röhren der Anneliden-Art *Ditrupa cornea* (L.) häufiger vor; derartige Partien können als *Ditrupa*-Kalk zur Gliederung des Profils herangezogen werden.

Dünnschliffe (G 1633—1635 a/78) lassen folgende Einzelheiten erkennen: Die Matrix ist pelitisch bis pelitisch getrübt. Quarz tritt in wechselnder Menge auf. Glaukonitkörner sind ziemlich selten; glaukonitische Imprägnationen werden hingegen immer wieder beobachtet. Kleinforaminiferen gehören zu den häufigen Erscheinungen; sie verteilen sich auf Sandschaler, Milioliden, *Cibicides* und andere rotaliide Formen. An Großforaminiferen wurden die Gattungen *Nummulites*, *Operculina* und *Discocyclina* bestimmt. Hinzu gesellen sich Reste von *Ditrupa*, *Serpula*, Bryozoen, Lamellibranchiaten, Crustaceen und Echinodermen. Detritus von Corallinaceen ist nur ganz untergeordnet anzutreffen.

Ähnliche Gesteine fand REIS (1896, S. 29) auch im Galon-Graben, und zwar in seiner Eisenärzter Fazieszone. Sie enthalten „massenhaft Dentalien“, d. h. die oben angeführte *Ditrupa*. Es ist hierbei zu berücksichtigen, daß die langgestreckten Röhren dieser Gattung früher mit den zahnförmigen Gehäusen von Scaphopoden verwechselt wurden. REIS fügte noch hinzu: „Neu ist hier die kalkige Entwicklung an der oberen Grenze der Eisensandsteine“.

Fassen wir zusammen: Über den Schwarzerz-Schichten s. str. folgen im Profil des Katzenlochs ca. 2 m mächtige erzfreie Sedimente. Da sie noch im Liegenden des Nebengesteins auftreten, sollen sie als unvererzte Äquivalente der höheren Schwarzerz-Schichten aufgefaßt werden.

Die Schwarzerz-Schichten s. l. sind in das ältere Mitteleozän einzustufen. Ihre Faziesentwicklung vom Liegenden zum Hangenden läßt auf eine allmähliche Eintiefung des Ablagerungsraums schließen.

b. Nebengestein

Nach REIS (1896, S. 44) werden diese Schichten durch einen „sehr harten, glaukonitischen, mittelkörnigen Kalksandstein mit Riesenexemplaren von *Orbitoides ephippium*, von *Numm. distans*, *Numm. Tchihatcheffi* und *Numm. perforatus*“ repräsentiert. „Von anderen Fossilien finden sich hier *Ranina Helli*, *Conoclypus conoideus*, *Echinanthus* cf. *Cuvieri*, *Prenaster spec.*, *Spondylus Münsteri*, *Pecten Halaensis*, *Cyclostreon internostriatum*, welche Fossilien nahezu alle für das Hangende der Schwarzerzregion charakteristisch sind. 2¹/₂ m.“

Das Nebengestein stellt mit seinen leuchtend grünen Farben einen ausgezeichneten Leithorizont zwischen Schwarzerz-Schichten und Stockletten dar. Seine Härte läßt es im Gelände als Riegel hervortreten, sein Fossilreichtum lockt den Sammler an. Dieses Schichtglied ist daher für eine Korrelierung mit benachbarten Profilen von großer Bedeutung.

Die Gesteinsausbildung schwankt zwischen sandig-glaukonitischen, fossilreichen Kalken und glaukonitischen Sandkalken. Das Verhältnis von kalkiger Grundmasse zu Quarz, Glaukonit und Biogenen ist wenig konstant. Kalkreichere Partien liegen häufig als Knollen in einer grünsandigen Matrix. Hier ist wohl an Resedimentationsvorgänge zu denken. Die Verwitterungsfarben sind gelblich-bräunlich.

Das dickbankige Gestein ist stark zerklüftet; durch den Straßenbau wurden zahlreiche offene Spalten freigelegt. Die Mächtigkeit des Nebengesteins beträgt 2,5 m. Die Bänke fallen mit 75—80° nach S ein und streichen mit 90° E—W. Die Fundstelle liegt in einer Höhe von etwa 690 m über NN.

Discocyclinen und Nummuliten gehören zu den häufigsten Fossilien. Die großen flachen Gehäuse der erstgenannten Gattung sind meist sehr gut eingeregelt. Mittelgroße Nummuliten können der Gruppe des *N. perforatus* (MONTF.) zugeordnet werden. Weitere Fossilfunde verteilen sich auf Brachiopoden, Gastropoden, Lamellibranchiaten und Echinodermen. Sie entsprechen der Fauna des Nebengesteins vom Kressenberg (SCHLOSSER 1925). An eigenen Funden seien *Terebratula hilarionis* MENEGHINI und *Pecten suborbicularis* MÜNSTER angeführt. Infolge der zahlreichen Klüfte sind die Fossilien häufig mit einer dünnen Schicht von Sinterkalk versehen.

Unter dem Mikroskop (Schliffe G 1631—1632 a/78, G 1594—1597 a/78) beobachtet man eine mikritische Grundmasse, in die reichlich Fossilschutt eingebettet ist. Quarz- und Glaukonitkörner sind häufig. Glaukonitische Imprägnationen werden reichlich angetroffen. Phosphorit tritt in Form von Körnern oder als Imprägnationsmittel auf. Unter den Kleinforaminiferen überwiegen die pelagischen Gattungen *Globigerina* und *Globorotalia* (*Acarinina*); daneben stellen sich *Bolivina* und *Pararotalia* ein. Die Gehäuse der Großforaminiferen (Nummuliten, Discocyclinen) sind häufig angebohrt und zeigen sich gelegentlich von Rotalgen umwachsen. An Hartteilen von Evertebraten wurden beobachtet: Bryozoenstückchen, Wurmröhren (*Rotularia*), punktierte Terebratelschalen, Lamellibranchiatenreste (u. a. *Ostrea*, *Teredo*), Ostracoden und Echinodermenschutt (Asseln und Stacheln von Echiniden).

Umgelagerte limonitische Komponenten, wie sie im Nebengestein der Nordschuppe des Kressenbergs gehäuft auftreten, konnten nicht ermittelt werden.

In allen Schliffen machen sich Anzeichen einer starken tektonischen Beanspruchung bemerkbar. Das harte, starre Gestein ist stellenweise zerbrochen. An den Bruchrändern sind Glaukonitkörner und Fossilreste gewöhnlich zermahlen; ihr Zerreibsel schwimmt in der kalzitischen Gangfüllung. Derartige Gesteinpartien weisen einen mylonitischen Charakter auf.

Auf den Phosphoritgehalt des Nebengesteins machte bereits REIS (1922, S. 235) aufmerksam. Dieses Mineral ist besonders in Steinkernen von Fossilien angereichert.

Als abweichende Ausbildung des Nebengesteins ist ein grünlichgrauer, feinkörniger Fossilschutt zu betrachten (Schliff G 1593 a/78). In ihm tritt die Grundmasse fast ganz zurück. Das Gestein wird hauptsächlich aus dem Detritus von Biogenen gebildet. Quarz und Glaukonit kommen nur untergeordnet vor. Dafür scheinen Kleinforaminiferen um so häufiger auf. Die wichtigsten sind Sandschaler, *Robulus*, *Globigerina*, *Cibicides* und andere rotaliide Formen.

Mehr oder weniger abgerundete Brocken von Nebengestein werden auch im Hangschutt beobachtet. Hierher gehören bräunlich angewitterte sandige Fossilschuttkalke bzw. Sandkalke (Schliffe G 1619—1623 a/78). Sie lassen keine zusätzlichen Beobachtungen zu und können daher übergangen werden.

Den Abschluß des Nebengesteins bilden geringmächtige grünlichgraue, glaukonitische, sandige, weiche Mergel (Probe 3693). Ihre wahre Mächtigkeit konnte nicht ermittelt werden, da diese Schichten offensichtlich tektonisch reduziert sind. Sie führen eine reiche, wenn auch etwas kleinwüchsige und nicht sehr gut erhaltene Mikrofauna. Die meisten Gehäuse liegen als Glaukonitsteinkerne vor, ein Erhaltungszustand, der das Faunenbild entscheidend prägt. Die ziemlich häufigen Globigerinen sind gewöhnlich verdrückt. An pelagischen Foraminiferen wurden ferner kleine ungekielte Globorotalien (Untergattung *Acarinina*), seltener *Globorotalia* (*Morozo-*

vella) *spinulosa* CUSHM. beobachtet. An Sandschalern sind *Plectina dalmatina* (SCHUBERT), *Tritaxilina pupa* (GÜMBEL) sowie Angehörige der Gattungen *Spiroplectammina*, *Clavulinoides* und *Karrieriella* zu nennen. Das kalkschalige Benthos wird vor allem durch *Marginulinopsis fragaria* (GÜMBEL), *Vaginulinopsis cumulicostata* (GÜMBEL), und *Uvigerina acutocostata* (HAGN) vertreten. Dazu gesellen sich die Genera *Robulus*, *Bulimina*, *Stilostomella*, *Osangularia*, *Anomalinoides* und *Cibicides*. Fischreste runden das faunistische Bild ab. Im Rückstand wurden neben Quarz- und Glaukonitkörnern etwas Phosphorit festgestellt.

Die Mikrofauna gestattet eine Einstufung in den jüngeren Teil des Mittel- eozäns. Die Globorotalien lassen ein obereozänes Alter mit Sicherheit ausschließen. Es sei noch vermerkt, daß REIS (1896, S. 44) eine „hangende weichmergelige Grünsandschicht“ zwischen dem eigentlichen Nebengestein und Stockletten nicht auffinden konnte.

Das Nebengestein umfaßt daher in seiner Gesamtheit den Zeitbereich mittleres bis höheres, wenn auch nicht höchstes Mitteleozän. Sein Faziescharakter ist neritisch. Der Ablagerungsraum dieser Schichten leitet allmählich vom inneren zum äußeren Schelf und damit zur südlich anschließenden Beckenfazies über, welche durch die Stockletten bzw. Buntmergelserie vertreten wird (vgl. hierzu BREITSCHMID 1978, Abb. 3 auf S. 150).

c. Stockletten

Unmittelbar im Hangenden des Nebengesteins folgen schwarze, feinsandige, schwach glaukonitische Mergel, welche im Südhelvetikum gewöhnlich die Sedimentation der Stockletten einleiten (HAGN 1960, S. 53; 1967, S. 283). Ihre Mächtigkeit beträgt nur einige cm. Sie sind stark ausgequetscht und treten als einzelne Schollen auf. Diese basalen Stockletten enthalten eine spärliche, mäßig erhaltene Mikrofauna (Probe 3694), die derjenigen der glaukonitischen Mergel des Nebengesteins (Probe 3693) ähnelt. Glaukonitsteinkerne konnten allerdings nicht beobachtet werden. Das Auftreten kleiner Acarinen weist auf höheres Mitteleozän hin.

Die eigentlichen Stockletten sind als gelblichgraue, weiche, stückig brechende Mergel ausgebildet. Über sie machte REIS (1896, S. 44) keine näheren Angaben. Sie sind 4,5 m mächtig. Ihre Ausbildung erscheint sehr einheitlich, so daß eine lithologische Gliederung nicht möglich ist.

Lithothamnienkalk, wie sie den Globigerinenmergeln zahlreicher anderer Lokalitäten eingelagert sind, fehlen den Stockletten des Katzenloch-Profls. Eine „Hartbank“ aus dem tieferen Teil des Aufschlusses wird überwiegend aus sekundär ausgeschiedenem Kalzit aufgebaut. Im Schliß (G 1592 a/78) beobachtet man hauptsächlich Kluftkalkspat, daneben etwas zerriebene Mergelsubstanz. Einzelne Kalzitkristalle sind zonar gebaut und enthalten an den Wachstumsgrenzen feinste Tonzwischenlagen. Außerdem wurden Skelettformen von Kristallen festgestellt. Die Kalzitruscheln werden im übrigen bis zu 3 cm dick.

Es wurden elf Schlammproben entommen. Sämtliche Proben (3680, 3685, 3690, 3695—3702) führen reiche, wenn auch meist etwas eintönige Mikrofaunen. Das Faunenbild wird von normalwüchsigen Globigerinen bestimmt, deren Gehäuse gewöhnlich stark verdrückt sind. Neben diesem pelagischen Faunenelement spielen röhren- und bandförmige Sandschaler sowie andere einfach gebaute agglutinierte Foraminiferen („Flyschsandschaler“) die zweitwichtigste Rolle. Das kalkschalige Benthos tritt hingegen stärker zurück. Diese dritte Komponente setzt sich haupt-

sächlich aus Angehörigen der Familien Lagenidae und Buliminidae zusammen, doch stellen sich auch rotaliide Formen immer wieder ein.

Die Gattung *Globigerina* wird durch eine ganze Anzahl von Arten vertreten, von denen vorerst allerdings nur *G. cocaena* GÜMBEL und *G. cryptomphala* GLAESSNER bestimmt wurden. Weitere Angaben würden umfangreiche taxonomische Studien dieses Genus voraussetzen. Dasselbe gilt für *Globigerinita*. Hier kommen die Arten *G. dissimilis* (CUSHMAN & BERMUDEZ) und *G. pera* (TODD) in die engere Wahl. Die Gattung *Globigerinatheka* ist ein seltener Gast; einzelne Gehäuse lassen sich indes gut auf *G. semiinvoluta* (KEIJZER) beziehen. Von entscheidender stratigraphischer Bedeutung sind die Globorotalien der *cerroazulensis*-Reihe (TOUMARKINE & BOLLI 1970). Neben der Nominatunterart *Gl. (Turborotalia) cerroazulensis cerroazulensis* (COLE) konnten *Gl. (T.) cerroazulensis pomeroli* TOUMARKINE & BOLLI sowie Übergangsformen zu *Gl. (T.) cerroazulensis cocoaensis* CUSHMAN beobachtet werden.

Unter den sandschaligen Foraminiferen herrscht die Gattung *Psammosiphonella* vor; möglicherweise verbergen sich unter den röhren- und bandförmigen Gehäusen noch weitere Gattungen. Daneben wurden folgende Genera festgestellt: *Saccammina*, *Hyperammina*, *Kalamopsis*, *Reophax*, *Anmodiscus*, *Lituotuba*, *Trochamminoides*, *Haplophragmoides*, *Ammobaculites*, *Textularia*, *Spiroplectammina*, *Bolivinospis* und *Marssonella*. Die „höheren“ Sandschaler werden vor allem durch *Vulvulina haeringensis* (GÜMBEL), *Clavulinoides alpinus* CUSHMAN, *Dorothia fallax* HAGN und *Karrieriella subglabra* (GÜMBEL) repräsentiert.

Dem kalkschaligen Benthos gehören u. a. an: *Bulimina semicostata* NUTTALL, *Uvigerina acutocostata* (HAGN), *U. chirana* CUSHMAN & STONE, *Oridorsalis umbonatus* (REUSS), *Osangularia pteromphalia* (GÜMBEL), *Nodosarella tuberosa* (GÜMBEL), *Globocassidulina globosa* (HANTKEN), *Heterolepa eocaena* (GÜMBEL), *Cibicides anmophilus* (GÜMBEL), *C. limbatus* CITA und *C. venezuelanus* NUTTALL. Hinzu kommen die Gattungen *Sigmoilina*, *Robulus*, *Planularia*, *Nodosaria*, *Dentalina*, *Lagena*, *Bolivina*, *Stilostomella*, *Fissurina*, *Gyroidinoides*, *Pleurostomella* und *Anomalinoidea*.

Ostracoden sind nur hin und wieder anzutreffen. Es wurden die Gattungen *Cytherella* und *Bairdia* sowie Angehörige der Familie Trachyleberididae bestimmt.

Die Mikrofaunen der einzelnen Proben sind, von gewissen Schwankungen abgesehen, ziemlich einheitlich. Sie zeigen eine große Ähnlichkeit mit der obereozänen Fauna von Varignano bei Torbole am Gardasee (HAGN 1956). Es sei noch erwähnt, daß im Schlämmrückstand einzelner Proben vereinzelt kleine Glaukonitkörner beobachtet wurden.

Mit Hilfe der oben genannten Globorotalien können die Stockletten des Katzenloch-Profiles als Obereozän datiert werden. Die Übergangsformen zu *Globorotalia (Turborotalia) cerroazulensis cocoaensis* CUSHMAN lassen zudem auf den höheren Teil des Unteren Priabons und damit auf den mittleren Abschnitt der *Globigerinatheka semiinvoluta*-Zone schließen (TOUMARKINE & BOLLI 1975, Abb. 1—2 auf S. 72—73). Diese Einstufung wird durch das Nannoplankton gestützt; so konnte Herr Prof. Dr. E. MARTINI, Frankfurt a. M., die südlichste Stockletten-Probe seiner Nannoplankton-Zone NP 19 (*Isthmolithus recurvus*-Zone) zuordnen (briefliche Mitteilung vom 20. 12. 1977; vgl. hierzu MARTINI 1970, S. 560; ferner PROTO DECIMA, ROTH & TODESCO 1975, Abb. 3 auf S. 45).

Aus dieser Altersbestimmung erhellt, daß das Profil des Katzenlochs nicht vollständig ist. Es fehlen die tieferen Anteile der Stockletten; sie sind offensichtlich tektonisch unterdrückt. Hinweise für eine Reduktion der Schichtfolge lieferten ja bereits die weichen Mergel des Nebengesteins sowie die verquälten basalen Stockletten (S. 190). Es ist ferner zu bedenken, daß die Stockletten unter den Schichtgliedern des helvetischen Eozäns gewöhnlich die größten Mächtigkeiten aufweisen. Die oben

angeführte Mächtigkeit von 4,5 m entspricht daher nur einem Teil der Globigerinenmergel.

Zum Schluß noch einige Worte über die bathymetrischen Verhältnisse. Die pelitische Ausbildung der Stockletten läßt gegenüber dem Nebengestein eine weitere Absenkung des Meeresbodens erkennen. Die neritische Sedimentation wurde durch eine pelagisch-bathyale abgelöst. Die Stockletten stellen bereits eine echte Beckenfüllung dar. Ihr Reichtum an planktonischen Foraminiferen, das häufige Auftreten von „Flyschsandschalern“ sowie die Vertreter der Lageniden und Buliminiden weisen auf größere Meerestiefen hin. Hier sei ein Vergleich mit dem Triester Flysch gestattet, der vor Jahren von einer Wiener Arbeitsgruppe (GOHRBANDT et al. 1960) eingehend untersucht wurde. Auch diese Ablagerungen sind reich an Globigerinen und Sandschalern. Für sie nahm GOHRBANDT (in GOHRBANDT et al. 1960, S. 183, 187) eine Ablagerungstiefe von 700—1200 m an. Das gleiche Bild bieten Schlammproben aus dem eozänen Flysch Mittel-Istriens, welche der Verfasser im August 1977 unterhalb Pićan und an der Straße Lindar-Pazin (Jugoslawien) auf sammelte. Es liegt daher nahe, auch in unserem Fall an eine Meerestiefe von einigen hundert Metern zu denken.

d. Katzenloch-Schichten

Im Süden schließt an die Stockletten eine bisher unbekannte Schichtfolge an, für die hiermit der Name *Katzenloch-Schichten* vorgeschlagen wird. Ihre Mächtigkeit beläuft sich auf 2,4 m. Sie streichen mit 80° WSW und fallen sehr steil (85°) nach S ein (Abb. 3).

Die Katzenloch-Schichten besitzen in frischem Zustand eine bläulichgraue Farbe, die auf den ersten Blick an Molasse erinnert. Dadurch heben sie sich gut von den Stockletten ab. Die Schichtfolge läßt vom Liegenden (im N) zum Hangenden (im S) eine Abnahme der Korngröße erkennen. Sie setzt mit einer Basisbank ein, welche lagenweise von feinkonglomeratischen Fossilschuttkalken aufgebaut wird. Darüber folgen gut gebankte bis feinplattige Feinsandkalke und -mergel, die ihrerseits von Mergeln und Tonmergeln überlagert werden (Abb. 4). Auch hierin unterscheiden sich die Katzenloch-Schichten von den Stockletten, da letzteren Quarz (in nennenswerten Mengen) und Geröllchen fremder Gesteine fehlen.

Das Profil der Katzenloch-Schichten weist kleinere tektonische Komplikationen auf. So war den feinplattigen, sandigen Mergeln der mittleren Katzenloch-Schichten eine Scholle von Tonmergeln aus dem jüngsten Anteil dieser Serie eingeklemmt. Andererseits werden die härteren Bänke im rechten unteren Teil des Aufschlusses von einer Kluft abgeschnitten; nördlich dieser Störung, also im scheinbar Liegenden der Basisbank, wurden durchbewegte Mergel und Feinsandkalke der höheren und mittleren Katzenloch-Schichten im tektonischen Kontakt zu Stockletten angetroffen. Abgesehen von diesen Unregelmäßigkeiten liegt offenbar ein ungestörtes und einigmaßen vollständiges Profil vor.

Basisbank. — Größere Stücke der Basisbank sind uneben, ihre Schichtflächen zeigen sich krummschalig verbogen. Die Mächtigkeit schwankt gewöhnlich zwischen 10 und 11 cm; nach E zu scheint die Bank bis auf wenige cm auszuweichen. Auf der Unterseite beobachtet man wulstartige, stromlinienförmige Fließmarken („flute casts“), welche auf eine Strömung aus dem Süden schließen lassen. Daneben treten knollige bis warzenförmige Belastungsmarken („load casts“) auf. Eine gezackte Marke täuscht den Abdruck eines Wirbeltierfußes vor; sie erinnert an „bizarre“ Be-



Abb. 4: An der Wiege der Molasse. Aufschlußbild der tieferen und mittleren Katzenloch-Schichten. Die Breite des Aufschlusses beträgt 1,6 m. H. HAGN phot. 19. 3. 1978.

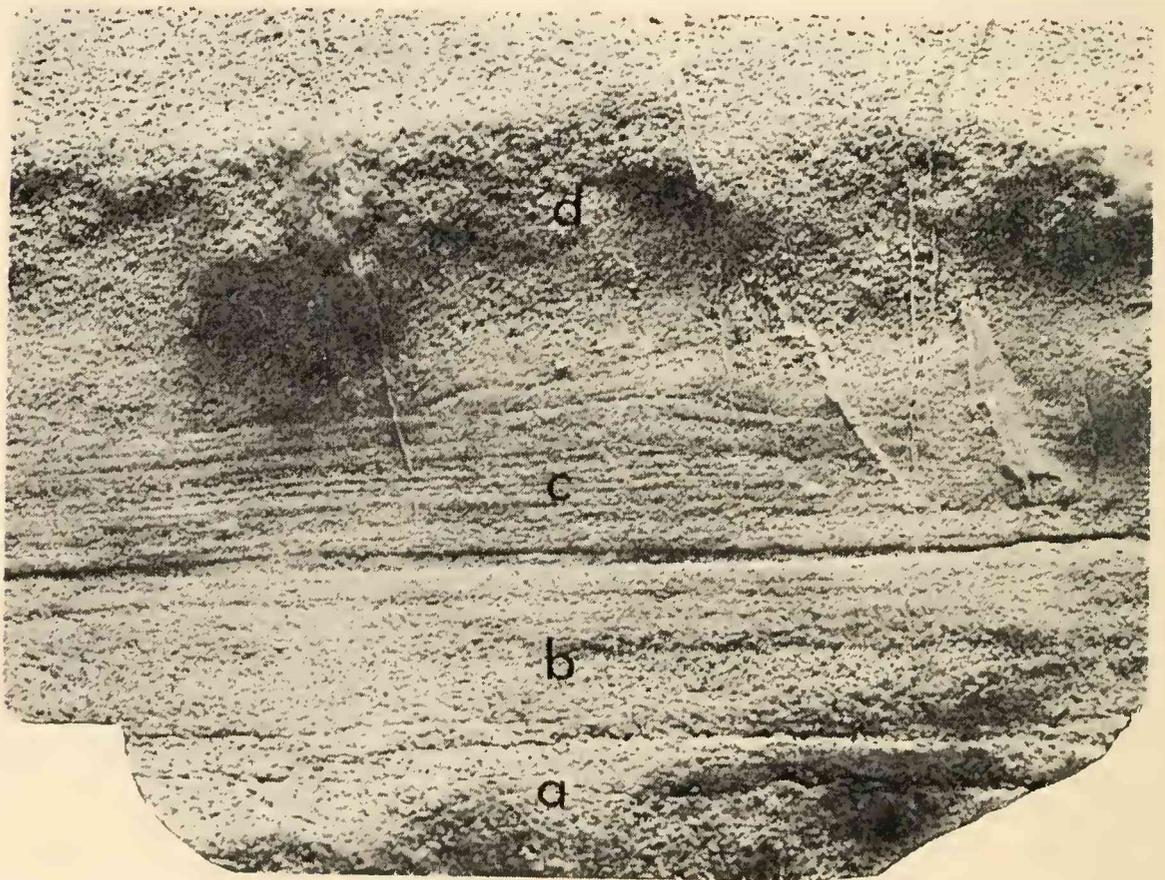


Abb. 5: Angewitterte Oberfläche der Basisbank mit Teilbänken a—d. Handstück E 1402. Schwach verkleinert.

lastungsmarken, wie sie von HESSE (1972, Taf. 3, Bild 1) aus dem Reiselsberger Sandstein des Wendelstein-Vorlandes beschrieben wurden. Im ersten Fall handelt es sich um Ausfüllungen von Auskolkungen des Meeresbodens durch einen fließenden Gesteinsbrei, der einen neuen Abschnitt der Sedimentation im Südhelvetikum einleitete.

Der Aufbau der Basisbank ist nicht einheitlich. An angewitterten Oberflächen und an Anschliffen können vier Teilbänke unterschieden werden, die mehr oder weniger deutlich gegeneinander abgesetzt sind (Abb. 5; Taf. 13, Bild 1).

Teilbank a, ein feinkonglomeratischer Fossilschuttkalk, wird etwas über 2 cm mächtig. Zusammen mit Teilbank b stellt sie das grobkörnigste Sediment der Katzenloch-Schichten dar. Dementsprechend führt dieses Gestein auch die meisten Mikrofossilien, darunter retikulierte Nummuliten. Die größte Ansammlung von Geröllchen birgt Teilbank b. Die fast ausschließlich karbonatischen Komponenten, welche nur ausnahmsweise einen Durchmesser bis zu 1 mm erreichen, sind im höheren Abschnitt dieser Teilbank lagenartig angereichert (Taf. 13, Bild 2). Ihre Mächtigkeit beträgt nur etwa die Hälfte der Teilbank a. Teilbank c erscheint in sich außerordentlich reich gegliedert. Sie ist sehr feinkörnig und extrem feinstgeschichtet. Sand- und tonreichere Lagen, darunter eine etwas dickere, lösen einander in mehrfachem Wechsel ab. Manche Schichtflächen sind mit Pflanzenhäcksel bedeckt. Im oberen Teil beobachtet man ein rippelartiges Aufbiegen der Schichten. Die Mächtigkeit dieser Teilbank bewegt sich um 3 cm. Teilbank d endlich ist in sich homogener und weist mit 5 cm auch die größte Mächtigkeit auf. Sie wird aus Fossilschuttkalk aufgebaut.

Die qualitativen Unterschiede der Basisbank lassen demnach drei Hauptschüttungen erkennen. An wichtigen bankinternen Gefügen sind gradierte Schichtung (häufig im mm-Bereich) sowie (in Teilbank c) welliger Schichtverlauf hervorzuheben. Zusammen mit den Sohlmarken auf der Bankunterseite deuten diese Merkmale auf den Gesteinscharakter eines Turbidits hin (vgl. hierzu S. 219).

Teilbank a enthüllt in Dünnschliffen (G 1660—1664 a/78) folgende Einzelheiten: Das pelitische Bindemittel tritt stark zurück; es füllt die Zwickel zwischen den klastischen Komponenten aus. Quarz ist, insbesondere in Form größerer Körner, ziemlich selten. Auch Glaukonit kommt nur untergeordnet vor. Pyrit ist ein häufiges Imprägnationsmittel, kommt aber auch als Butzen vor. An Schwermineralen ist braunroter Spinell zu nennen.

Die vorherrschenden karbonatischen Geröllchen weisen in der Regel eine gute Rundung auf. Sie sind fein- bis grobkörnig struiert, klar bis pelitisch getrübt und nicht selten schwärzlich pigmentiert. Sie enthalten teilweise umkristallisierte Fossilreste, teilweise pelletartige Feinstrukturen. Ein Teil der Komponenten wird von kalzitischen Rupturen durchsetzt. Manche Dolomite sind endogen verbrescht und erinnern dadurch an Hauptdolomit. Die meisten Gerölle gehören wohl der Trias an. Graue spiculitische Kalke sind hingegen als Lias, graue Radiolarienkalke als Malm zu bestimmen.

Daneben stellen sich einige kieselige Komponenten ein. Sie sind nur kantengerundet. Hierher gehören bräunliche Spiculite und Radiolarite des Jura. Sehr feinkörnige Gesteine ohne erkennbare Fossilreste erweisen sich im polarisierten Licht als Quarzaggregate; sie sind als Hornsteine zu deuten³⁾.

Einige Pelitgeröllchen und -fetzen führen grobperforierte Globigerinen und Acarinen; es handelt sich hierbei um älteres Eozän auf sekundärer Lagerstätte. Komponenten mit

³⁾ In einem Dünnschliff (G 1770 a/78) eines kalkalpinen Cenoman-Gerölls, das in jungdiluvialen Schottern im Korbiniani-Holz N München gefunden wurde (leg. H. OBERMÜLLER), konnten dieselben Komponenten beobachtet werden. Sie sind mit strukturbietenden Lias-Spiculiten durch alle Übergänge verbunden.

kleinen Globigerinen und Heteroheliciden könnten der Oberkreide angehören, doch fehlt hierfür noch der letzte Beweis.

Sandige Mergelgeröllchen sind teilweise reich an Spinell und opaken Körnern (? Magnetit). Sie stellen möglicherweise Resedimente dar.

An Kleinforaminiferen wurden Angehörige der Ataxophragmiidae sowie andere Sandschaler, zahlreiche, häufig pyritdurchstäubte Milioliden (Taf. 16, Bild 1), die Gattungen *Robulus*, *Bolivina*, *Stilostomella*, *Pararotalia*, *Schlosserina*, *Globigerina* und *Gypsina* beobachtet. Ferner konnten die Arten *Gypsina linearis* (HANZAWA), *Sphaerogypsina globulus* (REUSS) und *Asterigerina rotula* (KAUFM.) bestimmt werden.

Unter den Großforaminiferen nehmen die Nummuliten den ersten Rang ein. Die retikulierten Formen werden durch *N. cf. fabianii* (PREVER) vertreten. Hinzu gesellen sich *N. cf. stellatus* ROVEDA sowie kleine, linsenförmige Gehäuse aus der Gruppe des *N. incrassatus* DE LA HARPE. An weiteren Gattungen wurden beobachtet: *Operculina*, *Grzybowskia*, *Discocyclina*, *Aktinocyclina* und *Eorupertia*. Das Genus *Borelis* wird durch kleine, langgestreckte, in der Regel sehr schlecht erhaltene Gehäuse repräsentiert.

Die Reste von Metazoen verteilen sich auf kalzitische Wurmröhren (*Ditrupe*), Bryozoen, punktierte Terebratelschalen, Schill von *Pecten* und *Ostrea*, umkristallisierte Muschelschalen, Splitter von Crustaceenpanzern, Ostracodenschälchen und Echinodermenschutt. Von Vertebraten sind Wirbel und andere Fischreste anzuführen.

Rotalgen treten in größeren Bruchstücken auf. Neben *Lithothamnium* vel *Lithophyllum* wurde *Lithoporella* festgestellt.

Der Fossilschutt ist ungemein dicht gepackt (Taf. 14, Bild 1—2). Die größeren Biogene und anorganischen Komponenten sind gut eingeregelt. Im übrigen herrscht wirre Lagerung. Die Korngröße der Litho- und Bioklaste entspricht einander weitgehend. Die Hartteile sind häufig in situ zerbrochen. Gelegentlich wurden Verkieselungserscheinungen beobachtet.

Teilbank b (Schliffe G 1659 a/78, G 1664 a/78) bietet nichts Neues. Auch sie führt *N. cf. fabianii*. Die lagenartige Anreicherung der Geröllchen ermöglicht ein gründliches Studium der einzelnen Karbonattypen.

Teilbank c wurde ebenfalls in den Schlifften G 1659 a/78 und G 1664 a/78 erfaßt. In ihr sind Quarzkörner stärker angereichert; das Gestein ist daher als Feinsandkalk zu bezeichnen. Die Feinschichtung ist gut zu erkennen. Daneben wurden Glimmer und brauner Spinell gefunden. Karbonatgeröllchen treten nur vereinzelt auf. Fossilschutt ist häufig. Opake Einschlüsse sind auf inkohltes Pflanzenhäcksel zurückzuführen.

Teilbank d wird von einem bläulichgrauen, bräunlich angewitterten, schwach sandigen, geröllchenführenden, mittelkörnigen Fossilschuttkalk aufgebaut. Unter dem Mikroskop (Schliffe G 1651—1658 a/78) beobachtet man fast alle Komponenten der Teilbänke a—b. Ihr Korn ist allerdings etwas feiner. Kleinere Quarzkörner sind dem Gestein in wechselnder Menge eingestreut. Von *N. cf. fabianii* wurde nur ein einziges Gehäuse getroffen. Zusätzlich stellen sich einige wenige Kleingastropoden ein. Unter den klastischen Komponenten ist ein Pelitgeröllchen mit Radiolarien und Stomiosphaeren aus dem Malm als Besonderheit hervorzuheben. Gelblich-bräunliche Spiculite und Radiolarite gehören gleichfalls zu den seltenen Erscheinungen.

Die Basisbank birgt gleich zwei Besonderheiten. Einmal die retikulierten Nummuliten, welche als *N. cf. fabianii* (PREVER) bestimmt wurden. Zum anderen die zahlreichen Geröllchen mesozoischer Gesteine, deren Herkunft für alle weiteren paläogeographischen Überlegungen von entscheidender Bedeutung sein wird.

Nummulites fabianii gilt unbestritten als Leitfossil des Priabons. Die in der Basisbank angetroffenen Gehäuse retikulierter Nummuliten liegen fast ausschließlich als Axialschnitte vor (Taf. 14, Bild 1—2; Taf. 16, Bild 2). Ohne Auswertung der Spira im Medianschnitt ist eine uneingeschränkte artliche Bestimmung allerdings nicht möglich, zumal sich um *N. fabianii* noch weitere eng verwandte Arten bzw. Unterarten scharen (ROVEDA 1970, S. 235 usf.). Hierher gehört vor allem

N. retiatius ROVEDA aus den Grenzschichten Obereozän/Unteroligozän (ROVEDA 1959), mit dem unsere Form ebenfalls eine große Ähnlichkeit besitzt. Da aber die Gruppe um *N. fabianii* s. l. auch im Axialschnitt eindeutig zu erkennen ist, können die vorliegenden Gehäuse unbedenklich als *N. cf. fabianii* bezeichnet werden. Sie gestatten, die Basisbank der Katzenloch-Schichten in das Priabon einzustufen.

N. cf. fabianii führt ferner zu einem Vergleich mit den obereozänen Schichten von Oberaudorf im Unterinntal (HAGN 1960, S. 144 usf.). Ein wichtiges Schichtglied dieser faziell sehr abwechslungsreichen Serie stellen die *Fabianii*-Sandsteine dar. Gehäuse von diesem Vorkommen wurden vom Verfasser (l. c., Taf. 2, Bild 2, 3, 7; Taf. 3, Bild 1) abgebildet. Bemerkungen über die genannte Art sind ferner REICHEL (in ZÖBELEIN 1955, S. 345) zu verdanken. Es hat den Anschein, als seien die vorliegenden Gehäuse etwas flacher und zierlicher als diejenigen von Oberaudorf. In diesem Zusammenhang wäre eine zusammenfassende Bearbeitung aller *Fabianii*-Funde, auch solcher aus Geröllern der subalpinen Molasse und des Quartärs, wünschenswert.

Trotz dieser Einschränkung kann die starke Affinität zu Oberaudorf nicht übersehen werden. *N. fabianii* ist zudem ein südliches Faunenelement, das bislang weder im Helvetikum noch im Untergrund der Molasse angetroffen wurde. Es liegt daher nahe, an ein Einzugsgebiet dieser Art aus dem kalkalpinen Raum zu denken.

Hier stellt sich nun die Frage nach der Herkunft des mesozoischen Schutts. Es sei zunächst nur soviel verraten, daß er gleichfalls im Kalkalpin beheimatet war. Vergleiche mit obereozänen geröllführenden Sedimenten von Oberaudorf und östlich anschließender Gebiete ergaben eine völlige Übereinstimmung der karbonatischen Komponenten. Dolomite herrschen in dieser Region zahlenmäßig eindeutig vor (z. B. HAGN & WELLNHOFER 1967, S. 212). Dasselbe Verhältnis von Dolomit zu Kalk wurde durch einen Färbeversuch mit Alizarin-S in der Teilbank b festgestellt (Taf. 13, Bild 2). Es sei vorausgeschickt, daß auch in der subalpinen Molasse Geröllchen von Dolomit solche von Kalk bei weitem überwiegen. Damit ist bereits die erste Beziehung der Katzenloch-Schichten zur Molasse des Alpenvorlandes hergestellt (vgl. hierzu S. 221).

Feinsandkalk und -mergel. — Dieser Profilschnitt wird durch eine bis 22 cm mächtige Bank eines bläulichgrauen, bräunlich anwitternden Feinsandkalks eingeleitet (Abb. 4). Im tieferen Teil erscheint das Gestein homogen, das Korn ist gut sortiert. Im Schliff (G 1648 a/78) tritt die kalkige, feinkörnige Grundmasse stark zurück; das Schliffbild wird von kleinen Quarzkörnern, Karbonatgeröllchen und Fossilenschutt bestimmt. Glaukonit ist selten. Pyrit kommt meist als Ausfüllung von Foraminiferen-Gehäusen vor. Es wurden Sandschaler, Milioliden, die Gattungen *Robulus*, *Bolivina*, *Stilostomella*, *Pararotalia*, *Globigerina* sowie andere rotaliide Formen und *Gypsina linearis* (HANZAWA) festgestellt. Kleine Nummuliten und Discocyclinen, meist fragmentär, fehlen ebenfalls nicht. Daneben wurden Reste von Bryozoen, Muscheln, Echinodermen, Fischen und Corallinaceen beobachtet. Lagenweise wurde auch Pflanzenhäcksel angetroffen.

Gegen das Hangende zu wird das Gestein fossilärmer (Schliff G 1649 a/78). Gleichzeitig löst sich die Bank in einzelne Teilbänkchen auf. Die oberste Teilbank (4 cm) ist in sich stark gegliedert. Sie zeigt gradierte Schichtung. Die Schichtflächen verlaufen teilweise geschlängelt, stellenweise ist auch Schrägrichtung zu erkennen.

Die einzelnen Sandlagen werden wiederholt von jüngeren Schichten gekappt (Schliff G 1702 a/78).

Es wurde bereits eingangs erwähnt, daß im rechten unteren Teil des Aufschlusses im Norden einer Kluft Feinsandkalke auftreten, welche Mergeln der höheren Katzenloch-Schichten tektonisch eingelagert sind. Es handelt sich um losgelöste Schollen und Späne von fein- bis feinstgeschichteten, gradierten Gesteinen der mittleren Katzenloch-Schichten. Diese Rhythmite führen nur untergeordnet Fossilreste, meist Foraminiferen (Schliffe G 1650 a/78, G 1668—1669 a/78).

Auf die oben beschriebene Bank folgen im Normalprofil feinsandige, kalkig-mergelige bis mergelige Schichten, die eine Mächtigkeit von 1,20 m erreichen. Sie sind deutlich lamelliert (Abb. 4). Die einzelnen Bänke sind geringmächtig, ihre Schichtflächen erscheinen nicht selten wellig verbogen. Die zahlreichen härteren Lagen werden voneinander durch dünne Pelitbestege getrennt. Pflanzenhäcksel ist häufig.

Eine Schlammprobe dieser plattigen, feinsandigen Mergel (Probe 3705) lieferte nur eine sehr spärliche Mikrofauna, die u. a. kleine Fischzähne enthält. Nach einer brieflichen Mitteilung von Frau Dr. I. DRAXLER, Wien, vom 23. 2. 1978 führt dieselbe Probe zwar keine Pollen und Sporen, jedoch gut erhaltene Hystrichosphaeriden in großer Formenmannigfaltigkeit. Herr Prof. Dr. E. MARTINI, Frankfurt a. M., fand in denselben Schichten *Isthmolithus recurvus* DEFLANDRE (Brief vom 19. 1. 1978); er stufte sie daher in die Nannoplankton-Zone NP 19 und damit in das *Priabon* ein.

Mergel und Tonmergel. — Die höheren Katzenloch-Schichten sind rein pelitisch entwickelt. Ihre Farbe ist in frischem Zustand hellbläulichgrau. Auf sie entfallen 0,9 m im Profil. Die Schlammrückstände weisen einen wechselnden Feinsand- und Glimmergehalt auf. Ihre Mikrofaunen sind unterschiedlich reich und setzen sich aus folgenden Komponenten zusammen:

Plankton: im wesentlichen Globigerinen, seltener Globorotalien, häufig etwas kleinwüchsig und meist zerbrochen.

Benthos: überwiegend Sandschaler („Flysandschaler“), untergeordnet kalkschalige Formen.

Allochthone Faunenelemente: Seichtwasser-Foraminiferen, dazu vor allem Bryozoen und Ostracoden. Die Hartteile zeigen gewöhnlich Abrollungserscheinungen, sind stärker verkalkt und nicht selten pyritdurchstäubt. Sie unterscheiden sich daher von den autochthonen Fossilien in der Regel durch ihren Erhaltungszustand. — **Pelagische Foraminiferen:** Globotruncanen der höheren Oberkreide, Acarininen und wohl auch Globigerinen des Alttertiärs.

Probe 3706 (Mergel) wurde unmittelbar über den plattigen Feinsandmergeln der mittleren Katzenloch-Schichten entnommen. Sie lieferte eine spärliche Mischfauna. Die autochthonen Faunenelemente werden durch Globigerinen, Übergangsformen von *Globorotalia* (*Turborotalia*) *cerroazulensis cerroazulensis* (COLE) zu *Gl. (T.) cerroazulensis cocoaensis* CUSHMAN sowie durch die Gattungen *Bolivina* und *Fissurina* vertreten. An allochthonen Komponenten wurden Milioliden, ferner die Gattungen *Guttulina*, *Asterigerina*, *Pararotalia* und *Cibicides* beobachtet. Dazu gesellen sich kleine Nummuliten und Discocyclinen-Geröllchen, außerdem Bryozoenbruchstücke sowie glatte und grobgenetzte Ostracoden.

Probe 3707 (30 cm im Hangenden von Probe 3706) entstammt sehr weichen Tonmergeln. In ihr überwiegen die fremden Faunenelemente. Zusätzlich zu den oben genannten Gattungen und Arten wurden *Globulina*, *Operculina*, *Grzybowski*, *Asterigerina rotula* (KAUFM.) und Reste von Kleingastropoden beobachtet. Ein Teil des Schlammrückstands wurde in Kunstharz (Akemi) eingegossen. Ein davon angefertigter Dünnschliff (G 1671 a/

78) ließ Karbonatgeröllchen, feinsandige Komponenten, Sandschaler, Milioliden, *Stilostomella*, *Nummulites*, *Discocyclina*, *Pararotalia*, *Asterigerina*, *Globigerina* und Bryozoen erkennen.

Probe 3708 (30 cm im Hangenden von Probe 3707) ist als blaugrauer Mergel ausgebildet. Sie enthält eine überwiegend autochthone Mikrofauna, die sich vor allem aus Globigerinen zusammensetzt. Daneben kommen Sandschaler (*Psammosiphonella*) vor. Einige wenige Globotruncanen, teilweise schwärzlich pigmentiert, sind aus der Oberen Kreide umgelagert. An allochthonen Faunenelementen des höheren Eozäns wurden u. a. *Textularia*, *Rotorbinella*, *Planulina* und Discocyclinen festgestellt.

Probe 3709 (30 cm im Hangenden von Probe 3708) entspricht faziell Probe 3707. Sie birgt eine sehr reiche Mischfauna. Ein kleines Gehäuse von *Globorotalia* kommt der *Gl. (Turborotalia) cerroazulensis cocoaensis* CUSHMAN schon sehr nahe. Zusätzlich zu den bisher erwähnten Gattungen konnten *Trifarina*, *Queraltina*, *Baggina* und *Asterocyclina* bestimmt werden. Selbst Corallinaceen-Grus fehlt nicht.

Probe 3710 (in plattige, feinsandige Mergel eingequetschte Scholle von weichen hellgrauen Tonmergeln, vgl. hierzu S. 193) beinhaltet eine außerordentlich reiche „Taphocönose“. Die pelagischen Foraminiferen verteilen sich auf die Gattungen *Globigerina*, *Globigerinita* und *Globigerinatbeka*. An Sandschalern wurden *Psammosiphonella*, *Reophax*, *Ammodiscus*, *Trochamminoides*, *Ammobaculites* und *Vulvulina* festgestellt. Dem kalkschaligen Benthos gehören *Stilostomella*, *Gyroidinoides* und *Cibicides ammophilus* (GÜMBEL) an. Zur allochthonen Faunengruppe sind zu rechnen: *Textularia*, Milioliden, *Globulina*, *Guttulina*, *Nodosaria*, kleine gestreifte Nummuliten, *Operculina*, *Penoperculoides*, *Pararotalia*, *Asterigerina rotula* (KAUFM.), *Cibicides*, Discocyclinen und Ostracoden.

Hier sei noch eine Sammelprobe (3719) angeführt, welche aus verschiedenen Mergel- und Tonmergelhorizonten entnommen wurde. Sie führt eine etwas kleinwüchsige Globigerinenfauna. Das Faunenbild wird durch die eingeschwemmten Gehäuse bestimmt. Neben den schon aufgeführten Formen wurden große Quinqueloculinen, die Gattungen *Spiroloculina*, *Uvigerina*, *Reussella*, *Valvulineria*, *Discorbitura*, ? *Baculogypsinoides* sowie *Asterigerina bimammata* (GÜMBEL) entdeckt. Desgleichen wurden Echinidenstachel gefunden. Gehäuse der Untergattung *Acarinina* sind aus dem älteren Alttertiär umgelagert. Möglicherweise trifft dies auch für einige Globigerinen zu, doch ist dies nicht schlüssig zu beweisen.

Schließlich bleiben noch die Mergelproben (3703, 3704, 3717) zu besprechen, welche im rechten unteren Teil des Aufschlusses nördlich einer Kluft aufgesammelt wurden (S. 193). Trotz ihrer scheinbar tiefen Lage im Profil sind sie den höheren Katzenloch-Schichten zuzurechnen. Sie wurden aus dem Profilverband gerissen und zusammen mit Feinsandkalken in einen tektonischen Kontakt zu Stockletten gebracht. In ihnen wurden kleinwüchsige, verarmte Mikrofaunen gefunden, die sich vorwiegend aus verdrückten Globigerinen zusammensetzen. Daneben stellen sich einige wenige Sandschaler ein. Die allochthonen Faunenelemente treten teilweise sehr stark zurück. Unter ihnen fallen vor allem Discocyclinen-Geröllchen ins Auge.

Fassen wir zusammen: Die Mikrofaunen der einzelnen Proben variieren außerordentlich stark. Die Schwankungen betreffen einmal das Verhältnis von Globigerinen und/oder Sandschalern zu den ortsfremden Komponenten, zum anderen die Menge des allochthonen Feinstmaterials selbst. Dieses Wechselspiel wird für die palökologische und paläogeographische Auswertung von großer Bedeutung sein. Überraschenderweise enthalten gerade die tonreichsten Proben die meisten Einschwemmungen. Außerdem wechseln innerhalb der höheren Katzenloch-Schichten tonreichere mit tonärmeren Lagen ab.

Die artliche Bestimmung der eingeschwemmten Foraminiferen war bisher nur in einigen Fällen möglich. Viele Gattungen werden lediglich durch einzelne Individuen vertreten, deren Gehäuse zudem schlecht erhalten sind. Hier ist noch zusätzliches Material vonnöten. Als vielleicht wichtigste Gattung wäre *Pararotalia* zu nennen, die in fast allen Proben ver-

hältnismäßig häufig auftritt. Sie stellt daher eine Art Leitfossil für die Katzenloch-Schichten dar. Es ist noch zu klären, ob die vorliegende Form mit „*Truncatulina kallomphalia*“ GÜMBEL (1868, S. 659, Taf. 2, Fig. 102 a—c) vereinigt werden darf oder ob sie als neue Art aufzufassen ist. Einiges Interesse beansprucht auch *Penoperculoides*, ein naher Verwandter der in der höheren Oberkreide und im Paleozän heimischen *Daviesina*. Sie wurde von LOEBLICH & TAPPAN (1964, S. C 617) aus dem Mitteleozän der Karibik angegeben. Diese Gattung wird hiermit für das bayerische Eozän zum ersten Mal nachgewiesen.

Für die genauere Altersbestimmung der höheren Katzenloch-Schichten scheiden die allermeisten Faunenelemente aus. Am wertvollsten sind die wenigen Funde von Globorotalien aus der Gruppe der *Gl. (Turborotalia) cerroazulensis* (COLE). In Probe 3709, also im höchsten Teil des Profils, wurde bereits eine „*Beinahe-cocoaensis*“ festgestellt. Das bedeutet, daß diese Schicht schon zum jüngeren Ober-eozän vermittelt.

Die Untersuchung des Nannoplanktons durch Herrn Prof. Dr. E. MARTINI (briefliche Mitteilungen vom 20. 12. 1977 und 19. 1. 1978) erbrachte folgendes Ergebnis: Die Proben 3706 und 3707 sind in die Nannoplankton-Zone NP 19 (*Isthmolithus recurvus*-Zone) einzustufen. Die Proben 3708 und 3709 gehören möglicherweise schon der Zone NP 20 (*Sphenolithus pseudoradians*-Zone) an. Mit Sicherheit ist hingegen die eingequetschte Tonmergelscholle (Probe 3710) in diese Zone zu stellen. Sie lieferte folgende Florenelemente:

„*Chiasmolithus oamaruensis* (DEFLANDRE) HAY, MOHLER & WADE 1966
Coccolithus eopelagicus (BRAMLETTE & RIEDEL) BRAMLETTE & SULLIVAN 1961
Coccolithus pelagicus (WALLICH) SCHILLER 1930
Cyclococcolithus floridanus (ROTH & HAY) MÜLLER 1970
Cyclococcolithus formosus KAMPTNER 1963
Dictyococcites dictyodus (DEFLANDRE & FERT) MARTINI 1969
Discoaster barbadiensis TAN SIN HOK 1927
Discoaster binodosus MARTINI 1958
Discoaster saipanensis BRAMLETTE & RIEDEL 1954
Discoaster tani BRAMLETTE & RIEDEL 1954
Isthmolithus recurvus DEFLANDRE 1954
Reticulofenestra umbilica (LEVIN) MARTINI & RITZKOWSKI 1968
Sphenolithus moriformis (BRÖNNIMANN & STRADNER) BRAMLETTE & WILCOXON 1967
Sphenolithus predistentus BRAMLETTE & WILCOXON 1967
Sphenolithus pseudoradians BRAMLETTE & WILCOXON 1967“

Ferner wurden umgelagerte Arten aus der Oberkreide, dem Oberpaleozän und dem Mitteleozän beobachtet. Bemerkenswert ist vor allem das Zwergfossil *Nannoconus*, das seine Hauptverbreitung im höchsten Jura und in der unteren Kreide besitzt. Nach MARTINI nehmen die Umlagerungserscheinungen innerhalb der Katzenloch-Schichten vom Liegenden zum Hangenden zu.

Bezüglich der Zonen-Leitform *Sphenolithus pseudoradians* teilte MARTINI folgendes mit: Sie „hat nach neueren Feststellungen kein zeitgleiches Erstauftreten. Im äquatorialen Bereich tritt sie erheblich früher auf und hat ihr Erstvorkommen noch vor dem Erstauftreten von *Isthmolithus recurvus*, dessen Einsetzen die Basis der Zone NP 19 kennzeichnet. Im süddeutschen Raum kann das höchste Ober-Eozän jedoch mit Hilfe von *Sphenolithus pseudoradians* in 2 Zonen eingeteilt werden. Hier setzt *S. pseudoradians* erst erheblich später als *I. recurvus* ein, wie aus den Untersuchungen des Kernmaterials der Bohrungen Kressenberg hervorgeht“ (vgl. hierzu MARTINI & MÜLLER 1971, S. 384, Taf. 1; PROTO DECIMA, ROTH & TODESCO 1975, S. 38, Abb. 3 auf S. 45).

Aus alledem erhellt, daß die tieferen Katzenloch-Schichten im Profil unmittelbar an die Stockletten (NP 19) anschließen, während die hangenden Tonmergel be-

reits in die jüngste Nannoplankton-Zone des Obereozäns hineinreichen. Diese Altersaussage wird durch die Funde von *Nummulites* cf. *fabianii* (PREVER) in der Basisbank gestützt (S. 196). Die Katzenloch-Schichten stellen demnach eine lithostratigraphische, kartierbare Einheit („formation“) dar, die mit Hilfe von pelagischen Foraminiferen, Nummuliten und Nannoplankton biostratigraphisch gefaßt werden kann.

Der Ablagerungsraum der Katzenloch-Schichten war derselbe wie derjenige der Stockletten, nämlich der südhelvetische Tiefseetrog. In ihn wurden Fremdstoffe eingeflößt, die am Meeresboden den autochthonen Sedimenten eingeschichtet wurden. Je nach Intensität der Schüttung dominieren deshalb die autochthonen oder allochthonen Faunenelemente. Da auch Gesteinsschutt verfrachtet wurde, können für den Transport Suspensionsströme verantwortlich gemacht werden. Dementsprechend weisen die Sedimente der Katzenloch-Schichten den Charakter von Turbiditen bzw. Laminiten und damit Flyschfazies auf (vgl. hierzu S. 219).⁴⁾

Die mannigfaltigen Umlagerungserscheinungen bedürfen noch einiger Worte der Erklärung. Hier muß wie folgt differenziert werden.

Für die Geröllchen wurde ein kalkalpines Liefergebiet angenommen (S. 197). Triadische Gesteine stellen das Hauptkontingent, während Spiculite des Lias und Radiolarite des höheren Jura nur untergeordnet auftreten. Der Nachweis von *Nannoconus* in der Mikroflora läßt darüber hinaus auf umgelagerte Aptychenschichten des Neokoms schließen, die als Gerölle nicht nachzuweisen waren.

Unter den Großforaminiferen deutet auch *Nummulites* cf. *fabianii* auf ein südliches Einzugsgebiet hin (S. 197). Dasselbe gilt für die Gattung *Borelis*, welche im kalkalpinen Obereozän nicht selten auftritt (HAGN & WELLNHOFER 1967, S. 217). Alle übrigen in den Dünnschliffen festgestellten Faunenelemente lassen sich gleichfalls auf die Oberaudorfer Schichten und ihre Äquivalente beziehen. Dies betrifft vor allem die zahlreichen Milioliden sowie die Gattung *Pararotalia* (l. c., S. 215—217). Die ebenfalls sehr häufigen Arten *Gypsina linearis* (HANZAWA) und *Asterigerina rotula* (KAUFMANN) sind als Ubiquisten hingegen auch im Helvetikum weit verbreitet.

Die Schichten von Oberaudorf wurden vom Verfasser in das Untere Obereozän eingestuft (HAGN 1960, S. 150). Wenige Jahre zuvor bestimmte REICHEL (in ZÖBELEIN 1955, S. 345) die Sandkalke bzw. Kalksandsteine mit *N.* cf. *fabianii* ebenfalls als Unterpriabon. In jüngster Zeit gelangte STRADNER (in SCHNABEL & DRAXLER 1976, S. 350) mit Hilfe des Nannoplanktons zum selben Ergebnis. Daraus geht hervor, daß die Katzenloch-Schichten etwas jünger als die Oberaudorfer Schichten sind.

Dasselbe Alter kommt auch den teilweise sehr reichen, allochthonen Mikrofaunen zu, welche aus den höheren Katzenloch-Schichten ausgeschlämmt werden konnten. Die Seichtwasser-Foraminiferen, Bryozoen, Kleingastropoden, Ostracoden und Echinodermenreste weisen auf eine einheitliche Faunengemeinschaft hin. Da die Lokalität Oberaudorf die ehemalige Südküste des Priabonmeeres markiert, dürfte ihr Lebensraum weiter im Norden gelegen haben. Von hier aus wurden die Sedimente in den südhelvetischen Trog verfrachtet.

⁴⁾ Untersuchungen von DIECI et al. (1971, S. 409 usf.) im Untermiozän des nördlichen Apennins erbrachten übereinstimmende Ergebnisse.

Bleibt noch die Frage, aus welchen Schichten die vereinzelt auftretenden Globotruncanen der Oberkreide sowie die Acarininen und möglicherweise auch einige Globigerinen des älteren Alttertiärs stammen. Dieselbe Frage stellt sich für das oberkretazische und ältertertiäre Nannoplankton. Man könnte hierbei an Aufarbeitungen aus der Buntmergelerde denken. Andererseits ist zu berücksichtigen, daß die genannten pelagischen Foraminiferen auch in limnofluviatilen Schichtgliedern der Oberaudorfer Schichten auf sekundärer Lagerstätte auftreten (HAGN 1960, S. 146). Darüber hinaus konnte STRADNER (in SCHNABEL & DRAXLER 1976, S. 350) in einer Probe von Oberaudorf eingeschwemmtes Nannoplankton aus Unterkreide, Oberkreide, Paleozän und Untereozän feststellen. Diese Befunde machen gleichfalls eine kalkalpine Herkunft dieses Feinstmaterials wahrscheinlich.

Der Vollständigkeit halber sei hier noch auf die braunroten Körner von Spinell eingegangen, welche in den Katzenloch-Schichten immer wieder angetroffen wurden. Dieses Mineral wird in der Literatur auch als Chromit oder Picotit aufgeführt. Nach FREIMOSER (1972, S. 54) weist es auf eine „südlich des Flysches gelegene Heimat“ hin. SCHNABEL (in SCHNABEL & DRAXLER 1976, S. 331) fand in den Oberaudorfer Schichten einen „hohen Anteil“ an Chromit; er nahm für dieses Mineral „ein derzeit noch als exotisch zu bezeichnendes Liefergebiet im nördlichen Einzugsbereich des Inntaler Tertiärs“ an (l. c., S. 339). Ergänzend sei bemerkt, daß Spinell auch vom Verfasser in Dünnschliffen von *Fabianii*-Sandsteinen von Oberaudorf des öfteren beobachtet wurde.

Abschließend sei daher festgehalten, daß sowohl die anorganischen als auch die organischen allochthonen Komponenten der Katzenloch-Schichten in seltener Einmütigkeit auf eine südliche Herkunft schließen lassen. Beziehungen zum Norden konnten hingegen nicht festgestellt werden.

3. Benachbarte Aufschlüsse

a. Forststraße im Norden des Katzenlochs

Das Schwarzerz wird von fein- bis grobkörnigen, lagenweise auch feinkonglomeratischen Sandsteinen tektonisch unterlagert, deren Mächtigkeit über 5 m beträgt. Sie sind gut gebankt. Meist handelt es sich um arkoseartige Mürbsandsteine. Ihre Farbe ist grau, dunkelgrau oder auch gelblichgrau; sie erscheinen häufig hell gesprenkelt. Mitunter weisen sie auf den Schichtflächen schwarze Tonbestege auf.

Dünnschliffe (G 1604—1611 a/78, G 1624—1625 a/78) zeigen, daß die Grundmasse fast ganz zurücktritt. Die Gesteine werden aus Quarz, Quarzaggagaten (dynamometamorph beansprucht), Feldspäten, Glimmer, darunter Muskowit, Glimmerschieferfetzen und Pyrit in wechselnder Menge aufgebaut. Sedimentäre Komponenten fehlen. Die Sandsteine sind völlig fossilfrei.

Daneben treten schwarze, sandige, glimmerige Mergel auf, die tektonisch sehr stark beansprucht sind. Ihre Stellung im Profil konnte nicht restlos geklärt werden. So bleibt unsicher, ob sie den Sandsteinen eingelagert oder mit diesen verschuppt sind. Auch die Mergel lieferten kein einziges Mikrofossil.

Die Deutung dieser Schichtfolge bereitet Schwierigkeiten. Aus Mangel an Fossilien kann sie nicht datiert werden. Ein Vergleich mit den südhelvetischen Mittelschichten kommt kaum in Frage, da diese Ablagerungen wenigstens einige wenige Großforaminiferen enthalten würden. Auch ein Vergleich mit den schwarzen, sandigen Schichten der basalen Sandnock-Fazies (REIS 1896, S. 52—53) befriedigt nicht.

Man könnte sogar versucht sein, an Arkosen der Grestener Schichten zu denken, wie sie aus Oberösterreich bekannt sind. In diesem Fall hätte man es mit der mesozoischen Unterlage des Südultrahelvetikums zu tun. Vorerst ist jedenfalls eine Zuordnung nicht möglich.

Nach einer aufschlußlosen Strecke werden weiter im Norden, kurz vor Querung des Galon-Grabens, an der westlichen Böschung gelblichgraue, kalkreiche Mergel der *Buntmergelserie* angetroffen (Abb. 1). Der Aufschluß, der durch den Straßenbau entstanden ist, erstreckt sich auf einige Meter. Im südlichen Abschnitt treten rötliche, verquälte Mergel auf. Die gesamte Schichtfolge ist tektonisch sehr stark durchbewegt.

Schlammproben dieser Gesteine (3686, 3691—3692, 3715, 3730) enthalten wechselnd reiche Mikrofaunen, in denen die pelagische Komponente überwiegt. Neben zahlreichen Globigerinen, darunter *G. hagni* GOHRBANDT, wurden das Genus *Globigerinatheka* sowie die Arten *Globorotalia (Acarinina) bullbrookii* BOLLI und *Globorotalia (Morozovella) spinulosa* CUSHMAN festgestellt. Von besonderer Bedeutung ist das Auftreten der in unseren Breiten nicht sehr häufigen Gattung *Hantkenina*. Es wurden *H. aragonensis* NUTTALL, *H. cf. aragonensis* NUTTALL, *H. dumblei* WEINZIERL & APPLIN, *H. cf. dumblei* WEINZIERL & APPLIN, *H. longispina* CUSHMAN und *H. liebusi* SHOKHINA bestimmt. Das sand- und kalkschalige Benthos tritt gewöhnlich stark zurück; charakteristische Arten sind *Plectina dalmatina* (SCHUBERT) und *Aragonia aragonensis* (NUTTALL). Daneben wurden die Gattungen *Psammisiphonella*, *Ammodiscus*, *Trochamminoides*, *Bolivinospis*, *Bulimina*, *Stilostomella*, *Fissurina*, *Nodosarella*, *Pleurostomella*, *Gyroidinoides*, *Nuttallides*, *Osangularia*, *Anomalinoides* und *Cibicides* beobachtet. Einige wenige Ostracoden und Fischzähnen vervollständigen das faunistische Bild.

Die angeführten Hantkeninen-Arten lassen auf den Zeitbereich tieferes bis mittleres Lutet schließen. Um Raum zu sparen, wurden die einzelnen Faunenelemente gemeinsam genannt. Infolge der starken tektonischen Vermengung ist eine horizontierte Probenentnahme ohnehin kaum möglich.

Herr Dr. H. STRADNER, Wien, stufte diese Schichten mit Hilfe des Nannoplanktons in die Zonen NP 15—16 (*Chiphragmalithus alatus*-Zone und *Discoaster tani nodifer*-Zone) ein (mündliche Mitteilung vom 28. 6. 1978). Nach MARTINI (1971, S. 758, Tab. 5 auf S. 747) ist der höhere Teil der *Hantkenina aragonensis*-Zone zur NP 15 zu rechnen.

Auf der gegenüberliegenden Straßenseite wurde unter einer Baumwurzel ein grauer, ockergelb verwitterter, bröckeliger Ton aufgesammelt. Der sandige Schlammrückstand (Probe 3716) führt eine spärliche, eintönige Sand-schalerfauna. Es besteht daher Verdacht auf Südultrahelvetikum (vgl. hierzu S. 184). Möglicherweise ist aber die Mikrofauna durch Verwitterung dezimiert und die Kalkschaler wurden lediglich weggelöst. Der Mangel an weiteren Aufschlüssen verbietet hier eine sichere Entscheidung. Die Probe ist aber in jedem Fall in das Ultrahelvetikum zu stellen.

Halten wir daher fest: Das südhelvetische Profil des Katzenlochs wird im Norden von der ultrahelvetischen *Buntmergelserie* ummantelt.^{4a)}

^{4a)} Im Spätherbst 1978 konnten an der westlichen Straßenböschung 40 m N der Katzenloch-Schichten kleinere Aufschlüsse in grauen und bräunlichen Mergeln der *Buntmergelserie* beobachtet werden. Sie enthalten reiche Faunen des Maastrichts und des Paleozäns. Der südhelvetische Aufbruch wird daher im N und im S von Maastricht, Paleozän und Lutet in der Fazies der *Buntmergelserie* begleitet (vgl. hierzu S. 209, 218).

b. Galon-Graben

Das wichtigste Schichtglied des Galon-Grabens sind die Schönecker Fischschiefer, deren Bedeutung bereits früher gewürdigt wurde (S. 173). Sie ziehen vom Unterlauf des Katzenloch-Grabens den Galon-Graben entlang bis zu einer Höhe von 725 m NN (Abb. 1). Sie sind im unteren Teil an zwei Stellen durch eine Forststraße aufgeschlossen. Weiter oben stößt man immer wieder auf Bachanrisse dieser Schichten. Sie sind meist als dunkelgraue, plattige Mergel ausgebildet; auf den Schichtflächen beobachtet man nicht selten Fischschuppen und Pteropodenpflaster⁵⁾. Gelegentlich werden stark zerfallene und daher unvollständige Skelette von Fischen gefunden. Schlämmproben (3726, 3729) enthalten reiche, aber sehr eintönige Globigerinenfaunen, deren Gehäuse häufig verdrückt sind. Eine eingehende Bearbeitung des Nannoplanktons, der Foraminiferen, Pteropoden und Fischreste steht noch aus. Die Schönecker Fischschiefer werden heute ganz allgemein in das tiefere Unteroligozän (Latdorf = NP 21) gestellt (S. 173).

Im Oberlauf des Galon-Grabens werden die Schönecker Fischschiefer von hellen, kalkigen Mergeln unterlagert (Proben 3727—3728). Diese führen reiche, wenn auch vorwiegend etwas kleinwüchsige Mikrofaunen. In ihnen herrschen Globigerinen vor. Neben mittelgroßen, noch näher zu bestimmenden Arten wurden *G. officinalis* SUBBOTINA und *G. ciperensis angustiumbilitata* BOLLI beobachtet. Das Benthos wird durch *Cyclammina acutidorsata* (HANTKEN), *Vulvulina subflabelliformis* (HANTKEN), *Bulimina sculptilis* CUSHMAN und *Gyroidinoides girardanus* (REUSS) charakterisiert. Dazu gesellen sich die Gattungen *Psammosiphonella*, *Ammodiscus*, *Robulus*, *Planularia*, *Nodosaria*, *Dentalina*, *Bolivina*, *Angulogerina*, *Globobulimina*, *Valvulineria*, *Pullenia* und *Cibicides*. Daneben stellen sich Steinkerne von Pteropoden sowie Fischzähnen und -schuppen ein.

Während die eigentlichen Schönecker Fischschiefer auf einen Extrembiotop schließen lassen, hat man es hier mit „normalen“ Mikrofaunen zu tun, welche ein oligozänes Gepräge aufweisen. Ihre Zusammensetzung gestattet einen Vergleich mit Faunen der außeralpinen und inneralpinen Molasse sowie des Kleinzeller Tegels von Ungarn. Eine besondere Bedeutung kommt hierbei *Bulimina sculptilis* zu, einer überwiegend unteroligozänen Art, welche u. a. auch in Häring (LÜHR 1962, S. 123 bis 124), Reit im Winkl (Pötschbichl), in den Fischschiefern des Zementstollens von Marienstein und selbst in den Deutenhausener Schichten des Ammer-Profiles auftritt. Das Nannoplankton dieser Schichten ist einer freundlichen mündlichen Mitteilung von Herrn Dr. H. STRADNER, Wien, vom 28. 6. 1978 zufolge weniger aussagekräftig. Die Einstufung lautet: „NP 19 und jünger“.

Noch weiter im Liegenden folgen harte helle Kalkmergel bis Mergelkalke (Proben 3776—3777, Schliffe G 1745—1748 a/78), welche verhältnismäßig kleinwüchsige und eintönige Mikrofaunen enthalten. Man könnte diese Gesteine als „Schichten mit kleinen Globigerinen“ bezeichnen. Probe 3776 führt überdies „*Nonion*“ *curvisseptum* SUBBOTINA, eine Art, die auch in den Häringer Zementmergeln vorkommt (LÜHR 1962, S. 138—139). Auch durch sie werden demnach faunistische Beziehungen zum kalkalpinen Tertiär angezeigt. Es ist zu erwarten, daß diese Liegendschichten der Schönecker Fischschiefer in Stockletten übergehen. Es ist

⁵⁾ Es liegt die spiralgewundene Gattung *Limacina* (= *Spirialis* vel *Spiratella* auctorum) vor.

geplant, an geeigneter Stelle Grabungen durchzuführen, um diese Vorstellungen zu verifizieren. Dabei wird die Grenzziehung Priabon/Latdorf von besonderem Interesse sein. —

Im Unterlauf des Galon-Grabens waren im Süden der Schönecker Fischeschiefer zeitweise helle Mergel aufgeschlossen. Aus Probe 3722 wurde eine reiche, großwüchsige *Stockletten*-Fauna ausgeschlämmt, die sich vorwiegend aus großen Globigerinen zusammensetzt. Das reiche Benthos wird u. a. durch *Semivulvulina guembeli* (HAGN) und *Cibicides truncanus* (GÜMBEL) repräsentiert. Das Auftreten der Gattung *Penoperculoides* überrascht auf den ersten Blick (vgl. hierzu S. 200).

Probe 3721, nur wenig weiter im Süden entnommen, birgt ebenfalls eine sehr reiche Fauna, vor allem Globigerinen. Daneben wurde eine Übergangsform von *Globorotalia* (*Turborotalia*) *cerroazulensis cerroazulensis* (COLE) zu *Gl. (T.) cerroazulensis cocoaensis* CUSHMAN beobachtet. Röhren- und bandförmige Sandschaler sind häufig; auch *Saccamina* fehlt nicht. Bemerkenswert sind umgelagerte Disco-cyclinen, fast immer in Form von pyritimprägnierten Geröllchen bzw. Splintern. Zu den allochthonen Faunenelementen ist ferner die Gattung *Quinqueloculina* zu zählen.

Weiter im Hangenden, in einem kleinen südlichen Seitengraben, wurde ein heller, milder Mergel beprobt (3720). Er enthält eine kleinwüchsige Mikrofauna mit überwiegend verdrückten Globigerinen. Weitere pelagische Komponenten sind *Pseudohastigerina micra* (COLE) sowie ein kleines Gehäuse von *G. (T.) cerroazulensis cocoaensis* CUSHMAN. An eingeschwemmten litoralen Faunenbestandteilen sind zu nennen: *Textularia*, Milioliden, *Pararotalia*, *Rotorbinella*, *Asterigerina*, *Schlosserina*, *Cibicides* und Bryozoen. Desgleichen treten Gehäuse der Untergattung *Acarinina* auf sekundärer Lagerstätte auf. Die fazielle und faunistische Ähnlichkeit mit den Tonmergeln der Katzenloch-Schichten (S. 199) ist daher nicht zu verkennen.

Nach Aussage der pelagischen Foraminiferen gehören die hellen Mergel in das Priabon, wobei die tieferen Anteile dieser Stufe auszuschließen sind. Die Mikrofaunen sprechen zunächst für Stockletten. Das Auftreten allochthoner Komponenten macht aber einen Vergleich mit den *Katzenloch-Schichten* notwendig. Dabei scheinen die Umlagerungen zum Hangenden hin zuzunehmen. Auf die Frage der Abgrenzung beider Schichten voneinander wird später noch zurückzukommen sein (S. 220).

Im Süden schließen an die hellen Mergel, durch eine Störung getrennt, schwarze, feinsandige, feinglimmerige Mergel an. Probe 3723 lieferte eine wohlerhaltene Fauna, in der sand- und kalkschaliges Benthos überwiegt. Zahlreiche Polymorphinidae lassen auf nicht zu tiefes Wasser schließen. *Neoflabellina reticulata* (REUSS) deutet auf Maastricht hin. Die pelagische Komponente tritt stärker zurück; sie wird durch *Hedbergella*, *Rugoglobigerina*, *Globotruncana*, darunter *Gl. stuarti* (DE LAPP.) und *Gl. contusa* (CUSHM.), *Heterohelix*, *Pseudotextularia*, *Gublerina*, *Planoglobulina* und *Racemiguembelina* vertreten. Ostracoden, Echinidenstachel und Fischreste runden das faunistische Bild ab.

Es handelt sich wohl um südhelvetische Äquivalente der *Gerhartsreiter Schichten* und damit um höheres Unter-Maastricht. Eine ähnliche Probe wurde in früheren Jahren vom Verfasser (HAGN 1960, Fußn. 56 a auf S. 82—83; Fußn. 75 a auf S. 111) den tieferen Hachauer Schichten zugerechnet, wogegen HÖPFNER (1970, S. 93) mit Recht Einspruch erhob.

In unmittelbarer Nähe dieser Schichten stehen dunkle Mergel an, welche durch ihre reichen, großwüchsigen Mikrofaunen als Obermaastricht ausgewiesen sind (Proben 3724—3725). Von Angehörigen des Benthos seien genannt: *Neoflabellina reticulata* (REUSS), *Buliminella laevis* (BEISSEL), *Bolivina incrassata* REUSS und *Bolivinoidea draco* (MARSSON). Leitende planktonische Arten sind *Racemiguembelina fruticosa* (EGGER), *Globotruncana stuarti* (DE LAPP.), *Gl. contusa* (CUSHM.) und *Abathomphalus mayaroensis* (BOLLI). Es bleibt vorerst ungewiß, ob diese Mergel dem südhelvetischen oder ultrahelvetischen Raum entstammen. Ihr Reichtum an pelagischen Faunenelementen spricht allerdings mehr für eine Zugehörigkeit zur **Buntmergelserie**.

Soweit die anstehenden Gesteine im Unterlauf des Galon-Grabens. Als Bachgerölle wurden schwach glaukonitische, grobkörnige Sandsteine gefunden, die als südhelvetisches Paläozän zu deuten sind. In Schliffen (G 1600 bis 1601 a/78) wurden einige wenige Kleinforaminiferen, Reste von *Serpula*, Bryozoen, Muscheln (*Pycnodonte*) und Echinodermen beobachtet. Ein großer Block desselben Gesteins liegt ferner im Unterlauf des Katzenloch-Grabens (KNIPSCHER 1957, S. 420; HAGN 1960, Fußn. 56 a auf S. 80—81). Auch im Moos-Graben werden Blöcke dieser Sandsteine angetroffen (S. 214).

Bräunliche *Ditrupa*-Kalke des Lutets scheinen im Bachschutt ziemlich häufig auf. Sie entsprechen dem höheren Anteil der Schwarzerz-Schichten s. l. im Katzenloch-Profil (S. 189). Das Schliffbild (G. 1617—1618 a/78) zeigt keinerlei Besonderheiten; es wird durch die kalkigen Röhren von *Ditrupa cornea* (L.) geprägt. Dieselben Gesteine wies REIS (1896, S. 29) im Profil der Eisenärzter Zone im Oberlauf des Galon-Grabens nach. Es sei noch erwähnt, daß auch im Helvetikum von Neubeuern am Inn, bei Langweid, *Ditrupa*-Schichten anstehen, welche bisher als Äquivalente des Nebengesteins gedeutet wurden (HAGN 1973, S. 193—195). Möglicherweise handelt es sich hierbei um ein und denselben Horizont.

Bemerkenswert ist ferner ein Bachgeröll eines grobkörnigen Lithothamnien-schuttkalks (**Granitmarmor**), der kleine rötliche Einschlüsse enthält. Im Schliff (G 1612—1613 a/78) beobachtet man vereinzelt Quarzkörner und sehr selten Glaukonit. Kleine rötliche und graue Karbonatgeröllchen erweisen sich als Riffschuttkalke, wie sie vom Verfasser (1973, S. 197) vom Kirchberg bei Neubeuern am Inn beschrieben wurden. Das Gestein wird hauptsächlich aus Rotalgen aufgebaut (u. a. *Lithophyllum*, *Lithothamnium*, *Archaeolithothamnium*, *Lithoporella*, *Pseudolithothamnium*). An Foraminiferen wurden kleine Nummuliten, die Gattungen *Grzybowskia*, *Discocyclus*, *Eorupertia*, *Asterigerina rotula* (KAUFM.), *Gypsina linearis* (HANZAWA), *Gypsina* sp., *Globigerina*, *Planorbulina* und andere rotaliide Formen festgestellt. Daneben kommen Bryozoen, Muschelschill und Echinodermenschutt vor. Es handelt sich hierbei um einen obereozänen Algenschuttkalk des Südhelvetikums.

Andere Gerölle werden aus einem feinkörnigen, glaukonitischen Lithothamnien-schuttkalk aufgebaut. In Schliffen (G 1614—1616 a/78) stellt sich nur vereinzelt Quarz ein. Glaukonit erscheint hingegen stark angereichert. Seltener sind Phosphoritknöllchen. Neben Corallinaceen-Grus treten zahlreiche Foraminiferen, darunter *Gypsina linearis* (HANZAWA) auf. Auch diese Gesteine sind als südhelvetisches Obereozän anzusprechen. Sie entstammen wohl der Eisenärzter Fazieszone.

Der Vollständigkeit halber sei noch auf einen Erzzug hingewiesen, der den Südhang des Oberlaufs des Galon-Grabens bildet. Er wurde von REIS (1896,

S. 28—29) eingehend behandelt. In ihm treten eisenschüssige Sandsteine auf, die nur vereinzelt Brauneisenkörner führen (Schliffe G 1598—1599 a/78). Limonitische Imprägnationen sind hingegen häufig. Quarzkörner bilden den Hauptanteil des Gesteins. Neben erzimprägnierten Nummuliten wurden auch erzfreie Gehäuse beobachtet. Diese eisenschüssigen tiefmitteleozänen Sandsteine sind Bestandteil der Eisenärzter Fazieszone. Der Erzzug des Galon-Grabens ist dem Katzenloch-Flöz im Norden vorgelagert und von diesem durch Ultrahelvetikum getrennt.

c. Katzenloch-Graben

Die geologischen Verhältnisse im Unterlauf des Katzenloch-Grabens wurden vom Verfasser (1960, Fußn. 56 a auf S. 80—83; 1961, S. 154—156, Abb. 6) bereits in früheren Arbeiten dargestellt. Im Brennpunkt des Interesses standen hierbei die *Hachauer Schichten* des Oberen Maastrichts, auf deren Bedeutung schon eingangs (S. 172) hingewiesen wurde. Einen breiten Raum nimmt ferner die *Buntmergelserie* ein, welche durch Ablagerungen der höchsten Oberkreide, des Paleozäns und des Mitteleozäns vertreten wird. Lose Blöcke eines bunten, polygenen Sandsteins mit Großforaminiferen des tieferen Eozäns gehören der süd-ultrahelvetischen *Wildflyschfazies* an.

Neuere Beobachtungen ergaben, daß die Folge *Stockletten-Schönecker Fischschiefer* auch unterhalb der Vereinigung des Galon-Grabens mit dem Katzenloch-Graben, nahe der Einmündung in den Habach, zutage tritt. Die Stockletten sind im Bachbett selbst, die Fischschiefer an einer Forststraße (unter Quartär) aufgeschlossen. Der Einschnitt des Katzenloch-Grabens trennt die Aufschlüsse voneinander, so daß der Kontakt beider Schichtglieder nicht sichtbar ist. Die Mikrofauna der Stockletten (Probe 3746) ist artenreicher als die etwas eintönigen Vergesellschaftungen der Stockletten des Katzenlochs; u. a. wurde *Bulimina truncana* GÜMBEL beobachtet. Die Schönecker Fischschiefer führen wie üblich eine monotone Globigerinengemeinschaft (Probe 3745). Die Erhaltung der Gehäuse erinnert an diejenige in den Fischschiefern der Vorlandmolasse.

Weiter bachaufwärts, etwa 30 m oberhalb der Hachauer Bank, stehen am südlichen Grabenrand einzelne Bänke eines plattigen, hellbläulichgrauen Feinsandkalks an. Die Bankunterseiten erscheinen wulstig, stellenweise sind Wurmspuren festzustellen. Die Mächtigkeit der Bänke beträgt meist 4—5 cm. Die Schichtflächen sind häufig mit Pflanzenhäcksel übersät. In Dünnschliffen (G 1715—1716 a/78) erweisen sich die Feinsandkalke als gradiert; neben Parallelschichtung zeigen sich auch schräggeschichtete Lagen. An anorganischen Komponenten wurden hauptsächlich Quarz, etwas Glaukonit, Pyrit, Spinell sowie kleine Karbonatgeröllchen nachgewiesen. Fossilschutt ist häufig. Hervorzuheben sind vor allem Discocyclinen (fragmentär), Globigerinen, *Pararotalia* und *Gypsina linearis* (HANZAWA). Vereinzelt konnten selbst umgelagerte Globotruncanen bestimmt werden.

Diese Feinsandkalke entsprechen damit in allen Einzelheiten den mittleren Katzenloch-Schichten des *Typus-Profils*. REIS (1896, S. 6; 1897, S. 67) deutete diese Gesteine als untereozäne Grenzsandsteine. Er hielt die Hachauer Schichten „überlagert von Glimmerreichen, Pflanzenfragmente führenden Sandsteinen des unteren Tertiärs“ (1896, S. 6).

In enger Nachbarschaft zu diesen Hartbänken wurde eine Schlammprobe eines grauen, weichen Mergels (Probe 3755) entnommen. Sie birgt eine sehr spärliche, et-

was kleinwüchsige, überwiegend aus Globigerinen bestehende Mikrofauna, welche keine näheren Angaben zuläßt. Auch das Nannoplankton erlaubt lediglich eine Einstufung ab NP 15 (mündliche Mitteilung von Herrn Dr. H. STRADNER vom 28. 6. 1978). Von umso größerer Bedeutung sind dagegen umgelagerte Formen aus dem Neokom, da diese in den höheren Katzenloch-Schichten gehäuft auftreten (S. 200). Es wurden die Arten *Parhabdolithus embergeri* NOËL und *Nannoconus colomi* DE LAPPARENT bestimmt. So können auch die weichen Mergel dieses Aufschlusses den Katzenloch-Schichten einverleibt werden.

d. Forststraße im Süden des Katzenlochs

Die Tommergel der höheren Katzenloch-Schichten grenzen im Süden unmittelbar an tektonisch stark beanspruchte Mergel der Buntmergelserie (Abb. 3). Ihre Farbe ist grau, stellenweise sind sie schwach rötlich gefärbt. Der Schlämmrückstand (Probe 3711) ist erfüllt von Kalzitruscheln. Sie führen eine mäßig reiche, etwas kleinwüchsige Mikrofauna, in der Globigerinen überwiegen. Daneben wurden Gehäuse von *Globorotalia (Turborotalia) cerroazulensis cerroazulensis* (COLE) und kleinen Acarininen beobachtet. Das Benthos verteilt sich auf die Gattungen *Vulvulina*, *Plectina* und *Stilostomella*.

Die Globorotalien weisen auf höchstes Mitteleozän hin. Nach Aussage des Nannoplanktons sind die Mergel jünger als NP 15 (briefliche Mitteilung von Herrn Prof. Dr. E. MARTINI vom 20. 12. 1977).

Nur wenig im Süden davon wurde ein grauer, etwas grünstichiger Mergel aufgesammelt, der eine reiche Mikrofauna einschließt (Probe 3712). Globigerinen treten in ihr stärker zurück. Man beobachtet auffallend viele Flyschsandschaler (*Psammosiphonella*, *Saccamina*, *Ammodiscus*, *Glomospira*, *Trochamminoides*, *Haplophragmoides*) sowie die Gattungen *Dorothia*, *Karrieriella* und *Vulvulina*. Die Gattung *Stilostomella* ist ebenfalls überraschend häufig. Ferner wurden *Nuttallides truempyi* (NUTTALL), *Cibicides grimsdalei* NUTTALL und die Genera *Astacolus*, *Pleurostomella*, *Anomalinoides* und *Cibicides* festgestellt. Fischreste fehlen gleichfalls nicht.

Die vorliegende Mikrofauna kann mit Hilfe pelagischer Foraminiferen nicht datiert werden. Nach MARTINI könnte die Nannoflora „möglicherweise aus der Zone NP 18 stammen, älter ist sie jedenfalls nicht“ (briefliche Mitteilung vom 20. 12. 1977). Damit kann die Probe in das tiefere Obereozän eingestuft werden. Die Foraminiferenfauna spricht für eine hochpelagische Fazies.

Im Süden schließt unmittelbar an die Buntmergelserie ein Span von Stockletten an (Proben 3713—3714, 3718). Ihre Mikrofaunen lassen gegenüber den Stockletten des Katzenloch-Profiles (S. 191) keine Besonderheiten erkennen. Sie gehören gleichfalls dem Priabon an.

Nach einer aufschlußlosen Strecke von ca. 15 m stehen an der flachen Straßenböschung schwärzlichgraue, feinsandige, feinglimmerige, schwach glaukonitische, pyritführende Mergel an (Proben 3689, 3731). Ihre mäßig reiche, nicht allzu gut erhaltene, etwas kleinwüchsige Mikrofauna setzt sich hauptsächlich aus Globigerinen zusammen. Neben der sehr häufigen *G. linaperta* FINLAY wurden die Globorotalien-Arten *Gl. (Morozovella) aequa* CUSHMAN & RENZ, *Gl. (Morozovella) lensiformis* SUBBOTINA, *Gl. (Acarinina) mckannai* (WHITE) und *Gl. (Acarinina) soldadoensis* (BRONNIMANN) beobachtet. Das sand- und kalkschalige Benthos wird durch die

Gattungen *Bathysiphon*, *Gaudryina*, *Tritaxilina*, *Marssonella*, *Vulvulina*, *Robulus*, *Vaginulinopsis*, *Dentalina*, *Nodosaria*, *Bulimina*, *Stilostomella* und *Cibicides* vertreten. Verkieste Diatomeen können als *Coscinodiscus* bestimmt werden.

Die Fundschicht ist oberstes Paleozän — tiefes Untereozän. Auf Grund der vorherrschenden pelagischen Faunenelemente sind die dunklen Mergel der *Buntmergelserie* zuzurechnen. Es bestehen aber durchaus Anklänge an die Mergelfazies des südhelvetischen Paleozäns, vor allem was den Gehalt an terrigenen Einstreuungen betrifft. Auf die Beziehungen zwischen der Dreiangelserie des Südhelvetikums und den ultrahelvetischen schwarzen Leimernschichten im Allgäu wies bereits HÖPFNER (1970, S. 118—119) hin.

Eng benachbart treten bläulichgraue, angewittert gelbliche, etwas plattige Mergel auf. Schlammproben (3688, 3732) lieferten reiche, großwüchsige Mikrofaunen. Es wurden folgende Arten nachgewiesen: *Gaudryina bavariana* CUSHMAN, *Pseudoclavulina eggeri* CUSHMAN, *Heterostomella foveolata* (MARSSON), *Orbignyna ovata* v. HAG., *Neoflabellina reticulata* (REUSS), *Bolivina incrassata* REUSS, *Buliminella laevis* (BEISSEL), *Bolivinoidea draco* (MARSSON), *Reussella szajnochae* (GRZYB.), *Racemiguembelina fruticosa* (EGGER), *Globotruncana stuarti* (DE LAPPARENT), *Gl. contusa* (CUSHMAN), *Gl. citae* BOLLI, *Stensiocina labyrinthica* CUSHMAN & DORSEY und *Cibicides constrictus* (v. HAG.). Heterohelcidae sind sehr häufig.

Die Fauna läßt eine Einstufung in das mittlere Maastricht zu. *Abathomphalus mayaroensis* (BOLLI) konnte nicht ermittelt werden. Auch diese Mergel gehören der *Buntmergelserie* an. Für diese Ansicht spricht allein schon *Reussella szajnochae*, eine Art, die dem Helvetikum fremd ist (vgl. hierzu DE KLASZ & KNIPSCHER 1954).

An der Kreuzung des nördlichen Seitenastes des Moos-Grabens mit der neuen Forststraße (Abb. 1) wurde durch Bauarbeiten ein größerer Aufschluß in grauen Kalkmergeln geschaffen, der zahlreiche Megafossilien lieferte. Neben großwüchsigen Inoceramen wurden Cephalopoden, darunter auch Baculiten, Belemniten, Echinodermen und andere Evertebraten gefunden. Die Fazies erinnert an die Pattenauer Schichten des Nordhelvetikums. In den Schlammrückständen (3679, 3682—3684, 3687) herrschen Inoceramenprismen vor. Die Foraminiferenfauna ist reich an pelagischen Gattungen und Arten. Es seien genannt: *Heterobelix*, *Pseudotextularia*, darunter *P. intermedia* DE KLASZ, *Hedbergella*, *Rugoglobigerina*, *Globotruncana*, u. a. *Gl. stuarti* (DE LAPPARENT), *Gl. arca* (CUSHMAN), *Gl. contusa* (CUSHMAN), *Gl. citae* BOLLI und *Pullenia*. Dem Benthos gehören u. a. *Pseudoclavulina eggeri* CUSHMAN, *Heterostomella foveolata* (MARSSON), *Bolivina incrassata* REUSS, *Buliminella laevis* (BEISSEL), *Bolivinoidea draco* (MARSSON), *Stensiocina labyrinthica* CUSHMAN & DORSEY, *Cibicides constrictus* (v. HAG.) sowie die Gattungen *Spiroplectammina*, *Dorothia*, *Gyroidinoidea*, *Gavelinella* und *Osangularia* an. An Ostracoden wurde *Bairdia* beobachtet.

Die Mikrofauna weist auf tieferes Maastricht hin. Die grauen Kalkmergel sind gleichfalls zur *Buntmergelserie* zu stellen.

Südöstlich der Inoceramenstelle, im Bereich des südlichen Seitenastes des Moos-Grabens, wurden rote Mergel erschürft, die, wie erwartet, eine reiche, überwiegend pelagische Foraminiferenfauna führen (Probe 3681). Neben zahlreichen Globigerinen, darunter *G. bagni* GOHRBANDT und *G. linaperta* FINLAY, wurden *Globorotalia* (*Morozovella*) *spinulosa* CUSHMAN, *Gl. (Acarinina) bullbrooki* BOLLI sowie *Hantkenina liebusi* SHOKHINA und *H. dumblei* WEINZIERL & APPLIN bestimmt. Benthoni-

sche Begleiter sind *Ammodiscus*, *Plectina*, *Robulus*, *Aragonia*, *Fissurina*, *Osangularia*, *Anomalinoides* und *Cibicides*.

Das Alter dieser bunten Mergel ist mittleres Lutet. Es besteht eine große Ähnlichkeit zu den Mergeln aus der Nähe des Galon-Grabens (S. 203). Auch sie sind als *Buntmergelserie* aufzufassen.

Aus alledem erhellt, daß das südhelvetische Katzenloch-Profil im Süden von einer mächtigen, in sich verschuppten Serie ultrahelvetischer Schichten begleitet wird, an deren Zusammensetzung höchste Oberkreide und Alttertiär gleichermaßen beteiligt sind.

An derselben Stelle wurden durch die Straßenarbeiten zwei große Blöcke von *Serpentinit* freigelegt. Sie konnten leider nicht aus dem Anstehenden geborgen werden, da sie offensichtlich den Hang herabgeglitten sind. Herr Prof. Dr. J. LOESCHKE, Tübingen, hatte die Freundlichkeit, Proben dieses *Serpentinit*s zu untersuchen. Er teilte hierüber folgendes mit (briefliche Mitteilung vom 15. 11. 1977): „Die dichte grüne Masse besteht aus *Faserserpentin* (*Chrysotil*), der in einer Maschenstruktur den *Olivin* pseudomorph ersetzt hat. Einzelne größere, grünlich schillernde Kristalle sind wahrscheinlich *Pseudomorphosen* von *Serpentin* und *Karbonat* nach *Hornblende*. Selten kann man in diesen größeren Kristallen grüne *Hornblendereste* erkennen. Der *Faserserpentin* wird überall von kleinen *Erzkörnchen* (wahrscheinlich *Magnetit*) durchsetzt, die den ehemaligen *Fe-Gehalt* des *Olivins* repräsentieren. *Chromit* ist das einzige primär-magmatische Mineral, das noch erhalten ist. Er ist in kleinen Nestern an seiner braunen bis grünlichbraunen Farbe und an seinem isotropen Verhalten zu identifizieren. Das Gestein ist wahrscheinlich ein *Hornblende-Peridotit*, der sehr stark hydrothermal verändert worden ist. Die hydrothermale Veränderung kommt insbesondere durch die *Serpentinisierung* und durch die starke *Karbonatisierung* zum Ausdruck. Die *Karbonatisierung* kann so weit gehen, daß nur noch ein *Karbonatpflaster* vorhanden ist. Das Gestein ist außerdem *brekziiert* und von *Klüften* durchsetzt. Die *Klüfte* sind mit *Karbonat*, (? *Zeolithen*) und *Serpentin* wieder verheilt. In den *Klüften* tritt eigenartigerweise eine frische braune *Hornblende* auf“.

Da die beiden Blöcke nicht anstehend sind, können sie entweder glazial verschleppt oder aus dem südultrahelvetischen *Wildfysch* losgelöst sein. Herr Prof. LOESCHKE sieht für das Gestein „keinen Grund anzunehmen, daß es verschleppt wäre... Derartige *Ultrabasite* können in mehreren geotektonischen Positionen auftreten“.

Es ist daher sehr wahrscheinlich, daß der *Serpentinit* aus dem Schutt einer kristallinen Schwelle stammt, die mit dem *Cetischen Rücken* in Verbindung gebracht werden kann (vgl. hierzu S. 186). *Serpentinitbröckchen* kommen ja auch im *Reiselsberger Sandstein* der tieferen *Flyschoberkreide* nicht selten vor. Größere Blöcke kristalliner Gesteine sind nicht ungewöhnlich; nach FREIMOSER (in DOBEN 1970, S. 102) handelt es sich hierbei um ausgewitterte *Großkomponenten* aus *Riesenkonglomeraten* des *Ultrahelvetikums*.

e. Moos-Graben

Der *Moos-Graben* (Abb. 1) verläuft vorwiegend quer oder doch schräg zum Streichen der Schichten. Er entblößt daher auf kürzeste Entfernung die verschiedenartigsten Ablagerungen. Die Aufschlußverhältnisse sind daher außerordentlich gut. Aus Mangel an Druckraum können hier allerdings nur die wichtigsten Beobachtungen mitgeteilt werden. Die Ausführungen beschränken sich außerdem auf den Unterlauf des *Moos-Grabens*; die im Oberlauf des *Südastes* anstehende *Buntmergel*

serie bildet ohnehin eine Fortsetzung der Inoceramen-führenden Schichten an der neuen Forststraße.

Die Aufschlußbeschreibung erfolgt von unten nach oben. Da das Profil noch nicht ausgemessen wurde, werden Entfernungen nicht angegeben. Dank der ausgeprägten lithologischen Unterschiede können die einzelnen Gesteine indes im Gelände unschwer wiedererkannt werden.

Am Eingang des Moos-Grabens, nahe seiner Einmündung in den Habach, stehen an einem Hang über der Straße südhelvetische *Stockletten* an, denen bankweise gröberkörniger *Lithothamnien*schuttalk (Granitmarmor) eingelagert ist. Die drei entnommenen Schlämmproben (3750—3752) lieferten sehr unterschiedliche Mikrofaunen. Probe 3750 enthält eine spärliche, kleinwüchsige Globigerinen-Vergesellschaftung, während Probe 3751, im Abstand von 2 m von der vorhergehenden Probe aufgesammelt, durch eine reiche und großwüchsige Foraminiferenfauna ausgezeichnet ist. Die zahlreichen, meist verdrückten Globigerinen lassen im Verein mit ebenfalls dominierenden Flyschsandschalern einen Vergleich mit den Stockletten des Katzenloch-Profiles zu. Die Globorotalien weisen auf mittleres Priabon hin. Die dritte Probe (3752) stammt aus Lithothamnienmergel; in ihr treten zahlreiche litorale Faunenelemente auf, die ehemals die Rotalgenwiesen besiedelten. Es sind dies Nummuliten, Discocyclinen, Asterigerinen, Schlosserinen, Korobkovellen, Bryozoen und Echinidenreste. Derartige Faunen charakterisieren die Untiefen im Bereich der Intrahelvetischen Schwelle und wurden nach Süden in den Stocklettentrog verfrachtet (Literatur bei HAGN 1967, S. 283). Sie dürfen mit den allochthonen Faunenelementen der Katzenloch-Schichten nicht verwechselt werden (S. 199).

Weiter grabenaufwärts ist zunächst olivgraue *Buntmergels*serie des Lutets aufgeschlossen (Proben 3739, 3761). Die kalkreichen Mergel, deren Klüfte ockergelb verfärbt sind, erscheinen stark zerschert. Der Dünnschliff einer härteren Lage (G 1719 a/78) läßt die tektonische Durchbewegung gut erkennen. Neben Globigerinen und Globorotalien wurde vor allem *Plectina dalmatina* (SCHUBERT) beobachtet.

Einige Meter bachaufwärts, auf der gegenüberliegenden, orographisch gesehen rechten Bachseite, sind dunkelgraue bis schwarze, teilweise verquälte Mergel aufgeschlossen (Proben 3747, 3762—3763). Sie werden durch ihre reichen Sand- und Kalkschalerfaunen als tieferes bis mittleres Paleozän ausgewiesen. Gekielte Globorotalien konnten nicht festgestellt werden. Diese dunklen Gesteine sind gleichfalls zur *Buntmergels*serie zu rechnen.

Als nächstes begegnet man dunkelroten Tonen, die zeitweise am linken Hang unter einem umgestürzten Baum zugänglich waren (Proben 3744, 3764). Ihre Mikrofauna besteht hauptsächlich aus Flyschsandschalern, darunter *Psammosiphonella* und *Hormosina*. Diese werden von *Arenobulimina*, *Reussella szajnochae* (GRZYB.) sowie einigen wenigen Lagenidae und rotaliiden Formen begleitet. Das Alter dieser Tone ist höhere Oberkreide. Das Nannoplankton (det. H. STRADNER) deutet auf Campan hin. Eine weitere Probe roter Pelite, die mit dunkelbläulichgrauen Tonen verknetet waren (Probe 3740), lieferte darüber hinaus *Rzehakina epigona* (RZEHAČ), Globigerinen und gekielte Globorotalien (Morozovellen) aus der *velascoensis*- und *aequa*-Gruppe. Durch letztere wird höheres Paleozän angezeigt. In die Tone war ferner ein Brocken einer feinkörnigen polygenen Brekzie eingepreßt (Schliffe G 1688—1689 a/78). Alle diese Befunde sprechen für eine mehr süd-

ultrahelvetische Fazies (vgl. hierzu S. 184). Die roten Tone sind daher oberkretazisch, die grauen Pelite gehören hingegen dem älteren Alttertiär an.

Auf derselben Bachseite folgen Bänke eines fein- bis höchstens mittelkörnigen Lithothamnienschuttkalks, der lagenweise in Feinsandkalke übergeht. In den Dünnschliffen (G 1704—1706a/78, G 1723—1724 a/78) beobachtet man zahlreiche Gypsinen, welche den gewöhnlichen südhelvetischen Lithothamnienschuttkalken weitgehend fremd sind. Diese Gesteine seien daher als Lithothamniengypsinenkalke bezeichnet. Auffallend ist ferner das verhältnismäßig häufige Auftreten von umgelagerten Globotruncanen; auch Acarininen und Morozovellen auf sekundärer Lagerstätte wurden festgestellt. Umlagerungen dieser Art sind in Lithothamnienkalken bisher ein Novum. In Verbindung mit den Feinsandkalken kommt daher eine Zugehörigkeit zu den Katzenloch-Schichten in Betracht.

An diese Kalke schmiegen sich helle, weiche Mergel an. Probe 3756 führt eine obereozäne Stocklettenfauna vom Typus Katzenloch. Eine weitere Probe (3765) enthält zusätzlich abgerollte Milioliden, Nummuliten, Pararotalien und Asterigerinen. Auch umgelagerte Globotruncanen fehlen nicht. Es liegt daher nahe, diese Mergel mit den höheren Katzenloch-Schichten in Beziehung zu bringen.

Der nächste Aufschluß, immer noch auf der linken Grabenseite, lieferte dunkelgraue, tonige Mergel mit dunkelroten Schmitzen. Sie bergen eine Mischfauna aus höherer Oberkreide und Oberpaleozän (Probe 3741). Es wurden daher, ähnlich wie in Probe 3740, verschieden alte Mergel tektonisch miteinander vermengt. Auch sie sind im Ultrahelvetikum beheimatet.

Noch weiter bachaufwärts treten an einer Bachbiegung graue, dunkelgefleckte, etwas plattige kalkige Mergel zutage. Sie schließen ungemein reiche und großwüchsige Mikrofaunen ein (Proben 3742, 3757). An leitenden Arten seien angeführt: *Bolivina incrassata* REUSS, *Reussella szajnochae* (GRZYB.), *Racemiguembelina fructifera* (EGGER), *Globotruncana stuarti* (DE LAPPARENT), *Gl. contusa* (CUSHMAN) und *Ab. mayaroensis* (BOLLI). Die letztgenannte Art gestattet eine Einstufung in das Obere Maastricht. In Schliffen härterer Lagen (G 1725—1726 a/78) wurden phosphoritische Einschlüsse beobachtet. Das Gestein gehört unzweifelhaft der Buntmergelserie an.

Auf der rechten Bachseite schließt ein längerer Aufschluß in schwarzen, mehr oder weniger sandigen Mergeln an, denen einzelne Sandsteinbänke eingeschaltet sind. Das völlige Fehlen von Fossilien macht eine Beurteilung dieser Gesteine schwierig. Sehr wahrscheinlich liegen paleozäne Ablagerungen der Sandnock-Fazies vor (vgl. hierzu REIS 1896, S. 52—53; S. 181). Diese Ablagerungen können entlang einer Forststraße N des Steinecks oberhalb Mauer, östlich der Roten Traun, bequem studiert werden. Die regelmäßige Wechsellagerung von schwarzen Sand- und Tonmergeln mit Sandsteinbänken läßt an eine flyschartige Fazies denken.

Es folgen graue, sehr feinkörnige, milde Mergel. Eine Schlammprobe (3748) erbrachte eine sehr spärliche und kleinwüchsige Globigerinenfauna, dazu Pyritkugeln, die vielleicht einmal Radiolarien waren. Diese Mergel erinnern an Vorkommen im Oberlauf des Mühlgrabens E Hammer (E der Roten Traun; vgl. hierzu S. 216). Ihr Alter ist Mitteleozän. Nach Aussage des Nannoplanktons (fide STRADNER) gehören diese Schichten in die NP 16—17. Sie entstammen dem Ultrahelvetikum.

Der folgende Aufschluß befindet sich am linken Bachrand. Er enthüllt schwarze, feinsandige Mergel, die mit Hilfe ihrer Mikrofauna als Maastricht bestimmt

werden können (Probe 3749). An Leitformen seien *Bolivina incrassata* REUSS, *Bolivinoidea draco* (MARSSON) und *Globotruncana contusa* (CUSHMAN) genannt. Das planktonische Element wird ferner durch *Gublerina* und *Rugoglobigerina* vertreten. Das sand- und kalkschalige Benthos ist wohl entwickelt (u. a. *Bathysiphon*). Die Mergel sind daher der südhelvetischen Oberkreide zuzuordnen.

Diese Schichten werden im SW von priabonen Globigerinenmergeln abgelöst. Ihre Aufschlußbreite beträgt mehrere Meter. Sie sind als dunkelgraue, milde, stückig brechende Mergel mit schwarzvioletten Klüften ausgebildet. Aus ihnen wurden reiche Stockletten-Faunen vom Typus Katzenloch ausgeschlämmt (Proben 3743, 3758—3759). Die Nannoflora läßt eine Einstufung in die Zone NP 19 zu (mündliche Mitteilung von Herrn Dr. STRADNER vom 28. 6. 1978).

Im Hangenden schließen plattige Bänke eines blaugrauen Feinsandkalks an. In Schliffen (G 1707—1709 a/78) erweist sich das Gestein als gradiert; der Fossilgehalt (vor allem Foraminiferen) ist starken Schwankungen unterworfen. Alle Merkmale deuten auf die mittleren Katzenloch-Schichten hin.

Nach einer großen Bachkehre stehen am linken Ufer erneut Stockletten an. Die olivgrauen, milden Mergel enthalten reiche Mikrofaunen des Obereozäns (Proben 3760, 3766). Auf der gegenüberliegenden Bachseite streichen einige Hartbänke zutage. Unter dem Mikroskop zeigten sich diese teils als Feinsandkalke (Schliffe G 1727 a/78, G 1733—1735 a/78), teils als feinkörnige, glaukonitische Lithothamnienschuttkalke (Schliffe G 1728—1729 a/78, G 1737—1738 a/78). Bankweise beobachtet man einen faziellen Übergang beider Gesteine (G 1736 a/78). Die Feinsandkalke sind feingeschichtet und gradiert; dünne, sandreichere Zwischenlagen verleihen den Bänken ein laminiertes Aussehen. Diese Ausbildung ist von den mittleren Katzenloch-Schichten nicht wegzukennen. Sie sind gewöhnlich reich an feinem Lithothamniengrus. Die Lithothamnienschuttkalke, welche tektonisch teilweise sehr stark beansprucht sind, erscheinen weniger charakteristisch. Ihr gemeinsames Auftreten mit den Feinsandkalken spricht aber ebenfalls für eine Zugehörigkeit zu diesen Schichten.

Der Vollständigkeit halber wurden auch die wichtigsten Bachgerölle näher untersucht.

Das Kristallin wird durch rötlichbraunen Quarzporphyr vertreten (Schliff G 1690 a/78). Dieses Gestein ist im Vorland des Sulzbergs nicht selten (FREIMOSER in DOBEN 1970, S. 99, 101). Es handelt sich um isolierte Blöcke aus dem Wildflysch (l. c., S. 102).

Gesteine aus dem Flysch gehören naturgemäß zu den häufigsten Geröllen. Als Beispiel wurde ein dunkelgrünlichgrauer, feinkörniger, glaukonitischer Sandkalk gewählt (Schliff G 1722 a/78). Er erinnert sehr stark an Glaukonitsandsteine der Quarzitgruppe des „Gaults“, enthält aber spärliche pelagische Foraminiferen der Oberkreide. Nach FREIMOSER (1972, S. 34—35) besitzt die Zementmergel-Serie der höheren Oberkreide am Nordhang des Sulzbergs infolge tektonischer Beanspruchung ein „gaultartiges“ Aussehen, ein Umstand, der häufig zu Verwechslungen geführt hat. Unser Geröll stammt aus der „Mischfazies“ der Zementmergel-Serie (FREIMOSER 1972, S. 40—41).

Zum südultrahelvetischen Wildflysch ist ein Riesenblock einer grobstruierten, polygenen Brekzie mit Fossilresten zu rechnen. Das Gestein ist mit Mergel- und Schieferfetzen gespickt, deren Länge den Betrag von 7 cm gelegentlich übersteigt. Die Einschlüsse sind meist grün, teilweise aber auch rot oder schwarz. In

Dünnschliffen (G 1693—1694 a/78) beobachtet man an kristallinen Komponenten hauptsächlich Quarz, Feldspat, Glimmer, Phyllite und diabasähnliche Gesteine. Die organischen Reste verteilen sich auf kleine Nummuliten, Assilinen, Bryozoen, Austernschalen und Echinodermenreste. Das Alter dieser Brekzie ist Untereozän⁶⁾.

Entsprechende Gesteine wurden bereits früher im Moos-Graben und im Katzenloch-Graben nachgewiesen (HAGN 1955 b, Taf. 40, Bild 1; 1960, Fußn. 56 a auf S. 81, S. 98). Ein altes Sammlungsstück dieser Brekzien schließt einen Knochenrest ein. KENAWY (1966, S. 107 bis 108) bearbeitete die Großforaminiferen dieses Vorkommens, das er in das Cuis stellte. Die vorherrschende Art ist *Nummulites pernotus* SCHAUB. FREIMOSER (in DOBEN 1970, S. 103) bezweifelte im übrigen zu Unrecht die südultrahelvetische Herkunft dieser Gesteine.

Der **Buntmergelserie** sind rötlichgraue Mergelkalke mit grünlichen Reduktionsflecken zuzurechnen. In Schliffen (G 1695—1696 a/78) wurden zahlreiche dorsoventral abgeplattete Globotruncanen der *Gl. lapparenti*-Gruppe festgestellt. Es liegen somit ältere Horizonte als Maastricht vor.

Als **südhelvetisches Paleozän** sind grobkörnige Sandsteine mit Operculinen, Discocyclinen, Serpuliden, Bryozoen, Cranienresten und Echinodermentschutt aufzufassen (Schliffe G 1684—1686 a/78). Blöcke dieses Gesteins wurden auch im Katzenloch-Graben und im Galon-Graben gefunden (S. 206).

Dasselbe Alter und dieselbe Herkunft besitzt ein bräunlicher, grobkörniger, etwas sandiger Lithothamnienschuttkalk mit reichlich Schalenresten von *Pycnodonte* und Bryozoen. Die Fossilreste schwimmen in einer wohl entwickelten sparitischen Grundmasse (Schliffe G 1730—1732 a/78). Das Anstehende dieses Gesteins ist aus dem Kressen-Graben bekannt. Die Fossilschuttkalke folgen im Profil über schwarzen, sandigen Mergeln und sind daher als Sedimente des höheren Thanets zu betrachten (vgl. hierzu REIS 1896, S. 32).

Dem **südhelvetischen Oberozän** können helle, feinkörnige Lithothamnienschuttkalke einverleibt werden, welche ziemlich häufig große Eindrücke von Stockletten-Geröllen („Tongallen“) aufweisen. Das feinsandige, schwach glaukonitische Gestein ist auf der Bankunterseite meist etwas grobkörniger. In Dünnschliffen (G 1682—1683 a/78) wurden u. a. *Heterostegina* und *Gypsina linearis* (HANZAWA) beobachtet.

Eine etwas abweichende Fazies zeigt ein sehr feinkörniger Lithothamnienschuttkalk, in den lagen- oder nesterartig gröberes Material eingelagert ist. Seine Schichtung ist sehr unregelmäßig, die Schichtflächen sind uneben. Rutschungserscheinungen verleihen dem Gestein einen flyschartigen Habitus. Man wird dadurch an die Katzenloch-Schichten erinnert, doch konnten in den Dünnschliffen (G 1691 bis 1692 a/78) keine Einschwemmungen aus dem Süden nachgewiesen werden. Die Zuordnung bleibt daher vorerst noch offen.

Ein plattiger Fossilschuttkalk, der als Lesestein im Hangschutt gefunden wurde, läßt sich dagegen in allen Punkten mit der Basisbank der **Katzenloch-Schichten** des Typus-Profiles vergleichen. Das Gestein ist ungemein fossilreich. Es wurden außerdem zahlreiche Karbonatgeröllchen festgestellt (Schliffe G 1720 bis 1721 a/78).

⁶⁾ Dieselben Gesteine wurden von FAUPL (1978, S. 16 usw.) als Bernreither Fazies aus Niederösterreich beschrieben. Die graugrünen Sedimente führen u. a. Nummuliten und Assilinen; ihr Alter ist Untereozän.

Den wichtigsten Fund stellt ein kantengerundetes Bachgeröll mit den Maßen $28 \times 23 \times 3$ cm dar, das mit der extremen Schuttfazies der *basalen Katzenloch-Schichten* vertraut macht. Das Gestein ist als Feinkonglomerat mit Fossilresten ausgebildet. Die größten Geröllchen erreichen einen Durchmesser von über 3 mm. Die meisten Komponenten, die häufig nur kantengerundet sind, erscheinen von einer dünnen dunklen Rinde umgeben (Taf. 15, Bild 1—2). Ein Färbetest mit Alizarin-S ergab, daß unter den karbonatischen Gemengteilen Dolomit bei weitem überwiegt. Gegenüber der Basisbank des Katzenlochs treten die Mikrofossilien stärker in den Hintergrund (Schliffe G 1677—1679 a/78). Es kommen aber dieselben Gattungen und Arten vor. *Nummulites cf. fabianii* (PREVER) konnte ebenfalls nachgewiesen werden.

Fazit: Auch im Moos-Graben, der einer südlicheren Zone als der Katzenloch-Graben angehört (S. 218), konnten Katzenloch-Schichten im Gefolge von priabonen Stockletten aufgefunden werden. Sie werden von mannigfach ausgebildeten südhelvetischen und ultrahelvetischen Ablagerungen begleitet. Ihr mehrfaches Auftreten kann durch eine starke Verschuppung des Profils erklärt werden. Auch im Moos-Graben bildet demnach das Südhelvetikum fensterartige Aufbrüche inmitten des Ultrahelvetikums.

Die anstehenden und verschleppten Vorkommen von Katzenloch-Schichten im Moos-Graben ergänzen darüber hinaus unsere Kenntnis dieser Schichten in höchst erfreulicher Weise. Während im Typusprofil eigentliche Lithothamnienschuttkalke fehlen, beteiligen sich diese weiter im Süden in beträchtlichem Ausmaß am Aufbau dieser Schichtfolge. Die Feinsandkalke sind ebenfalls weit verbreitet. Ohne Kenntnis der Typlokalität wäre eine sichere Deutung allerdings nicht möglich. Dasselbe gilt für die Feinkonglomerate mit *N. cf. fabianii*; bis noch vor kurzer Zeit hätte man das oben erwähnte Rollstück als glazial verschlepptes Geröll aus dem Oberaudorfer Priabon deuten müssen (vgl. hierzu S. 225).

Die Westbegrenzung der Katzenloch-Schichten wird durch den Sulzberg-Flysch gegeben. Hierzu sind keine weiteren Bemerkungen nötig.

4. Benachbarte Gebiete

Inzwischen konnten Äquivalente der Katzenloch-Schichten auch außerhalb des engeren Untersuchungsgebietes nachgewiesen werden. Da die Untersuchungen erst begonnen haben, seien die folgenden Mitteilungen kurz gehalten.

Im Gebiet von Schönec, also im Westen des Galon-, Katzenloch- und Moos-Grabens, fand DE KLASZ (in GANSS 1956, S. 63) Sandsteinbänke, welche Stockletten eingeschaltet sind. Der genannte Autor beobachtete in ihnen rasch wechselnde sandige und mergelige Lagen. Es besteht daher der dringende Verdacht auf Katzenloch-Schichten, zumal in ihrer Nähe gleichfalls Buntmergelserie zutage tritt.

Weiter im Osten wurden Feinsandkalke der Katzenloch-Schichten im Mühlgraben, E Hammer, östlich der Roten Traun, entdeckt. Das Vorkommen ist dem Flysch des Kachelsteins (Teisenberg-Massiv) vorgelagert; die Aufschlüsse liegen kurz oberhalb der Einmündung des Kaß-Grabens. Die Feinsandkalke treten als einzelne Bänke inmitten von Stockletten auf, die u. a. durch *Hantkenina alabamensis* CUSHMAN als Priabon ausgewiesen sind. Die Hartbänke zeigen wulstige Schichtunterseiten; weitere Merkmale sind wellige Schichtflächen, Schrägschichtung, graded bedding und Bioturbation. In Dünnschliffen beobachtet man einen wechselnden

Fossilgehalt; Globigerinen sind häufig. Pyritimprägationen gehören zum gewohnten Bild. An bezeichnenden anorganischen Komponenten sind Körner von Spinell und feinsten Karbonatschutt zu nennen.

Die Feinsandkalke weisen zweifellos einen flyschartigen Habitus auf. Auf sie wurde der Verfasser von Herrn Dr. J. H. ZIEGLER, München, aufmerksam gemacht, der sie während einer Kartierung des Gebietes im Jahre 1962 auffand. Die Aufschlüsse des Mühl-Grabens sind der Sandnock-Zone im Sinne von REIS (1896) zuzurechnen. Die Stockletten werden an manchen Stellen von Buntmergelserie umsäumt.

Im Oberlauf des Mühl-Grabens stehen weiche, feinstsandige, graue Mergel an, denen dünne Bänke eines Feinsandsteins eingelagert sind. Sie führen spärliche und meist ziemlich kleinwüchsige, fast ausschließlich pelagische Mikrofaunen. U. a. wurden die Gattungen *Globigerina*, *Globorotalia (Acarinina)*, *Gl. (Turborotalia)*, *Truncorotaloides* und *Pseudobastigerina* beobachtet. Daneben stellen sich umgelagerte Globotruncanen ein. Das Alter dieser Mergel ist Mitteleozän. Die Sandsteinbänke sind teilweise gradiert; sie enthalten Kristallin des Südultrahelvetikums (Phyllit, Grünsteine). Außerdem wurden seifenartige Anreicherungen opaker Körner (? Magnetit) ermittelt. An organischen Resten konnten Globigerinen, Discozyklen sowie umgelagerte Globotruncanen nachgewiesen werden.

Die Mikrofaunen der weichen, grauen Mergel sind bedeutend ärmer als diejenigen der Buntmergelserie. Sie erinnern an eine Fauna aus feinkörnigen, grauen Mergeln des Moos-Grabens (S. 212). Bezeichnend ist die Einlagerung von Sandsteinbänken, die sich überwiegend aus kristallinen Komponenten zusammensetzen. Die vorliegenden Gesteine sind daher in das Südultrahelvetikum zu stellen.

Es sei noch vermerkt, daß der Mühl-Graben reich an Flyschschutt ist. Die Hällritzer Serie der höheren Oberkreide kann in allen Variationen studiert werden. U. a. wurden Fein- und Grobbrekzien, spiculitische Feinsandkalke, Glaukonitsandsteine und Kieselkalke angetroffen.

Anzeichen für Umlagerungen aus dem Süden wurden auch in der Bohrung Kressenberg VII in einer Teufe von 44,5 m festgestellt (vgl. hierzu ZIEGLER 1960, S. 213). In einer teilweise etwas kleinwüchsigen Globigerinenfauna, in der auch *Globorotalia (Turborotalia) cerroazulensis cocoaensis* CUSHMAN auftritt, wurden nicht selten pyritimprägnierte Discozyklen-Geröllchen bzw. -splitter, Nummuliten und Bryozoen entdeckt. Ihr Erhaltungszustand sticht deutlich von demjenigen der autochthonen Fauna ab. Entsprechende Einschwemmungen wurden in den Mergeln der Katzenloch-Schichten des Typus-Profiles sowie des Galon-Grabens beobachtet (S. 205). Denselben Horizont stuften MARTINI & MÜLLER (1971, S. 384) mit Hilfe des Nannoplanktons in die Zone NP 20 ein.

Die Bohrung Kressenberg VII wurde NNW Mitterstatt ESE Kressenberg abgeteuft (ZIEGLER 1975, Abb. 70). Die erbohrten Stockletten stellen das Hangende der Südschuppe des Kressenbergs dar (REIS 1895), gehören also zur südlichen Kressenberger Fazieszone. Hierher sind wohl auch die Stockletten vom Dach des Maurer-Flözes zu rechnen. Den Herren Dr. J. H. ZIEGLER und H. RISCH sei für die Erlaubnis zur Einsicht in die erwähnte Probe auch an dieser Stelle herzlich gedankt.

Noch weiter im ENE, im Leitenbach SE Teisendorf, stehen im sog. Ramsau-Fenster Schichten der südhelvetischen Oberkreide und des Alttertiärs im Verein mit Buntmergelserie an (FREIMOSER 1972, S. 27—31, Abb. 5). Aus dieser Aufschlußgruppe beschrieb der genannte Autor ein Vorkommen von Rupel, das er für ein Äquivalent der Tonmergelschichten der Molassezone hielt.

Es wurden einige Anstrengungen unternommen, diese Mergel wieder aufzufinden. Zu diesem Zweck wurden 25 Schlammproben untersucht, von denen die meisten Herr J. WÜHRL allein aufsammlte. Leider befand sich keine Molasseprobe darunter.

Dennoch wurden einige Beobachtungen gemacht, die nicht unerwähnt bleiben sollen. Zunächst einmal konnte in der Buntmergelerde nicht nur Maastricht, sondern auch Paleozän festgestellt werden, und zwar nördlich und südlich des südhelvetischen Erzzuges (REIS 1896, S. 57). Die harten Sandsteine, welche schwarzen, sandigen Mergel eingelagert sind, erwiesen sich im Dünnschliff als Hachauer Schichten. Nördlich davon wurde am linken Bachufer eine Probe eines grauen, sehr feinkörnigen Mergels entnommen, der eine obereozäne, etwas kleinwüchsige Mikrofauna einschließt. Diese Mergel werden im Norden von Buntmergelerde begrenzt. Die Aufschlußverhältnisse des Leitenbachs sind daher bedeutend komplizierter, als dies FREIMOSER annahm.

Diese obereozänen Mergel, in denen wie in der Bohrung Kressenberg VII *Globorotalia (Turborotalia) cerroazulensis cocoaensis* CUSHMAN vorkommt, enthalten nun ebenfalls allochthone Faunenelemente, wie sie für die Katzenloch-Schichten typisch sind. Es seien hier nur abgerollte Gehäuse der Gattung *Pararotalia* sowie Asterigerinen genannt. Außerdem wurden umgelagerte Globotruncanen beobachtet. Die autochthone Fauna ist kleinwüchsig und erscheint verarmt; auch dieser Befund weist auf die Katzenloch-Schichten hin (S. 219).

Daraus geht hervor, daß die Katzenloch-Schichten eine weitere Verbreitung besitzen als ursprünglich angenommen wurde. Sie treten auch im Leitenbach in gewohnter Umgebung auf. Sie sind auch an dieser Lokalität an Südhelvetikum (höhere Oberkreide, Erzsichten des Cuis) gebunden, das im Norden und im Süden von Ultrahelvetikum (Maastricht und Paleozän) umsäumt wird.

D. Deutung und Folgerungen

1. Die tektonische Gesamtsituation

Die vorangegangenen Ausführungen wurden deshalb so ausführlich gehalten, um die „Umwelt“ der Katzenloch-Schichten möglichst vollständig aufzeigen zu können. Es zeigte sich, daß diese Ablagerungen stets im Gefolge von Südhelvetikum und Ultrahelvetikum auftreten. Dieses „Gespann“ wurde abgesehen von der Typlokalität auch im Katzenloch-Graben, im Moos-Graben, im Mühl-Graben sowie im Leitenbach SE Teisendorf beobachtet.

Das südhelvetische Profil des Katzenlochs stellt eine zusammenhängende Schichtfolge dar, auch wenn es Schichtreduktionen und andere tektonische Komplikationen aufweist (S. 193). Da die Katzenloch-Schichten mit den Stockletten eng verknüpft sind, können sie als ihr Hangendes aufgefaßt werden. Mit großer Wahrscheinlichkeit gehören auch die Hachauer Schichten des Katzenloch-Grabens zu diesem Profil, desgleichen wohl auch die losen Vorkommen von südhelvetischem Paleozän.

Auf die starke tektonische Zerstückelung des Untersuchungsgebietes machte bereits REIS (1896, S. 107, Abb. auf S. 106) aufmerksam. Er sprach von einem „Hachauer Einbruchsgebiet“. Südlich des Galon-Grabens und östlich des Katzen-

lochs sind Störungen anzunehmen, an denen das E-W verlaufende Streichen durch ein NW-SE gerichtetes abgelöst wird (vgl. hierzu REIS 1895).

Die Aufschlüsse im Galon-Graben verkörpern, von Ausnahmen (S. 221) abgesehen, einen Teil der Eisenärzter Zone. Das Katzenloch-Profil bildet hingegen die südwestliche Fortsetzung des Maurerschurf-Komplexes, ist also dem Südteil der Kressenberger Zone zuzuordnen. Es entspricht damit der Südschuppe des Kressenbergs. Der Moos-Graben indes repräsentiert eine noch südlichere Einheit, nämlich die Sandnock-Zone. Sein Schichtbestand harmoniert gut mit dem des Mühl-Grabens und der nördlich anschließenden Gebiete. Der Begriff Zone wird hier in doppeltem Sinne verwendet, nämlich sowohl in paläogeographischer als auch in tektonischer Hinsicht.

Am NE-Fuß des Sulzbergs sind drei verschiedene tektonische Stockwerke übereinander aufgeschlossen. Das tiefste Stockwerk wird durch das Südhelvetikum dargestellt. Die nächsthöhere Einheit bildet das Ultrahelvetikum, in der Literatur auch häufig als „Walzstockwerk“ bezeichnet. Die höchste Etage wird durch den Flysch gebildet, der an den Deckenrändern allerdings stark zurückgewittert ist.

Das an Tonen so reiche Ultrahelvetikum diente bei der Überschiebung des Flysches als Schmier- und Gleitmittel. Es ist daher häufig sehr stark ausgequetscht und liegt zumeist als dünne, häufig zerrissene und abgeschürfte Haut auf dem Helvetikum. Das Zurücktreten harter, widerstandsfähiger Gesteinsbänke, die den Profilen Halt hätten verleihen können, führte zu einer Vielzahl von Mergelschuppen, die man mit Fug und Recht als tektonisches „Kleinholz“ apostrophieren könnte. Gerade aber dieser kleinräumigen Tektonik ist es zu verdanken, daß die geringmächtigen Katzenloch-Schichten eingeschuppt wurden und dadurch der Abtragung entgingen.

Aus alledem erhellt, daß das Südhelvetikum jeweils in Form eines tektonischen Fensters in Erscheinung tritt. Seine Gesteine werden in allen Gräben von der hochpelagischen Buntmergelserie ummantelt, an deren Aufbau meist rote Mergel des Lutets wesentlich beteiligt sind. Da das südhelvetische Mitteleozän (Schwarzerz, *Ditrupe*-Kalk, Nebengestein) hingegen einem sublitoralen bzw. neritischen Ablagerungsraum entstammt, ist es nicht möglich, mit FREIMOSER (1972, S. 31) eine enge räumliche Verzahnung beider Einheiten anzunehmen. Ein derartiges Vorgehen würde jeder palökologischen Erfahrung widersprechen, zumal die starke tektonische Durchmischung bis in den Schlibfbereich hinein offenkundig wird. In dieser Arbeit wird daher der Vorstellung weitreichender Überschiebungsbahnen der Vorzug gegeben.

2. Die paläogeographische Stellung der Katzenloch-Schichten

Das Auftreten litoraler Faunenelemente in den Katzenloch-Schichten ließ in Verbindung mit der Zufuhr kalkalpinen Schutts zunächst an eine Flachwasser-Fazies denken. Es lag daher nahe, eine Transgression über Stockletten anzunehmen, die zu einer Aufarbeitung der jüngsten Globigerinenmergel führte. Auf diese Weise ließen sich auch die Mischfaunen der Katzenloch-Schichten einigermaßen erklären. Dieses *Seichtwasser*-Modell zwang aber zur Annahme einer Hebung des südhelvetischen Meeresbodens um einige hundert Meter, was eine Art Fahrstuhltektonik bedeutete. Erschwerend kam hinzu, daß für diese Vorgänge kaum Zeit zur Verfügung stand; Hebung und nachfolgende Transgression hätten in der Zone

NP 19, also im mittleren Priabon, erfolgen müssen. Hier wäre wohl auch die Pyrenäische Phase etwas überfordert gewesen.

Eine eingehende palökologische Analyse der einzelnen Proben führte indes zu einer anderen Deutung der Genese der Katzenloch-Schichten. Das Tiefwasser-Modell geht von der Vorstellung aus, daß ihre Sedimentation im südhelvetischen Tiefseetrog stattfand. In ihn wurden von Süden her die Flachwasser-Foraminiferen, die Bryozoen sowie der Gesteinsschutt eingeflößt. Damit sind die litoralen Faunenelemente und nicht die Gehäuse der Globigerinen als allochthon aufzufassen. Das bodenständige Benthos wird hauptsächlich von ökologisch anspruchslosen Sandschalern, untergeordnet auch von kalkschaligen Formen gebildet. Da die Einstreuungen in den Stocklettenraum mengenmäßig stark schwanken, beobachtet man von Probe zu Probe recht unterschiedliche, insgesamt ziemlich merkwürdige „Taphocönosen“. Die in den Katzenloch-Schichten häufig beobachtete Kleinwüchsigkeit der pelagischen Foraminiferen läßt sich zudem auf eine zeitweilige Verschmutzung des Wassers durch Tontrübe zurückführen. Eine dadurch bedingte Verarmung des Phytoplanktons hat unweigerlich einen Rückgang des tierischen Planktons zur Folge. Diese Wechselbeziehung wurde von PFLAUMANN (1967, S. 220) am Beispiel des bayerischen Flysches klar aufgezeigt.

Tontrübe und Transport von Feinstmaterial lassen auf turbidity currents oder Suspensionsströme schließen. Damit gehören die Katzenloch-Schichten in die Kategorie der Turbidite. In der Tat weisen ihre einzelnen Schichtglieder zahlreiche flyschartige Merkmale auf. Krummschalige Lagerung, Gradierung, häufig im mm-Bereich, Schrägschichtung, Laminae und Sohlmarken seien als Beispiele genannt. So kann man auch die Basisbank im Sinne von MEISCHNER (1964) als *allo-dapisch* bezeichnen. Die Korngrößenabnahme der Katzenloch-Schichten vom Liegenden zum Hangenden täuscht zunächst eine einmalige Schüttung vor. Altersunterschiede und Abweichungen in der Zusammensetzung deuten dagegen auf eine längerandauernde Zufuhr suspendierter Fremdstoffe hin. Die Sedimentationsrate war zu Beginn der Schüttung am größten und nahm nach oben langsam ab. Hier drängt sich ein Vergleich mit seismischen Impulsen auf; bei einem Erdbeben folgen gewöhnlich auf den Hauptstoß mehrere Nachbeben. Es darf nämlich angenommen werden, daß die Trübeströme, deren Material am Boden des Stocklettenmeeres Einschichtung fand, durch Erschütterungen der Erdkruste im südlichen Rückland ausgelöst wurden.

Auch innerhalb des südhelvetischen Trogs mag es infolge von Bodenunruhen zu submarinen Rutschungen und Gleitungen gekommen sein; nachträgliche Schichtverbiegungen waren die Folge (S. 193). Es sei aber den Sedimentologen überlassen, hier weitere Schlüsse zu ziehen. Trotzdem mag noch der Hinweis gestattet sein, daß es nicht immer leicht ist, aus den sedimentologischen Merkmalen eines Gesteins seinen Entstehungsort zu bestimmen. So werden z. B. Rippelgefüge, Schrägschichtung und laminierte Sande auch im Seichtwasser beobachtet. Im Fall der Katzenloch-Schichten wiesen vor allem die Mikrofaunen den richtigen Weg.

Die Lehre von den turbidity currents kam zu Beginn der 50er Jahre in Holland auf. Bereits zehn Jahre vorher beschrieb E. KRAUS (1941, S. 299 *usf.*) am Beispiel flyschähnlicher Gosau zahlreiche sedimentologische Merkmale von Turbiditen. Er erkannte die Bedeutung orogener Sedimente und bereitete damit unseren heute gültigen Vorstellungen den Weg.

Damit ist die Hauptfrage gelöst. Es erscheint auch ziemlich sicher, daß die klassischen Einstreuungen der Katzenloch-Schichten nur den distalen Ausläufern von

Trübeströmen entsprechen. Das gröbere Korn wäre zweifellos erst weiter im Süden zu erwarten. Völlige Unklarheit herrscht indes noch darüber, ob der südliche Schelfabfall zum Stocklettentrog hin von submarinen Canyons⁷⁾ zerschnitten war, an deren Enden das geförderte Material in Form von „Fans“, also fächerartig ausgebreitet wurde. Die Beantwortung dieser Frage setzt noch weitere Beobachtungen in den östlich und westlich anschließenden Gebieten voraus.

Die Katzenloch-Schichten leiten demnach eine neue Art der Sedimentation im Südhelvetikum ein. Während die 4,5 m mächtigen Stockletten keine Gliederungsmöglichkeit erkennen lassen, sind die nur 2,4 m messenden Katzenloch-Schichten der Typlokalität in sich außerordentlich reich unterteilt. Als neues „Ereignis“ ist auch die Zufuhr ungeheurer Massen organischer und anorganischer Fremdstoffe zu werten. Wie bereits ausgeführt (S. 201), reichen die Umlagerungen von der Trias bis zum Mitteleozän. Dieser Umschwung, der ziemlich unvermittelt erfolgte, ist einem allgemeinen Schema folgend mit der Illyrischen Phase in Verbindung zu bringen (vgl. hierzu S. 227).

Umlagerungsvorgänge zogen den Verfasser schon sehr frühzeitig in ihren Bann (HAGN 1950). Ohne ihre Kenntnis wäre eine Geschichtsschreibung der Alpen in tertiärer Zeit nicht möglich (vgl. hierzu HAGN 1976). Bei der Suche nach der ältesten Molasse spielten sie, wie wir sehen, eine entscheidende Rolle.

Nachdem die Genese der Katzenloch-Schichten ausreichend angesprochen wurde, stellt sich die Frage nach ihrer Abgrenzung von den Stockletten. An der Typlokalität, unterhalb des Katzenlochs, erscheinen die Verhältnisse ziemlich klar. Die Grenze der Basisbank zu den Stockletten ist scharf. Die Schichtfolge kann nach der Gesteinsausbildung unschwer in tiefere, mittlere und höhere Katzenloch-Schichten unterteilt werden. Sie wurde daher als kartierbare Einheit bezeichnet (S. 201).

Im Katzenloch-Graben und Moos-Graben können die Feinsandkalke ebenfalls den mittleren Katzenloch-Schichten gleichgestellt werden. Das feinkonglomeratische Bachgeröll aus dem Moos-Graben erlaubt hingegen eine Zuordnung zur Basisbank und damit zu den tieferen Katzenloch-Schichten. Fraglich ist dagegen, ob man die Feinsandkalke des Mühl-Grabens ohne weiteres dem mittleren Teil der genannten Schichtfolge zurechnen darf; sie sind als einzelne Bänke den Stockletten normalstratigraphisch eingelagert. Eine gröbere Fazies ist bisher nicht bekanntgeworden. Damit ist ihre Stellung im Profil vorerst noch nicht gesichert.

Noch schwieriger wird die Abtrennung von den Stockletten, wenn die Umlagerungen ausschließlich in Mergeln beobachtet werden (Galon-Graben, Bohrung Kressenberg VII, Leitenbach). Häufig findet man nur pyritdurchstäubte Discocyclinen-Geröllchen und -splitter, abgerollte Pararotalien, Bryozoenbruchstücke und einige wenige andere Fremdlinge (z. B. Milioliden). Die Fazies dieser Mergel ist von der Ausbildung der Stockletten meist nicht wegzukennen. Allerdings weisen nicht selten kleinwüchsige Globigerinen auf eine Verarmungszone hin (S. 219). Diese Ausbildung ist vor allem in den nördlichsten Verbreitungsgebieten der Katzenloch-Schichten anzutreffen. Hier liegen zweifellos Übergänge von Katzenloch-Schichten zu Stockletten vor, die bei einer Kartierung schwer zu erfassen sind.

⁷⁾ In diesem Zusammenhang sei auf eine modellartige Darstellung der Sedimentation in submarinen Canyons und ihrer Umgebung durch WALKER (1978, Fig. 13 auf S. 946) hingewiesen.

Katzenloch-Schichten wurden bisher nur im Südteil der Kressenberger Fazieszone und in der Sandnock-Zone (Moos-Graben, Mühl-Graben) entdeckt. In der Eisenärzter Zone scheinen sie bereits zu fehlen. Die Aufschlüsse im Unterlauf des Galon-Grabens (S. 205) liegen im tektonisch Hangenden der Schönecker Fischschiefer und gehören damit bereits der Kressenberger Zone an.

Das Hangende der Katzenloch-Schichten ist im Typus-Profil nicht aufgeschlossen. Es ist durchaus möglich, daß auf sie nochmals Stockletten folgen. Im Mühl-Graben werden die Katzenloch-Schichten mit Sicherheit von Globigerinenmergeln überlagert. In den nördlicheren Regionen, in denen sie nur mehr geringmächtige Ausläufer bilden, herrschen ohnehin Stockletten im Profil vor. Es konnten jedenfalls keine Anzeichen für ein Verflachen des Meeres ermittelt werden.

Es wurde gezeigt, daß die Katzenloch-Schichten im allgemeinen arm an Zerreibsel von Rotalgen sind. Eine Verwechslung mit Lithothamnienschuttkalken, wie sie den nord- und südhelvetischen Stockletten nicht selten eingelagert sind, erscheint daher ausgeschlossen. Eine Ausnahme von dieser Regel bilden lediglich teilweise glaukonitische Algenschuttkalke aus dem Moos-Graben, die aber mit Feinsandkalcken vergesellschaftet sind. Eine weitere Abart dieser detritischen Kalke, ebenfalls aus dem Moos-Graben, enthält ungelagerte pelagische Foraminiferen (S. 212). So konnten auch diese Vorkommen trotz oberflächlicher Ähnlichkeit mit den genannten Lithothamnienschuttkalken den Katzenloch-Schichten zugeschlagen werden.

Der Lithothamnienschutt der südhelvetischen Corallinaceenkalke stammt von den Untiefen der Intrahelvetischen Schwelle, also aus dem Norden. Ihre gröbere Ausbildung wird als Granitmarmor bezeichnet (S. 180). Im Übergangsbereich zu den Stockletten stellen sich Lithothamnienschuttmergel ein, welche reiche litorale Faunengemeinschaften enthalten (HAGN 1960, S. 23 *usf.*). Auch diese wurden häufig durch Strömungen in tiefere Meeresbereiche verfrachtet. Der südhelvetische Stocklettentrog enthält daher Einschwemmungen aus nördlichen und südlichen Randgebieten, die am Meeresboden miteinander vermischt werden konnten. Allerdings sind diese Überschneidungen nur selten zu erwarten, so daß sie mehr der Vollständigkeit halber erwähnt werden sollen.

Bemerkenswert ist noch die Lage der Fundorte der Katzenloch-Schichten. Alle bisher bekanntgewordenen Vorkommen liegen *z w i s c h e n* Inn und Salzach. Die Inntalfurche scheidet daher für paläogeographische Überlegungen aus. Es ist somit auch nicht möglich, die obereozänen Einschwemmungen von der heutigen Lokalität Oberaudorf selbst zu beziehen (S. 224). Als Liefergebiet kommen vielmehr nord-östlich vorgelagerte Randbereiche der Nördlichen Kalkalpen in Betracht. In diesem Zusammenhang wurde bereits früher (S. 201) von *Äquivalenten* der Oberaudorfer Schichten gesprochen.

Kommen wir zum Schluß unserer Betrachtung. Die Katzenloch-Schichten sind durch ihren kalkalpinen Schutt als echte Molasse ausgewiesen. Sieht man vom inneralpinen Tertiär ab, das meist ebenfalls als Molasse bezeichnet wird, so hat man es mit der ältesten Molasse überhaupt zu tun. Bisher stand dieser Rang den Deutenhausener Schichten zu. Das Priabon der Vorlandmolasse kann hier übergangen werden, da es noch keine alpinen Komponenten führt.

Die Katzenloch-Schichten stellen somit ein Verbindungsglied, das langgesuchte „missing link“, zwischen Subalpiner Molasse und den Vorkommen von Oberaudorf und Häring dar. Sie liegen im Schoße des Helvetikums und zeigen eine flyschartige Entwicklung. Man kann sie daher mit LEMCKE (1973) als Flyschmolasse bezeichnen, ein Ausdruck, der auf TRÜMPY (1962, S. 522) zurückgeht. Außerdem ist FUCHS

(1976) beizupflichten, der die „Geburt“ der Molasse im Helvetikum vermutete (vgl. hierzu die Ausführungen auf S. 174). Damit ist auch die Behauptung D. RICHTER'S (1974, S. 170) überholt, im Helvetikum gäbe es „nirgends“ Molasse.

Vergleichbare Sedimente sind offenbar auch in der Ostschweiz aufgeschlossen. Nach HERB (1965, Abb. 1 auf S. 138) folgt auf die Globigerinenmergel im höheren Priabon ein südhelvetischer Flysch. Es handelt sich um kleinzyklisch gegliederte Sandstein-Mergel-Serien, welche mit den darunterliegenden Stadschiefern oft durch Übergänge verbunden sind (l. c., S. 136). Das Phänomen der Katzenloch-Schichten scheint daher nicht auf den Chiemgau beschränkt zu sein.

3. Schönecker Fischschiefer und Deutenhausener Schichten

Für die Beurteilung der paläogeographischen Stellung der Schönecker Fischschiefer ist zunächst ihre Zugehörigkeit zu einer bestimmten Fazieszone festzustellen. Wie bereits gezeigt wurde (S. 173), erfuhren diese Schichten eine recht unterschiedliche Beurteilung. Sie wurden von HAGN (1960) als überschobene Molasse aufgefaßt und von FREIMOSER (1972) mit der Buntmergelserie in Beziehung gebracht. DE KLASZ (in GANSS 1956) und GANSS (1977) hielten sie für nordhelvetische Sedimente. Zutreffend ist allein die Deutung von REIS (1896), nach der die Schönecker Fischschiefer der Eisenärzter Fazieszone angehören. Sie werden nämlich auf Blatt Teisendorf im Norden und im Süden von je einem Erzzug begleitet (Aufschlüsse im Oberlauf des Galon-Grabens und im Wollberg-Graben).

Entscheidend ist ferner die Frage nach der Ablagerungstiefe. Auch sie wurde recht verschieden beurteilt. Die meisten Autoren nahmen eine Bildung im Flachwasser an (S. 173). Auch der Verfasser (HAGN 1960, S. 109) bemühte sich um diese Deutung. Schwierigkeiten bereitete insbesondere die Eintönigkeit der pelagischen Mikrofauna; man hat es offensichtlich mit einem Extrembiotop zu tun. Andererseits sprechen die vielen Globigerinen, Pteropodenpflaster und Fischreste eher für tiefes als für flaches Wasser; so kennt man auch aus heutigen Meeren Globigerinen-Pteropoden-Schlamm aus größeren Tiefen. Gegen das Flachwasser-Konzept wäre endlich auch die enge Verknüpfung der Schönecker Fischschiefer mit den pelagischen Stockletten ins Feld zu führen, von der früher schon die Rede war (S. 204).

Die Kenntnis der Katzenloch-Schichten hilft hier nun einen Schritt weiter. Es ist durchaus denkbar, daß diese Ablagerungen die Vorläufer der Schönecker Fischschiefer waren. Freilich drang der kalkalpine Schutt im Unteroligozän noch nicht so weit nach Norden vor. Trotzdem dürfen auch die Schönecker Fischschiefer als Flyschmolasse gelten. Sie sind in das allgemeine Geschehen der Trogwanderung eingebunden und können daher nicht mehr isoliert und aus dem Zusammenhang gerissen betrachtet werden. Sie entstanden wohl ebenfalls im Bereich des Trogtiefsten (vgl. hierzu KOLLMANN 1977, S. 42—43). Es ist daher durchaus legitim, in ihnen Übergangsschichten von Helvetikum in Molasse zu erblicken.

Äquivalente der Schönecker Fischschiefer wurden auch im Stollen des Zementwerkes Marienstein gefunden (HAGN 1960, Fußn. 115 a auf S. 188; HAGN, HÖLZL & HRUBESCH 1962, S. 430; HAGN 1967, S. 299—300). CİCHA, HAGN & MARTINI (1971, S. 287, 290) stufte diese Ablagerungen mit Hilfe des Nannoplanktons in das höhere Latdorf (NP 22) ein. Da sie im Liegenden der Tonmergelschichten des Rupels auftreten, wurden sie als tiefstes Schichtglied der Faltenmolasse aufgefaßt.

Diese Zuordnung erscheint heute allerdings nicht mehr so sicher. Die enge Nachbarschaft der Schönecker Fischschiefer von Marienstein mit nordhelvetischen Sedimenten, insbesondere Stockletten (zitiert in D. RICHTER 1960, S. 1668), läßt sie viel eher als Ablagerungen der Adelholzener Fazieszone erscheinen. Leider verhindert die intensive Tektonik eine sichere Entscheidung. Sie vermitteln aber in jedem Fall zwischen Helvetikum und Molasse.

Es darf als sicher gelten, daß die Schönecker Fischschiefer zu faziell ähnlichen Sedimenten der Vorlandmolasse überleiten. Darüber hinaus bestehen Beziehungen zum Rupel des Traunprofils, wie eine Schlämmprobe zeigt, die Herr Dipl.-Geol. W. WERNER 30 m N der Otto-Kögl-Straße in einem Kanalgraben im Ortsbereich von Siegsdorf aufsammete (Probe 3770). —

Ein weiteres, lange kontrovers gebliebenes Schichtglied stellen die Deutenhausener Schichten des westlichen Oberbayerns, des Allgäus und Vorarlbergs dar. Ihre klassischen Aufschlüsse liegen am Südrand der Murnauer Mulde im Ammerprofil NNW Altenau. Die vorliegenden Ausführungen stützen sich hauptsächlich auf die Arbeiten von FISCHER (1960, S. 42—45) und HOFMANN (1965, S. 335 usf.). Mit allgemeinen Aspekten der Deutenhausener Schichten beschäftigten sich in jüngster Zeit ferner MÜLLER (1970, S. 102) und LEMCKE (1973, S. 21).

Die Deutenhausener Schichten sind wohl zum größten Teil in das Latdorf einzustufen; im höheren Teil ist Rupel nicht mit Sicherheit auszuschließen. Ihre mehrere hundert Meter mächtige Schichtfolge aus Sandsteinen und Peliten zeigt einen flyschartigen Habitus; für sie ist daher ebenfalls der Ausdruck Flyschmolasse angebracht. Zumindest ihre älteren Anteile sind Ablagerungen aus größeren Meerestiefen; man kann sie daher mit Fug und Recht als Turbidite⁸⁾ bezeichnen. Sie entstammen gleichfalls einem Trogtiefsten. MÜLLER (1970, S. 102) verlegte den Ablagerungsraum der Deutenhausener Schichten weit nach Süden, in das Gebiet des heutigen Eibsees. HOFMANN (1965, S. 345) kam indes zu folgendem Schluß: „Es ist deshalb am Südrand der Murnauer Mulde durchaus denkbar, daß diese liegenden Schichten normal an die helvetischen Sedimente anschließen“. Alle diese Vorstellungen fordern einen Vergleich mit den Katzenloch-Schichten geradezu heraus.

Zu diesem Zweck wurden im Juni 1978 im Ammerprofil Neuaufsammlungen von Gesteinsproben durchgeführt. Die Durchsicht der zahlreichen Dünnschliffe ergab eine auffallende Übereinstimmung der karbonatischen Komponenten der Katzenloch-Schichten und der Deutenhausener Schichten. Letztere sind allerdings quarzreicher, auch treten in ihnen Malmgeröllchen (vor allem Radiolarite) häufiger auf. Diese Unterschiede besagen aber wenig; sie wurden durch lokale Unterschiede im Liefergebiet bedingt. Von Bedeutung ist hingegen die Feststellung von SCHIEMENZ (1960, S. 62, Tab. 11), daß Dolomite die Kalke bei weitem überwiegen; dieser Befund entspricht sehr gut den eigenen Beobachtungen.

In gröberen Sandsteinen aus den südlicheren Profilteilen wurden nicht selten Discocyclusen, kleine Nummuliten, Globigerinen und Corallinaceen-Grus beobachtet. Es handelt sich eindeutig um allochthone Faunen- und Florenelemente aus dem

⁸⁾ Es ist das Verdienst KUENEN's (1959, S. 1019), die turbiditische Natur der Deutenhausener Schichten erkannt zu haben, obwohl er durch die Annahme eines brackischen Faziescharakters dieser Ablagerungen irritiert wurde (vgl. hierzu seine bahnbrechende Arbeit von 1951, S. 14 usf.). Nach heutiger Ansicht sind lediglich die jüngeren Anteile der Deutenhausener Schichten nicht vollmarin.

Eozän. Man wird noch prüfen müssen, ob diese Einschwemmungen synchron waren wie in den Katzenloch-Schichten. Das würde bedeuten, daß die Deutenhausener Schichten bereits im Priabon einsetzten. Auch hier ist von den Umlagerungsvorgängen noch mancher Aufschluß zu erwarten.

Katzenloch-Schichten, Schönecker Fishschiefer und Deuthausener Schichten sind daher genetisch eng miteinander verwandt. Sie entstammen ein und demselben Großtrog, dessen Achse sich seit dem Priabon stetig nach Norden verlagerte, bis sie den eigentlichen Molasseraum erreichte. Die Deutenhausener Schichten stellen dabei eine extrem schuttreiche Fazies des Westens dar, während die Schönecker Fishschiefer ihre im Osten anschließenden pelitisch ausgebildeten Äquivalente repräsentieren.

Abschließend sei noch kurz auf die Deutenhausener Schichten auf Blatt Dornbirn (Vorarlberg) eingegangen, die von RESCH (1976, S. A 123—124) beschrieben wurden. Sie enthalten in ihrem tiefsten Teil eine Bank von Lithothamnienschutt-kalk helvetischer Ausbildung, der Discocyclinen einschließt (eigene Beobachtung). Sein Alter ist daher eozän. Ihre Hangendschichten gehören dagegen bereits dem Oligozän an. In heutiger Sicht scheinen hier Übergangsschichten von Priabon zu Latdorf und damit gleichzeitig von Helvetikum in Molasse vorzuliegen. Diese Deutung fügt sich zwanglos dem oben entworfenen paläogeographischen Bild ein.

4. Beziehungen zur inneralpinen Molasse

LEMCKE (1973, S. 23—24) betrachtete das kalkalpine Tertiär des Unterinntales sowie des Reichenhaller und Salzburger Raumes als Südflügel eines „einheitlichen Sedimenttroges“, in dessen Tiefstem die Flyschmolasse abgelagert wurde. Er konzipierte den Molasseraum daher als Großmulde, deren randliche Teile küstennahe Ausbildung zeigen. In diesem Zusammenhang wurden immer wieder die Lokalitäten Oberaudorf (Obereozän) und Häring (Oligozän) genannt.

Diese Auffassung wird durch das Auftreten von kalkalpinen Komponenten in den Katzenloch-Schichten gestützt. Der südhelvetische Trog stand im Priabon und wohl auch noch im tieferen Oligozän zweifellos mit dem kalkalpinen Raum in Verbindung. Zu dieser Zeit muß auch das Ultrahelvetikum überflutet gewesen sein, da es sicherlich noch nicht vom Flysch überfahren war (S. 227). In diesen Bereich gehört die „inneralpine Molasse“ der Bohrung Urmannsau 1 in Niederösterreich, die eng mit der Buntmergelerde verbunden ist (BRIX & GÖTZINGER 1964, S. 10; KRÖLL & WESSELY 1967, S. 348—349; BRIX, KRÖLL & WESSELY 1977, S. 29). Ein Zeuge dieser Sedimentbedeckung könnte auch das Oligozänvorkommen im Leitenbach SE Teisendorf (FREIMOSER 1972, S. 27 usf.) sein, das aber leider bis jetzt nicht wieder aufgefunden werden konnte (S. 217). Da die Problematik aber nun einmal erkannt ist, besteht durchaus die Hoffnung, im bayerischen Alpenvorland noch weitere Funde zu machen. Wahrscheinlich sind in dieser Region auch gröberklastische Bildungen zu erwarten.

Das Vorkommen von Oberaudorf bedarf kaum einer weiteren Erläuterung. Die Einschaltung von nichtmarinen Ablagerungen in marine Seichtwassersedimente weist auf einen Zufluß von Süßwasser hin (HAGN 1960, S. 144 usf.; VÖLK in HAGN 1961, S. 163—165, Abb. 12). Die Küste lag im Süden. Auch die Gerölle der Oberaudorfer Schichten wurden aus südlicher Richtung zugeführt (HAGN 1976, S. 120). Aus dem Norden können sie nicht gekommen sein, da dort für ein trennen-

des und schuttspendendes Gebirge kein Raum zur Verfügung stand. Auch der Rumunische Rücken, einst zwischen Flysch und Kalkalpin gelegen, war im Priabon längst untergetaucht.

Die Oberaudorfer Schichten liegen heute auf der Lechtaldecke⁹⁾. Weiter nach Süden ist das priabone Meer offenbar nicht vorgedrungen. Seine Sedimente sind durch die „*Fabianii*-Fazies“ gekennzeichnet, die damit eine relativ nördliche Lage innerhalb der Kalkalpen anzeigt. Sie läßt sich weit nach Westen verfolgen. So fanden HAGN & ZEIL (1954, S. 556) Gerölle mit *N. fabianii* in jungchattischen Konglomeraten der Faltenmolasse des Staffelseegebiets. Herr Dipl.-Geol. R. EBEL, München, überbrachte dem Verfasser unlängst ein entsprechendes Geröll aus Oberschwaben und zwar aus einer Kiesgrube E Rot a. d. Rot an der Straße nach Tannheim (Blatt-Nr. 7926 Erolzheim). Das Geröll (Schliff G 1744 a/78) „stammt mit großer Wahrscheinlichkeit aus dem östlichen Einzugsgebiet des Rheingletschers“ (briefliche Mitteilung vom 28. 6. 1978). Alle diese Funde lassen auf eine flächenhafte Verbreitung des Obereozänmeeres schließen; die Vorstellung eines fjordartigen Eindringens muß endgültig aufgegeben werden.

Es wurde in einem früheren Abschnitt dieser Arbeit dargelegt, daß die *Fabianii*-Fazies mit Hilfe von Suspensionsströmen bis in das Südhelvetikum vorgedrungen ist (S. 197). Da zusammen mit *Nummulites cf. fabianii* (PREVER) auch kalkalpiner Schutt verfrachtet wurde, könnten z. B. Gerölle aus der Basisbank der Katzenloch-Schichten mit *Fabianii*-Gesteinen von Oberaudorf verwechselt werden. Derartige Gerölle sind in der jüngeren Molasse und in den quartären Hüllschichten durchaus zu erwarten. Die Erfahrung lehrt somit erneut, daß die Lösung des einen Problems Schwierigkeiten anderer Art mit sich bringt.

Ergänzend sei noch bemerkt, daß der kalkalpine Raum im Paleozän, Unter- und Mitteleozän auch im Süden weiträumig überflutet war. Zeugen dieser Meeresbedeckung sind die zahlreichen Alttertiärgerölle in den Oberaudorfer Schichten (z. B. HAGN 1976, S. 120) und in den Angerberg-Schichten. An der Wende Mittel- zu Obereozän fand offenbar ein Umschwung in der Sedimentation statt, der durch die Transgression der Oberaudorfer Schichten abgeschlossen wurde. Auf diese Fragen wird in einer späteren Arbeit ausführlich eingegangen werden.

Im Laufe des Alttertiärs drang das Meer noch weiter nach Süden vor. Seine weiteren Etappen waren Reit im Winkl, Kössen und Häring. SCHNABEL (in SCHNABEL & DRAXLER 1976, S. 339) gelang mit Hilfe von Chromit „ein schwerwiegender Hinweis“ auf eine ehemalige Verbindung der Oberaudorfer und Häringer Schichten. Auch im Oligozän bestand zweifellos eine weitreichende Meeresbedeckung; dafür spricht schon die immer wieder auftretende Fischschieferfazies. Spätestens im Chatt wurden allerdings Hebungen wirksam, welche die Idylle störten. Die Schotterfluren der Angerberg-Schichten legen hierfür ein beredtes Zeugnis ab.

So ist man durchaus berechtigt, während bestimmter Zeiten von einer „Molassehülle“ zu sprechen, die auf dem Alpenkörper gelegen hat (vgl. hierzu TRAUB 1948, S. 167). Sie war sicherlich nicht allzu dick und erscheint am Südrand doch wohl sehr stark zerlappt. Es ist heute schwer zu beurteilen, wieviel an Sedimenten nachträglich wieder abgetragen wurde. Es ist aber anzunehmen, daß die Ausdeh-

⁹⁾ Nach Geländeuntersuchungen von Dr. E. OTT und mikropaläontologischen Bearbeitungen des Verfassers greift das marine Priabon im Raum zwischen Inn und Durchholzen (St. Nikolaus bei Ebbs, S Fuchsanger am Nordfuß des Zahmen Kaisers) auf den Nordrand des Tirolikums über. Die anderslautenden Angaben von LINDENBERG (1966, S. 86) und TOLLMANN (1976, S. 453) sind daher zu revidieren.

nung des Oligozänmeeres geringflächiger war als das durch das Priabon eingenommene Areal.

5. Die Rolle der Flyschzone im Alttertiär

In diesem Kapitel gilt es, die passive bzw. aktive Rolle des Flysches im Alttertiär aufzuzeigen. Es stellt sich die Frage, wann die Flyschzone von den Kalkalpen tektonisch überwältigt wurde und in welcher Zeit der Flysch als Decke über sein nördliches Vorland glitt.

Bevor diese Frage näher untersucht wird, seien noch einige Bemerkungen über die faziellen Beziehungen der Katzenloch-Schichten zum Flysch vorausgeschickt.

Die Flyschähnlichkeit der Katzenloch-Schichten in sedimentologischer Hinsicht wurde bereits begründet (S. 219). Im Obereozän und Unteroligozän griff die Flyschfazies weit nach Norden aus. Man kennt sie z. B. aus dem Nordhelvetikum von Neubeuern am Inn (HAGN 1973, S. 173, 178). Die Flyschaffinität der Deutenhausener Schichten ist mittlerweile fast schon sprichwörtlich geworden. Man hat es hier mit dem Phänomen der Fazieswanderung zu tun, das mit dem orogenetischen Geschehen im alpinen Rückland zusammenhängt.

Auch im Aufbau der Gesteine ergeben sich zwischen den Katzenloch-Schichten und Flyschablagerungen Parallelen. Zum Vergleich sei hier die Hällritzer Serie (hohe Flysch-Oberkreide) herangezogen, die als Schutt im Mühl-Graben und im Grenz-Graben in allen Variationen studiert werden kann. So läßt sich die Basisbank der Katzenloch-Schichten gut mit Feinbrekzien der genannten Flyschschichten vergleichen. Die Feinsandkalke der Hällritzer Serie erinnern selbst noch unter der Lupe außerordentlich stark an ebensolche Gesteine der Katzenloch-Schichten. Vom Gefüge her sind demnach weitgehende Übereinstimmungen vorhanden.

Diese Harmonie wird unter dem Mikroskop indes rasch zerstört. Der Flysch, wie übrigens auch die Wildflyschfazies des Südultrahelvetikums, ist außerordentlich reich an Kristallin. Man hat den Schutt des Cetischen Rückens vor sich. Neben Quarz beobachtet man sehr viel Feldspat, Glimmer und Brocken verschiedenartiger kristalliner Gesteine. Die Katzenloch-Schichten führen hingegen nur sehr wenig Quarz. Andere kristalline Komponenten sind ihnen fremd. Im Flysch und im Ultrahelvetikum kommen Komponenten aus dem Malm häufig vor; neben der pelagischen Ausbildung mit Radiolarien und Calpionellen trifft man auch eine litorale Fazies an. In den Katzenloch-Schichten tritt Jura hingegen außerordentlich stark zurück; küstennaher Malm fehlt völlig. Karbonate sind im Flysch ohnehin seltener; Dolomite erlangen bei weitem nicht die Bedeutung wie in den Katzenloch-Schichten. Für nähere Informationen sei im übrigen auf SCHMEER (in GANSS 1967, S. 263 bis 264) und FREIMOSER (1972, z. B. Tab. 2 auf S. 62) verwiesen.

Somit ist festzuhalten, daß im Priabon die Schuttquelle, welche den Flysch und das Südultrahelvetikum speiste, bereits versiegt war. Die Katzenloch-Schichten führen eine neue Art von Schutt, der weiter aus dem Süden stammt. Da Wildflyschbrekzien und -sandsteine noch im Unter- und Mitteleozän gebildet wurden (S. 216), fällt der Umschwung in der Materialzufuhr etwa an die Wende Mittel- zu Obereozän.

Auch aus der Flyschzone selbst wurde kein Material umgelagert. Spiculite der Flyschoberkreide fehlen völlig. Die Flyschzone tritt im Obereozän überhaupt nicht in Erscheinung, sei es, weil sie sedimentär verhüllt oder bereits tektonisch unterdrückt

w a r. Ihr Schutt macht sich im östlichen Oberbayern erst sehr viel später, nämlich im Untermiozän, bemerkbar. Er wurde ab der Oberen Meeresmolasse im Vorland angehäuft, worauf BODEN in verschiedenen Arbeiten hinwies (vgl. hierzu HAGN 1976, S. 128).

Man könnte daher über die Katzenloch-Schichten folgendes geologische Märchen erzählen: Es war einmal eine Mutter, die Helvetia hieß. Sie gebar ein Kind namens Molassa. Ihm vererbte der Vater, Flysch geheißen, alle seine Eigenschaften. Er war aber bei der Geburt seines Sprößlings nicht zugegen.

Wenden wir uns nun der Frage zu, wann die Flyschzone von den Kalkalpen überfahren wurde. Darüber gibt es in der Literatur verschiedene Meinungen. Es sei darauf verzichtet, hier die einschlägigen Textstellen anzuführen. Viele Äußerungen zu diesem Thema tragen ohnehin nur einen spekulativen oder weltanschaulichen Charakter.

Es ist zunächst davon auszugehen, daß die Sedimentation in der Flyschzone im östlichen Oberbayern mindestens bis in das Paleozän andauerte (HAGN 1976, S. 129). Vor Untereozän kann die tektonische Verhüllung also nicht erfolgt sein. Andererseits müßte die Überwältigung im Obereozän abgeschlossen gewesen sein. Es wäre also in erster Linie an Mitteleozän zu denken. Vielleicht kommt hierfür sogar die Illyrische Phase an der Wende Mittel-/Obereozän in Frage (vgl. hierzu FUCHS 1976, Tab. 1 auf S. 222). Für eine Überfahung spricht das Auftreten kalkalpiner Komponenten im Südhelvetikum; der Transportweg wäre in diesem Fall kurz gewesen. Im Falle einer sedimentären Verhüllung hätte der kalkalpine Schutt den Flyschtrog überqueren müssen. Da die Katzenloch-Schichten keine direkte Antwort auf diese Frage geben, sei sie wenigstens vorerst zurückgestellt.

Die zweite Frage betrifft die Überschiebung von Helvetikum und Ultrahelvetikum durch den Flysch selbst. Auch sie wurde recht unterschiedlich datiert. Zunächst wiederum einige nüchterne Daten. Die Sedimentation dauerte im Südultrahelvetikum bis zum Mitteleozän an (S. 216). Im Südhelvetikum endete die Sedimentbildung frühestens im höheren Unteroligozän, wie die Schönecker Fischechiefer beweisen. Ihre Stillwasserfazies macht Deckenschübe zu dieser Zeit wenig wahrscheinlich. So wiesen bereits DE KLASZ (in GANSS 1956, S. 69) und GANSS (1977, S. 60) darauf hin, daß die Überschiebung des Vorlands durch den Flysch frühestens nach Ablagerung der Oligozänmergel erfolgt sein könne. Sehr wahrscheinlich setzten die entscheidenden Bewegungen erst im höheren Oligozän ein, in einer Zeit, in der allgemein viel Schutt gefördert wurde (Angerbergsschichten, Bausteinschichten).

Somit liefert das Untersuchungsgebiet neben stratigraphischen und paläogeographischen Daten wertvolle Hinweise für die zeitliche Einengung tektonischer Vorgänge. Sie wurden fast ausschließlich mit Hilfe von Mikrofossilien gewonnen.

Schriftenverzeichnis

- BODEN, K. (1922): Geologische Beobachtungen am Nordrande des Tegernseer Flysches. — Geogn. Jh., 33, 1920: 1—22, 1 Kartenskizze; München.
- BODEN, K. (1930): Geologisches Wanderbuch für die Bayerischen Alpen. — 1—458, 59 Abb.; Stuttgart (Ferdinand Enke).
- BÖGEL, H. & SCHMIDT, K. (1976): Kleine Geologie der Ostalpen. — 1—231, Taf. 1—8, Faltaf. 1—2, 101 Abb., 9 Tab.; Thun (Ott-Verlag).
- BÖHM, J. (1891): Die Kreidebildungen des Fürbergs und Sulzbergs bei Siegsdorf in Oberbayern. — Palaeontographica, 38: 1—106, Taf. 1—5, Prof. A—F, 3 Abb.; Stuttgart.
- BREITSCHMID, A. (1978): Sedimentologische Untersuchungen in der eocaenen Hohgant-Serie im Helvetikum nördlich von Interlaken. — Eclogae geol. Helv., 71: 143—157, 4 Abb.; Basel.
- BRIX, F. & GÖTZINGER, K. (1964): Die Ergebnisse der Aufschlußarbeiten der ÖMV AG in der Molassezone Niederösterreichs in den Jahren 1957—1963. Teil I. Zur Geologie der Beckenfüllung, des Rahmens und des Untergrundes. — Erdoel-Z., 80: 3—22, 7 Abb., 4 Tab.; Wien-Hamburg.
- BRIX, F., KRÖLL, A. & WESSELY, G. (1977): Die Molassezone und deren Untergrund in Niederösterreich. — Erdoel-Erdgas-Z., 93, Sonderausgabe: 12—35, Abb. 1—5, 7—8; Wien — Hamburg.
- BUTT, A. & HERM, D. (1978): Paleo-oceanographic Aspects of the Upper Cretaceous Geosynclinal Sediments of the Eastern Alps. — In: Alps, Apennines, Hellenides, Inter-Union Comm. on Geodynam., Sci. Rep. 38: 87—95, 2 Abb., Stuttgart (Schweizerbart).
- CICHA, I., HAGN, H. & MARTINI, E. (1971): Das Oligozän und Miozän der Alpen und der Karpaten. Ein Vergleich mit Hilfe planktonischer Organismen. — Mitt. Bayer. Staatssamml. Paläont. hist. Geol., 11: 279—293, 1 Tab.; München.
- DACQUÉ, E. (1912): Geologische Aufnahme des Gebietes um den Schliersee und Spitzingsee in den oberbayerischen Alpen. Mit einem Beitrag von Dr. H. IMKELLER. — Mitt. Geogr. Ges. München, 7: 211—279, Taf. 8 (geol. Karte 1 : 25 000), Taf. 9 (Profiltaf. 1 : 25 000), 1 Abb., 3 Tab.; München.
- DATTA, S. (1973): Geologisch-mikropaläontologische Untersuchungen des Helvetikums W von Bad Tölz. — Unveröff. Diplomarbeit: 1—129, I—XV, 1 geol. Karte 1 : 5000, 2 Profiltaf., 30 Abb.; Inst. f. Paläont. u. hist. Geol. Univ., München.
- DIECI, G., PAREA, G. C., RUSSO, A. & TOMADIN, L. (1971): Sedimentological and micropaleontological differences between turbiditic and non-turbiditic layers in deposits of the Lower Miocene near Vetto d'Enza (Northern Apennines). — Bull. Centre Rech. Pau — SNPA, 5 suppl.: 409—432, 8 Abb.; Pau.
- EGGERT, P. (1977): Sedimentpetrographisch-stratigraphische Untersuchungen in den Unterkreide-Serien und im Bolgenkonglomerat (Oberkreide) der Feuerstätter Decke im Allgäu und Vorarlberg. — Berliner geowiss. Abh., A, 2: 1—167, Taf. 1—18, 38 Abb.; Berlin.
- EMMRICH, A. (1851): Geognostische Beobachtungen aus den östlichen bairischen und den angränzenden österreichischen Alpen. — Jb. k. k. Geol. R.-A., 2: 1—22, 6 Abb.; Wien.
- FAUPL, P. (1978): Faziestypen der paläogenen Buntmergelserie der östlichen Ostalpen. — Mitt. Österr. Geol. Ges., 68, 1975: 13—38, 10 Abb., 5 Tab.; Wien.
- FAUPL, P. & SAUER, R. (1978): Zur Genese roter Pelite in Turbiditen der Flyschgosau in den Ostalpen (Oberkreide-Alttertiär). — N. Jb. Geol. Paläont. Mh.: 65—86, 6 Abb., 4 Tab.; Stuttgart.
- FISCHER, W. (1960): Stratigraphische und tektonische Beobachtungen im Gebiet der Murnauer Mulde und Steineberg Mulde (Oberbayern, Allgäu und Vorarlberg). — Bull. Ver. Schweizer. Petrol.-Geol. u. -Ing., 27: 39—57, 6 Abb.; Riehen/Basel.
- FLURL, M. (1792): Beschreibung der Gebirge von Baiern und der oberen Pfalz. — 30 nichtnum. S., 1—642, Taf. 1—4, 1 petrogr. Karte; München (J. Lentner).

- FLURL, M. (1806): Historisch-geologische Beschreibung des Eisensteinbergbaues am sogenannten Kressenberge im Landgerichte Traunstein. — Physik. Abh. kön.-bayer. Akad. Wiss., 2, 1802—1805: 73—110; München.
- FREIMOSER, M. (1970): Ultrahelvetikum. Helvetikum. — In: DOBEN, K.: Erläuterungen zum Blatt-Nr. 8241 Ruhpolding, Geol. Karte von Bayern 1 : 25 000 (mit Beiträgen zahlreicher Autoren): 98—108; München (Bayer. Geol. Landesamt).
- FREIMOSER, M. (1972): Zur Stratigraphie, Sedimentpetrographie und Faziesentwicklung der Südostbayerischen Flyschzone und des Ultrahelvetikums zwischen Bergen/Obb. und Salzburg. — *Geologica Bavarica*, 66: 7—91, 8 Abb., 2 Tab., 6 Beilagen; München.
- FREIMOSER, M. (1973): Ultrahelvetikum-Zone. — In: DOBEN, K.: Erläuterungen zum Blatt Nr. 8242 Inzell, Geol. Karte von Bayern 1 : 25 000 (mit Beiträgen zahlreicher Autoren): 56—59; München (Bayer. Geol. Landesamt).
- FUCHS, W. (1976): Gedanken zur Tektogenese der nördlichen Molasse zwischen Rhone und March. — *Jahrb. Geol. B.-A.*, 119: 207—249, Taf. 1—3, 1 Tab.; Wien.
- FÜCHTBAUER, H. (1964): Sedimentpetrographische Untersuchungen in der älteren Molasse nördlich der Alpen. — *Eclogae geol. Helv.*, 57: 157—298, 29 Abb., 12 Tab.; Basel.
- GANSS, O. (1956): Geologie des Blattes Bergen. Mit einem Beitrag von I. DE KLASZ (Helvetische Zone), K. GÖTZINGER (Bohrung Bergen 1) und F. VOGEL (Bodenkundlicher Beitrag). — *Geologica Bavarica*, 26: 1—164, 1 Karte und 1 Profiltaf. 1 : 25 000, 7 Abb., 5 Beilagen; München.
- GANSS, O. (1977): Erläuterungen zum Blatt Nr. 8140 Prien a. Chiemsee und zum Blatt Nr. 8141 Traunstein, Geol. Karte von Bayern 1 : 25 000 (mit Beiträgen zahlreicher Autoren). — 1—344, 58 Abb., 8 Tab., 4 Beilagen; München (Bayer. Geol. Landesamt).
- GANSS, O. & KNIPSCHER, H. C. G. (1956): Die Maastricht-Eozän-Folge des Helvetikums im Sprunggraben bei Oberteisendorf (Obb.) und ihre Gliederung mit Hilfe pelagischer Foraminiferen. — *Geol. Jb.*, 71: 617—630, 2 Abb., 1 Tab.; Hannover.
- GOHRBANDT, K. (1963): Zur Gliederung des Paläogen im Helvetikum nördlich Salzburg nach planktonischen Foraminiferen. 1. Teil: Paleozän und tiefstes Untereozän. Mit Beiträgen von ADOLF PAPP (Großforaminiferen) und HERBERT STRADNER (Nannofloren). — *Mitt. Geol. Ges. Wien*, 56: 1—116, Taf. 1—11, 7 Abb., 1 Tab.; Wien.
- GOHRBANDT, K., KOLLMANN, K., KÜPPER, H., PAPP, A., PREY, S., WIESENER, H. & WOLETZ, G. (1960): Beobachtungen im Flysch von Triest (Wiener Beiträge zum Flyschproblem, Nr. 1). — *Verh. Geol. B.-A.*: 162—196, Taf. 5—7, 3 Abb., 2 Tab.; Wien.
- GÜMBEL, C. W. (1861): Geognostische Beschreibung des bayerischen Alpengebirges und seines Vorlandes. — 1—XX, 1—950, 5 geol. Karten, 1 Bl. Gebirgsansichten, 42 Profiltaf., 25 Abb.; Gotha (Justus Perthes).
- GÜMBEL, C. W. (1868): Beiträge zur Foraminiferenfauna der nordalpinen, älteren Eocängebilde oder der Kressenberger Nummulitenschichten. — *Abh. k. bayer. Akad. Wiss.*, II. Cl., 10, II. Abth.: 579—730, Taf. 1—4; München.
- HAGN, H. (1950): Über Umlagerungsvorgänge in der subalpinen Molasse Oberbayerns und ihre Bedeutung für die alpine Tektonik. — *Geologica Bavarica*, 5: 1—45, Taf. 1—5; München.
- HAGN, H. (1955 a): Zur Altersfrage der Nierentaler Schichten im Becken von Gosau. — *Neues Jb. Geol. Paläontol., Mh.*: 16—30; Stuttgart.
- HAGN, H. (1955 b): Fazies und Mikrofauna der Gesteine der Bayerischen Alpen. — *Internation. Sedim. Petr. Ser.*, 1: 1—XI, 1—174, Taf. 1—71, 2 Abb., 8 Tab.; Leiden (E. J. Brill).
- HAGN, H. (1956): Geologische und paläontologische Untersuchungen im Tertiär des Monte Brione und seiner Umgebung (Gardasee, Ober-Italien). — *Palaeontographica*, A, 107: 67—210, Taf. 7—18, 8 Abb.; Stuttgart.

- HAGN, H. (1957): Die stratigraphischen und paläogeographischen Beziehungen zwischen Molasse und Helvet im östlichen Oberbayern. — *Erdöl und Kohle*, **10**: 694; Hamburg.
- HAGN, H. (1960): Die stratigraphischen, paläogeographischen und tektonischen Beziehungen zwischen Molasse und Helvetikum im östlichen Oberbayern. — *Geologica Bavarica*, **44**: 1—208, Taf. 1—12, 10 Abb., 1 Tab.; München.
- HAGN, H. (1961): Klassische und neue Aufschlüsse mit Faunen der Oberkreide und des Tertiärs in den östlichen Bayerischen Alpen und angrenzenden Gebieten (unter Mitwirkung von D. HERM, O. HÖLZL, H. LÜHR, F. TRAUB und H. VÖLK. Zeichnungen: D. HERM). — *Paläont. Z.*, **35**: 146—170, 14 Abb.; Stuttgart.
- HAGN, H. (1967): Das Alttertiär der Bayerischen Alpen und ihres Vorlandes. — *Mitt. Bayer. Staatssamml. Paläont. hist. Geol.*, **7**: 245—320, 3 Abb., 1 Tab.; München.
- HAGN, H. (1973): Helvetikum-Zone. Das Helvetikum von Neubeuern am Inn (mit Beiträgen von ERLIND MARTINI und WOLF OHMERT). — In: WOLFF, H.: Erläuterungen zum Blatt Nr. 8238 Neubeuern, Geol. Karte von Bayern 1 : 25 000 (mit Beiträgen zahlreicher Autoren): 151—208, Taf. 11—20, Abb. 18—19; München (Bayer. Geol. Landesamt).
- HAGN, H. (1976): Neue Beobachtungen an Geröllen aus den Bayerischen Alpen und ihrem Vorland (Oberkreide, Alt- und Jungtertiär). — *Mitt. Bayer. Staatssamml. Paläont. hist. Geol.*, **16**: 113—133, Taf. 11—13, 2 Abb.; München.
- HAGN, H. & HÖLZL, O. (1952): Geologisch-paläontologische Untersuchungen in der subalpinen Molasse des östlichen Oberbayerns zwischen Prien und Sur mit Berücksichtigung des im Süden anschließenden Helvetikums. — *Geologica Bavarica*, **10**: 1—208, Taf. 1—8, 7 Abb.; München.
- HAGN, H., HÖLZL, O. & HRUBESCH, K. (1962): Zur Gliederung des Oligozäns im östlichen Oberbayern und in Nordtirol. — *N. Jb. Geol. Paläont. Mh.*: 423—447, 1 Abb., 1 Tab.; Stuttgart.
- HAGN, H. & WELLNHOFER, P. (1967): Ein erratisches Vorkommen von kalkalpinem Ober-eozän in Pfaffing bei Wasserburg. Mit einem Beitrag von ALFRED SELMEIER. — *Geologica Bavarica*, **57**: 205—288, Taf. 1—12, 5 Abb.; München.
- HAGN, H. & WELLNHOFER, P. (1973): Der Kressenberg — eine berühmte Fossilagerstätte des bayerischen Alpenvorlandes. — *Jb. Ver. Schutze Alpenpflanzen und -Tiere*, **38**: 1—35, Taf. 1—4, 8 Abb.; München (Vorabdruck 1972).
- HAGN, H. & ZEIL, W. (1954): Der Geröllbestand der jungkattischen Konglomerate im Staffelsee bei Murnau (Oberbayern) und seine Bedeutung für die Paläogeographie der subalpinen Molasse. — *Geol. Jb.*, **69**: 537—598, Taf. 40—44, 1 Abb.; Hannover.
- HAHN, F. F. (1913): Einige Beobachtungen in der Flyschzone Südbayerns. — *Z. deutsch. geol. Ges.*, **64**, 1912, Monatsber.: 528—536, 3 Abb.; Berlin.
- HEERMANN, O. (1954): Erdölgeologische Grundlagen der Aufschlußarbeiten im ostbayerischen Molassebecken. — *Bull. Ver. Schweizer. Petrol.-Geol. u. -Ing.*, **21**: 5—22, 5 Abb.; Riehen/Basel.
- HERB, R. (1965): Das Tertiär der helvetischen Decken der Ostschweiz (mit Beitrag von L. HOTTINGER). — In: *Neuere Daten zur mikropaläontologischen Forschung in der Schweiz*, *Bull. Ver. Schweiz. Petrol.-Geol. u. -Ing.*, **31**: 135—151, 6 Abb., 1 Tab.; Riehen/Basel.
- HESSE, R. (1972): Lithostratigraphie, Petrographie und Entstehungsbedingungen des bayerischen Flysches: Unterkreide. — *Geologica Bavarica*, **66**: 148—222, Taf. 1—3, 10 Abb., 7 Tab., 4 Beilagen; München.
- HÖPFNER, B. (1970): Stratigraphie und Faziesverteilung der südhelvetischen Kreide-Tertiär-Grenzsichten des mittleren Allgäus und ein Vergleich nach Osten und Westen. — 1—128, 1—X, 16 Abb. (darunter 1 geol. Karte 1 : 10 000 mit Lageskizze und Prof.); Photodruck Diss. Univ., München.
- HOFMANN, R. (1965): Bionomische Untersuchungen in der tiefsten Molasse der Murnauer Mulde. — *N. Jb. Geol. Paläont. Mh.*: 334—346, 1 Tab., Stuttgart.

- KENAWY, A. (1966): Die Großforaminiferen des bayerischen Ultrahelvetikums. — *Geologica Bavarica*, 56: 103—176, Taf. 1—19, 8 Abb.; München.
- KLASZ, I. DE (1953 a): Einige neue oder wenig bekannte Foraminiferen aus der helvetischen Oberkreide der bayerischen Alpen südlich Traunstein (Oberbayern). — *Geologica Bavarica*, 17: 223—244, Taf. 4—7; München.
- KLASZ, I. DE (1953 b): On the Foraminiferal Genus *Gublerina* KIKOINE. — *Geologica Bavarica*, 17: 245—251, Taf. 8, 1 Tab.; München.
- KLASZ, I. DE (1953 c): *Quadratobuliminella* n. gen., eine neue Foraminiferengattung von der Wende Kreide — Tertiär. — *Neues Jb. Geol. Paläontol., Mh.*: 434—436, 2 Abb.; Stuttgart.
- KLASZ, I. DE (1956): Zur Kenntnis der ostalpinen Oberkreidestratigraphie. — *Neues Jb. Geol. Paläontol., Mh.*: 410—419; Stuttgart.
- KLASZ, I. DE & KNIPSCHER, H. C. G. (1954): Die Foraminiferenart *Reussella szajnochae* (GRZYBOWSKI): ihre systematische Stellung und regionalstratigraphische Verbreitung. — *Geol. Jb.*, 69: 599—610, Taf. 45, 1 Tab.; Hannover.
- KNIPSCHER, H. C. G. (1957): Das Alter der Hachauer Schichten bei Hachau (Oberbayern). — *N. Jb. Geol. Paläont. Mh.*, 1956: 420—424; Stuttgart.
- KOLLMANN, K. (1977): Die Öl- und Gasexploration der Molassezone Oberösterreichs und Salzburgs aus regional-geologischer Sicht. — *Erdoel-Erdgas-Z.*, 93, Sonderausgabe: 36—49, 19 Abb.; Wien — Hamburg.
- KRAUS, E. (1941): Flysch-ähnliche Oberkreide auf den Kalkalpen. — *Z. deutsch. geol. Ges.*, 93: 299—308, 7 Abb.; Berlin.
- KRAUS, L. (1968): Tertiär. a. Eozän. — In: KÖWING, K., KRAUS, L. & RÜCKERT, G.: Erläuterungen zur Geologischen Karte von Bayern 1 : 25 000 Blatt Nr. 7837 Markt Schwaben (mit einem geophysikalischen Beitrag von KURT BADER und einem hydrogeologischen Beitrag von ERWIN SCHIRM): 41—49, Abb. 3, Tab. 3—4; München (Bayer. Geol. Landesamt).
- KRÖLL, A. & WESSELY, G. (1967): Neue Erkenntnisse über Molasse, Flysch und Kalkalpen auf Grund der Ergebnisse der Bohrung Urmannsau I. — *Erdoel-Erdgas-Z.*, 83: 342 bis 353, geol. Übersicht und Profil, 3 Abb., 2 Tab.; Wien — Hamburg.
- KUENEN, PH. H. (1951): Properties of turbidity currents of high density. — In: *Turbidity currents and the transportation of coarse sediments to deep water.* — *Soc. Econom. Paleont. Mineral., Spec. Publ.* 2: 14—33, 9 Abb., 5 Tab.; Tulsa, Oklah.
- KUENEN, PH. H. (1959): Turbidity currents a major factor in flysch deposition. — *Eclogae geol. Helv.*, 51, 1958: 1009—1021, 2 Abb.; Basel.
- LEMCKE, K. (1973): Zur nachpermischen Geschichte des nördlichen Alpenvorlandes. — *Geologica Bavarica*, 69: 5—48, 11 Abb., 2 Beilagen; München.
- LEMCKE, K. (1977): Erdölgeologisch wichtige Vorgänge in der Geschichte des süddeutschen Alpenvorlandes. — *Erdoel-Erdgas-Z.*, 93, Sonderausgabe: 50—56, 10 Abb.; Wien — Hamburg.
- LINDENBERG, H. G. (1966): Die Bolivinen (Foram.) der Häringer Schichten. Mikropaläontologische Untersuchungen im Alttertiär des Unterinntal-Gebietes. — *Boll. Soc. Paleont. Ital.*, 4, 1965: 64—160, 32 Abb., 5 Detailkarten, 4 Anlagen; Modena.
- LOEBLICH, A. R., Jr. & TAPPAN, H. (1964): Part C. Protista 2. Sarcodina. Chiefly „Thecamoebians“ and Foraminiferida. — In: *Treatise on Invertebrate Paleontology*, 2 Bände: I—XXXI, C 1—900, 653 Abb.; Lawrence (The University of Kansas Press).
- LÜHR, H. (1962): Geologische und mikropaläontologische Untersuchungen im Alttertiär von Häring/Tirol. — 4 nichtnum. S., 1—174, Taf. 1—9, 16 Abb., 3 Tab.; Photodruck Diss. Univ., München.
- MARTINI, E. (1970): Standard Palaeogene Calcareous Nannoplankton Zonation. — *Nature*, 226: 560—561, 1 Abb.; London.

- MARTINI, E. (1971): Standard Tertiary and Quaternary Calcareous Nannoplankton Zonation. — Proc. II Planktonic Confer., Roma 1970: 739—785, Taf. 1—4, 6 Tab.; Rom.
- MARTINI, E. & MÜLLER, C. (1971): Das marine Alttertiär in Deutschland und seine Einordnung in die Standard Nannoplankton Zonen. — Erdöl und Kohle. Erdgas. Petrochemie vereinigt mit Brennstoff-Chemie, **24**: 381—384, Taf. 1; Hamburg.
- MEISCHNER, K.-D. (1964): Allodapische Kalke, Turbidite in Riff-nahen Sedimentations-Bekken. — In: BOUMA, A. H. & BROUWER, A.: Turbidites. — Developments in Sedimentology, **3**: 156—191, Taf. 1—3, 5 Abb.; Amsterdam (Elsevier).
- MÜLLER, M. (1970): Das Ergebnis der Bohrung Staffelsee 1 als Grundlage für neue Vorstellungen über Bau und Untergrund der gefalteten Molasse. — Geologica Bavarica, **63**: 86—106, 3 Abb., 1 Tab., 1 Beil.; München.
- NOWAK, J. (1911): Über den Bau der Kalkalpen in Salzburg und im Salzkammergut. — Anz. Akad. Wiss. Krakau, mathem.-naturwiss. Kl., A: 57—112, Taf. 1—3, 11 Abb., 1 Tab.; Krakau.
- OBERHAUSER, R. (1968): Beiträge zur Kenntnis der Tektonik und der Paläogeographie während der Oberkreide und dem Paläogen im Ostalpenraum. — Jb. Geol. B. A., **111**: 115—145, Taf. 1—2, 2 Abb.; Wien.
- OBERHAUSER, R. (1973): Stratigraphisch-Paläontologische Hinweise zum Ablauf tektonischer Ereignisse in den Ostalpen während der Kreidezeit. — Geol. Rundschau, **62**: 96—106, 3 Abb.; Stuttgart.
- OSCHMANN, F. (1957): Stratigraphie, Paläogeographie und Fazies in der ostbayerischen Molasse und deren oberkretazischem Untergrund. — Erdöl und Kohle, **10**: 692—693; Hamburg.
- OSCHMANN, F. (1963): Introduction into the Regional Geology of the South German Molasse Basin. — In: 6th World Petroleum Congress Frankfurt a. M. 1963, Excursion Guide Book III, Folded Molasse, Helveticum, and Flysch; Oil and Gas Fields of the Unfolded East-Bavarian Molasse: 5—17, Abb. 7—16; Hannover.
- PAULUS, B. (1964): Schichtenfolge (Stratigraphie). I. Der tiefere Untergrund unter besonderer Berücksichtigung des von den Bohrungen Landsham 1 und Pliening 101—105 erschlossenen Tertiärs (unter paläontologischer Mitarbeit von MAX BROCKERT und WINFRIED HINSCH mit einem sedimentpetrographischen Beitrag von W. ZIMMERLE). — In: BRUNNACKER, K., PAULUS, B., BROCKERT, M., HINSCH, W. & VIDAL, H.: Erläuterungen zur Geologischen Karte von Bayern 1 : 25 000 Blatt Nr. 7736 Ismaning: 9—53, S. 93—96, 5 Abb., 7 Tab., 2 Beilagen; München (Bayer. Geol. Landesamt).
- PFLAUMANN, U. (1967): Zur Ökologie des bayerischen Flysches auf Grund der Mikrofossilführung. — Geol. Rundschau, **56**: 200—227, Texttaf. 1—2, 5 Abb., 1 Tab.; Stuttgart.
- PFLAUMANN, U. (1968): Ultrahelvetikum. — In: PFLAUMANN, U. & STEPHAN, W.: Erläuterungen zur Geologischen Karte von Bayern 1 : 25 000 Blatt Nr. 8237 Miesbach (mit Beiträgen zahlreicher Autoren): 142—182, Abb. 16—19; München (Bayer. Geol. Landesamt).
- PHILIPPI, E. (1898): Referat über O. M. REIS: Erläuterungen zu der geologischen Karte der Vorderalpenzone zwischen Bergen und Teisendorf etc. 1895. — N. Jb. Mineral., Geol. u. Palaeont., II: 453—460; Stuttgart.
- PREY, S. (1952): Aufnahmen in der Flyschzone auf den Blättern Gmunden-Schafberg (4851) und Kirchdorf/Krems (4852) (Gschlifgraben), sowie auf den Blättern Ybbs (4754) und Gaming-Mariazell (4854) (Rogatsboden) (Bericht 1951). — Verh. Geol. Bundesanst.: 41—45; Wien.
- PREY, S. (1962): Flysch und Helvetikum in Salzburg und Oberösterreich. — Z. deutsch. geol. Ges., **113**, 1961: 282—292, 3 Abb., 2 Tab.; Hannover.
- PREY, S. (1975): Bemerkung zur Paläogeographie des Eozäns im Helvetikum — Ultrahelvetikum in Ostbayern, Salzburg und Oberösterreich. — Sber. Österr. Akad. Wiss., Mathem.-naturw. Kl., Abt. I, **184**: 1—7, 1 Abb.; Wien.

- PROTO DECIMA, F., ROTH, P. H. & TODESCO, L. (1975): Nannoplancton Calcareo del Paleocene e dell'Eocene della Sezione di Possagno. — In: Monografia Micropaleontologica sul Paleocene e l'Eocene di Possagno, Provincia di Treviso, Italia, Schweiz. Paläont. Abh., 97: 35—55, Taf. 1—6, 3 Abb.; Basel.
- REIS, O. (1895): Geologische Karte der Vorderalpenzone zwischen Bergen und Teisendorf südlich von Traunstein. — Geogn. Jh., 7, 1894; Cassel.
- REIS, O. M. (1896): Erläuterungen zu der geologischen Karte der Vorderalpenzone zwischen Bergen und Teisendorf. I. Stratigraphischer Theil. — Geogn. Jh., 8, 1895: 1—155, 7 Abb.; Cassel.
- REIS, O. M. (1897): Die Fauna der Hachauer Schichten. I. Gastropoden. — Geogn. Jh., 9, 1896: 67—104, Taf. 9—13, 1 Abb.; Cassel.
- REIS, O. M. (1898 a): Zur Geologie der Eisenooolithe führenden Eocänschichten am Kresenberg in Bayern. — Geogn. Jh., 10, 1897: 24—49, Profiltaf. 1—2; München.
- REIS, O. M. (1898 b): Die Fauna der Hachauer Schichten. I a. Nachtrag zu I. Gastropoden (Geogn. Jahreshefte 1896) mit Cephalopoden, Brachiopoden etc. II. Lamellibranchiaten. — Geogn. Jh., 10, 1897: 81—130, Taf. 1—8; München.
- REIS, O. M. (1922): Nachträge zur Geologischen Karte der Vorderalpenzone zwischen Bergen und Teisendorf. II. Teil. — Geogn. Jh., 34, 1921: 223—244, 1 Taf., 3 Abb.; München.
- RESCH, W. (1976): Bericht 1975 über geologische Aufnahmen im Grenzbereich Molasse-Helvetikum bei Dornbirn auf Blatt 111, Dornbirn. — Verh. Geol. B.—A.: A 122 bis 126; Wien.
- RICHTER, D. (1960): Hauptversammlung der Deutschen Geologischen Gesellschaft. — Glückauf, 96: 1668—1670; Essen.
- RICHTER, D. (1974): Grundriß der Geologie der Alpen. — I—IX, 1—213, Taf. 1—2, 101 Abb., 6 Tab.; Berlin — New York (Walter de Gruyter).
- RICHTER, M. (1937): Die deutschen Alpen und ihre Entstehung. — Deutscher Boden: Band 5: 1—179, 56 Abb., 6 Tab.; Berlin (Gebr. Borntraeger).
- RICHTER, M. & MÜLLER-DEILE, G. (1940): Zur Geologie der östlichen Flyschzone zwischen Bergen (Obb.) und der Enns (Oberdonau). — Z. deutsch. geol. Ges., 92: 416—430, Taf. 16; Berlin.
- ROVEDA, V. (1959): *Nummulites retiatus* nouvelle espèce de Nummulite réticulée des Abruzzes (Italie). — Rev. Micropaléont., 1: 201—207, Taf. 1; Paris.
- ROVEDA, V. (1970): Revision of the *Nummulites* (Foraminiferida) of the *N. fabianii-fichteli* Group. — Riv. Ital. Paleont., 76: 235—324, Taf. 22—25, 142 Abb.; Mailand.
- SCHIEMENZ, S. (1960): Fazies und Paläogeographie der Subalpinen Molasse zwischen Bodensee und Isar. — Beih. Geol. Jb., 38: 1—119, Taf. 1—6, 23 Abb., 17 Tab.; Hannover.
- SCHLOSSER, M. (1925): Die Eocaenfaunen der bayerischen Alpen. I. Teil: Die Faunen des Unter- und Mitteleocaen. II. Teil: Die Obereocaenfauna. — Abh. Bayer. Akad. Wiss., math.-naturw. Abt., 30, 7. Abh.: 1—207, 1—68, Taf. 1—8, 4 Tab.; München.
- SCHMEER, D. (1967): Das Fremdmaterial in der Molasse, im Helvetikum, Flysch und Cenoman des Kalkalpins. — In: GANSS, O.: Erläuterungen zur Geologischen Karte von Bayern 1 : 25 000 Blatt Nr. 8240 Marquartstein (mit Beiträgen zahlreicher Autoren): 252—267, Abb. 32—33; München (Bayer. Geol. Landesamt).
- SCHMIDT-THOMÉ, P. (1939): Geologische Aufnahme der Alpenrandzone zwischen Bergen und Teisendorf in Oberbayern. — Z. deutsch. geol. Ges., 91: 273—289, Taf. 8, 3 Abb., 1 Tab.; Berlin.
- SCHMIDT-THOMÉ, P. (1957): Molasse-Untergrund und Helvetikum-Nordgrenze im Tegernsee-Bereich und die Frage der Herkunft von Erdöl und Jodwasser in Oberbayern. — Geol. Jb., 74: 225—242, 3 Abb.; Hannover.

- SCHNABEL, W. & DRAXLER, I. (1976): Sedimentologische, palynologische und Nannofossil-Untersuchungen in der Inneralpinen Molasse des Unterinntales unter besonderer Berücksichtigung von Umlagerungsfaktoren. Mit einem Beitrag von HERBERT STRADNER, Wien. — N. Jb. Geol. Paläont. Abh., **151**: 325—357, 10 Abb., 1 Tab.; Stuttgart.
- TOLLMANN, A. (1972): Der karpatische Einfluß am Ostrand der Alpen. — Mitt. Geol. Ges. Wien, **64**, 1971: 173—208, 1 Abb., 1 Tab.; Wien.
- TOLLMANN, A. (1976): Analyse des klassischen nordalpinen Mesozoikums. — I—XV, 1—580, Taf. 1—3, 256 Abb.; Wien (Franz Deuticke).
- TOUMARKINE, M. & BOLLI, H. M. (1970): Évolution de *Globorotalia cerroazulensis* (COLE) dans l'Éocène moyen et supérieur de Possagno (Italie). — Rev. Micropaléont., **13**: 131—145, Taf. 1—2, 7 Abb.; Paris.
- TOUMARKINE, M. & BOLLI, H. M. (1975): Foraminifères Planctoniques de l'Éocène Moyen et Supérieur de la Coupe de Possagno. — In: Monografia Micropaleontologica sul Paleocene e l'Eocene di Possagno, Provincia di Treviso, Italia, Schweiz. Paläont. Abh., **97**: 69—83, Taf. 1—6, 2 Abb.; Basel.
- TRAUB, F. (1938): Geologische und paläontologische Bearbeitung der Kreide und des Tertiärs im östlichen Rupertiwinkel, nördlich von Salzburg. — Palaeontographica, **88**, A: 1—114, Taf. 1—8, 2 Abb., 2 Textbeilagen mit 1 geol. Karte 1 : 25 000 und 3 Profilen; Stuttgart.
- TRAUB, F. (1948): Beitrag zur Kenntnis der miocänen Meeresmolasse ostwärts Laufen/Salzach unter besonderer Berücksichtigung des Wachtbergkonglomerats. — N. Jb. Mineral. etc. Mh., B, 1945—1948: 53—71, 161—174, 1 geol. Übersichtskarte, 1 Profil, 4 Abb.; Stuttgart.
- TRAUB, F. (1953): Die Schuppenzone im Helvetikum von St. Pankraz am Haunsberg, nördlich von Salzburg. — Geologica Bavarica, **15**: 1—38, 4 Abb.; München.
- TRÜMPY, R. (1962): Mesozoischer Untergrund und ältere Meeresmolasse im schweizerischen und oberschwäbischen Molassebecken. — Erdoel-Z., **78**: 521—527; Wien-Hamburg.
- VOGELTANZ, R. (1970): Sedimentologie und Paläogeographie eines eozänen Sublitorals im Helvetikum von Salzburg (Österreich). — Verh. Geol. B.-A.: 373—451, Taf. 1—5, 14 Abb., 3 Tab., 2 Falttab.; Wien.
- WALKER, R. G. (1978): Deep-Water Sandstone Facies and Ancient Submarine Fans: Models for Exploration for Stratigraphic Traps. — The Amer. Assoc. Petrol. Geol. Bull., **62**: 932—966, 23 Abb., 2 Tab.; Tulsa, Oklah.
- ZIEGLER, J. H. (1960): Die Assilinen des Eozäns vom Kressenberg in Oberbayern. — Geologica Bavarica, **44**: 209—231, Taf. 1—4, 2 Beilagen; München.
- ZIEGLER, J. H. (1975): Alttertiäre Eisenerze am bayerischen Alpenrand. — In: Sedimentäre Eisenerze in Süddeutschland, Geol. Jb., **D 10**: 239—270, Taf. 7, Abb. 69—70; Hannover.
- ZÖBELEIN, H. K. (1955): Über Alttertiär-Gerölle aus der subalpinen Molasse des westlichen Oberbayerns und der inneralpinen Molasse (Angerbergsschichten) des Tiroler Unterinntales (Vorläufige Mitteilung). Mikropaläontologische Befunde von MANFRED REICHEL, Basel. — Neues Jb. Geol. Paläont., Mh.: 342—348; Stuttgart.

Tafelerläuterungen

Tafel 13

- Bild 1: Angeschliffene und lackierte Oberfläche der Basisbank der Katzenloch-Schichten. Katzenloch-Profil. Handstück E 1402. Schwach vergrößert. Zu S. 195.
Bild 2: Teilbank b der Basisbank, angeschliffen und mit Alizarin-S angefärbt. Die dolomitischen Komponenten treten als weiße Flecken hervor. Handstück E 1403. Vergr. ca. $\times 3$. Zu S. 197.

Tafel 14

Basisbank der Katzenloch-Schichten. Fossilreiche Fazies. Katzenloch-Profil. Zu S. 196.

- Bild 1: Dicht gepackter Fossilschuttkalk mit u. a. *Nummulites cf. fabianii* (PREVER), Operculinen, Milioliden und Geröllchen. Schliff G 1660 a/78. Vergr. $\times 18$.
Bild 2: Eine andere Partie desselben Schliffs. Vergr. $\times 18$.

Tafel 15

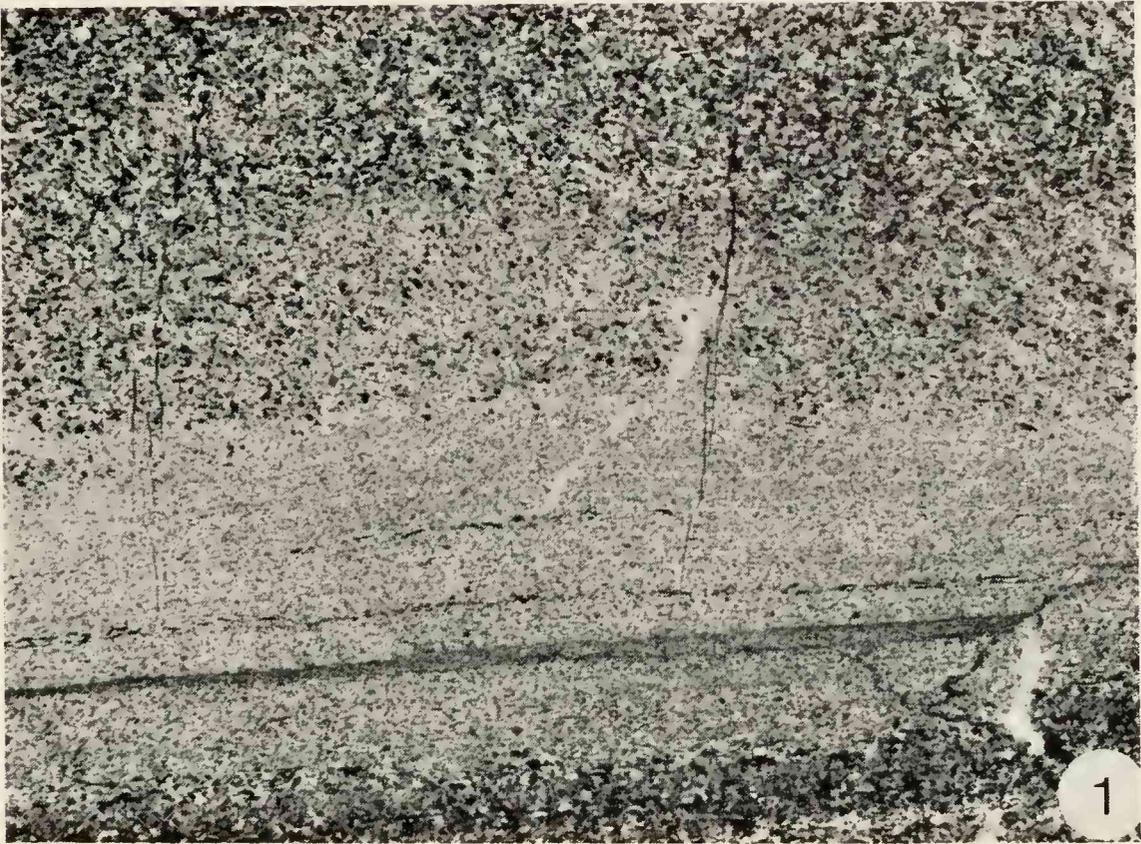
Basisbank der Katzenloch-Schichten. Schuttreiche Fazies. Moos-Graben, Bachgeröll. Zu S. 215.

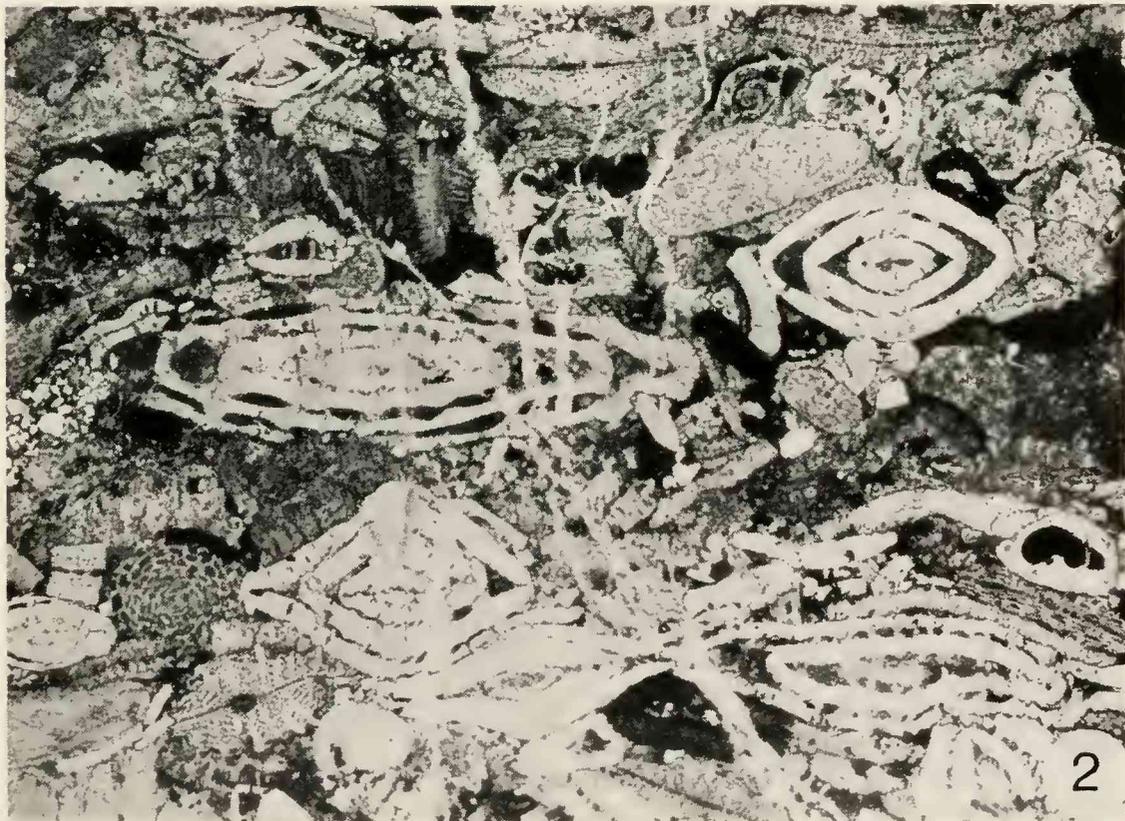
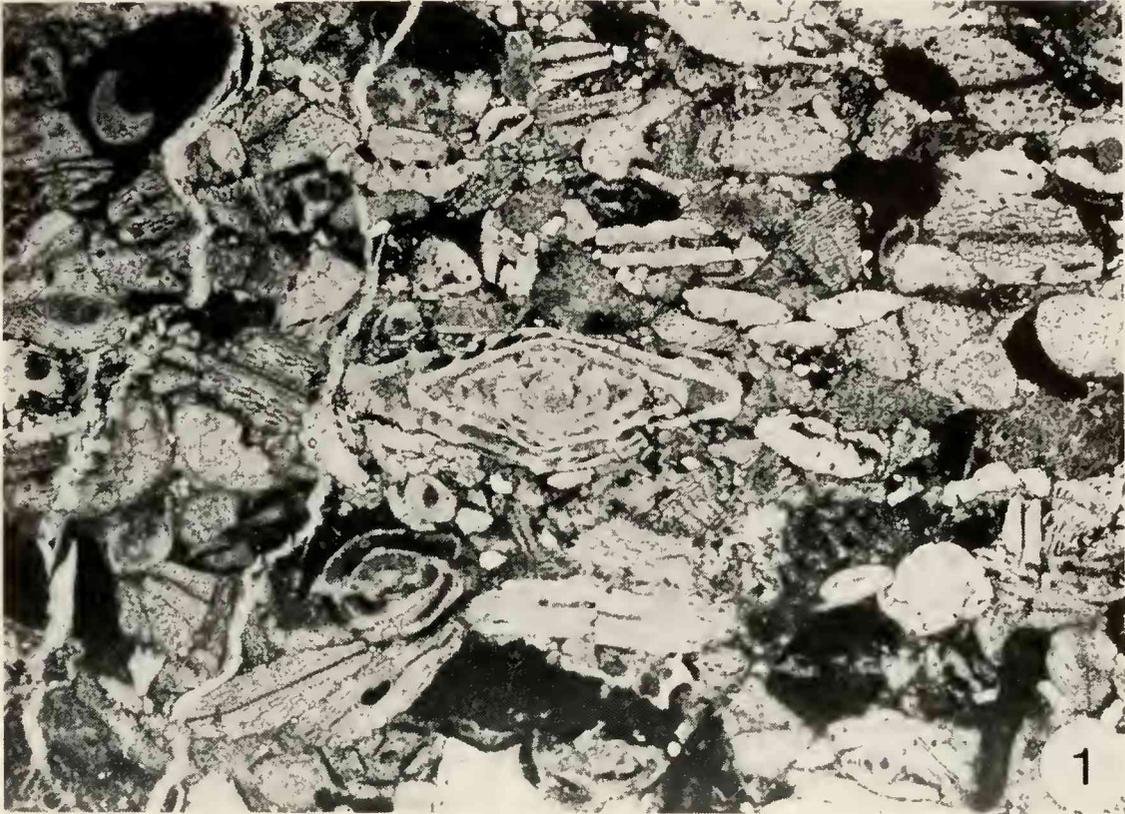
- Bild 1: Das Gestein wird hauptsächlich aus Karbonatgeröllchen aufgebaut. Links unten eine pyritimprägnierte *Discocyclus*. Schliff G 1677 a/78. Vergr. $\times 40$.
Bild 2: Dto. Rechts unten ein Bryozoenrest. Schliff G 1678 a/78. Vergr. $\times 40$.

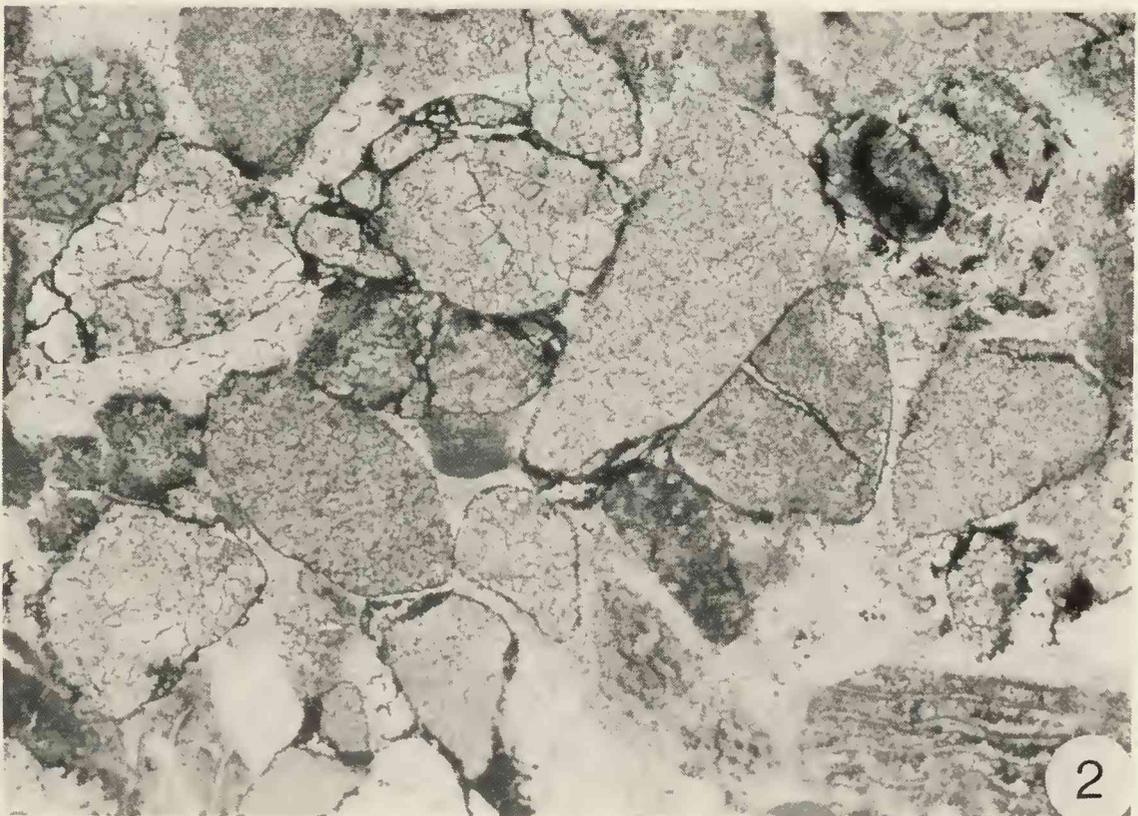
Tafel 16

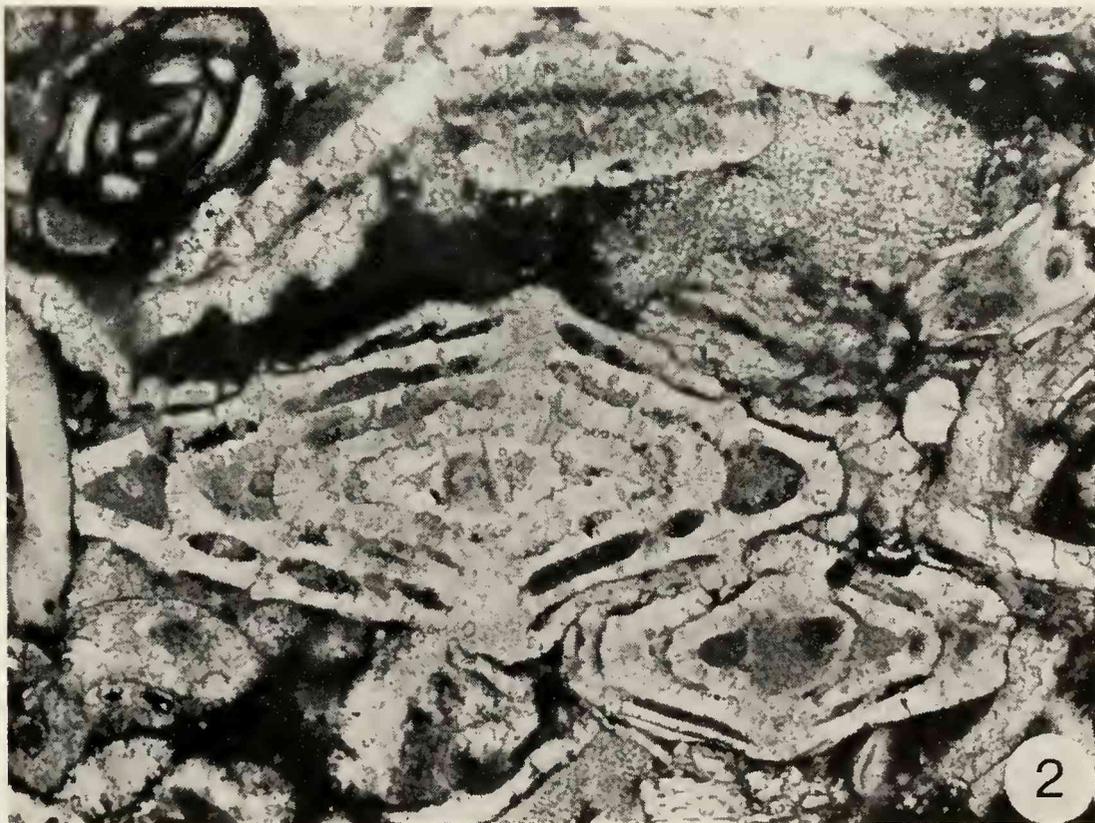
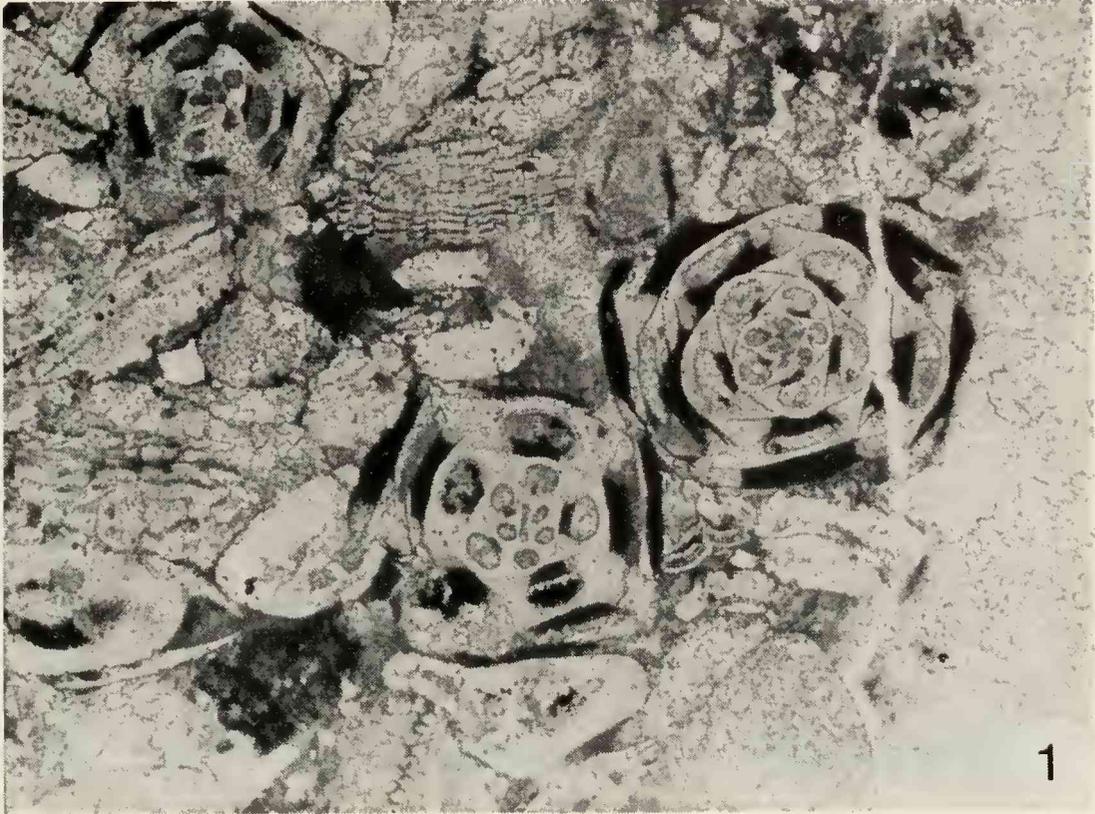
Seichtwasser-Foraminiferen aus der Tiefsee. Basisbank der Katzenloch-Schichten. Fossilreiche Fazies. Katzenloch-Profil. Zu S. 196.

- Bild 1: Milioliden, Discocyclusen. Schliff G 1660 a/78. Vergr. $\times 40$.
Bild 2: *Nummulites cf. fabianii* (PREVER). Links oben Miliolide. Schliff G 1662 a/78. Vergr. $\times 40$.









ZOBODAT - www.zobodat.at

Zoologisch-Botanische Datenbank/Zoological-Botanical Database

Digitale Literatur/Digital Literature

Zeitschrift/Journal: [Mitteilungen der Bayerischen Staatssammlung für Paläontologie und Histor. Geologie](#)

Jahr/Year: 1978

Band/Volume: [18](#)

Autor(en)/Author(s): Hagn Herbert

Artikel/Article: [Die älteste Molasse im Chiemgau / östliches Oberbayern \(Katzenloch-Schichten, Priabon\) 167-235](#)