

Zeitschrift: Eclogae Geologicae Helvetiae
Herausgeber: Schweizerische Geologische Gesellschaft
Band: 54 (1961)
Heft: 1

Artikel: Der Obere Muschelkalk im östlichen Schweizer Jura
Autor: Merki, Paul
DOI: <https://doi.org/10.5169/seals-162819>

Nutzungsbedingungen

Die ETH-Bibliothek ist die Anbieterin der digitalisierten Zeitschriften auf E-Periodica. Sie besitzt keine Urheberrechte an den Zeitschriften und ist nicht verantwortlich für deren Inhalte. Die Rechte liegen in der Regel bei den Herausgebern beziehungsweise den externen Rechteinhabern. Das Veröffentlichen von Bildern in Print- und Online-Publikationen sowie auf Social Media-Kanälen oder Webseiten ist nur mit vorheriger Genehmigung der Rechteinhaber erlaubt. [Mehr erfahren](#)

Conditions d'utilisation

L'ETH Library est le fournisseur des revues numérisées. Elle ne détient aucun droit d'auteur sur les revues et n'est pas responsable de leur contenu. En règle générale, les droits sont détenus par les éditeurs ou les détenteurs de droits externes. La reproduction d'images dans des publications imprimées ou en ligne ainsi que sur des canaux de médias sociaux ou des sites web n'est autorisée qu'avec l'accord préalable des détenteurs des droits. [En savoir plus](#)

Terms of use

The ETH Library is the provider of the digitised journals. It does not own any copyrights to the journals and is not responsible for their content. The rights usually lie with the publishers or the external rights holders. Publishing images in print and online publications, as well as on social media channels or websites, is only permitted with the prior consent of the rights holders. [Find out more](#)

Download PDF: 16.01.2026

ETH-Bibliothek Zürich, E-Periodica, <https://www.e-periodica.ch>

Der Obere Muschelkalk im östlichen Schweizer Jura

Von **Paul Merki** (Zürich)*)

Mit 5 Figuren und 1 Tabelle im Text, und 5 Tafeln (I-V)

INHALTSVERZEICHNIS

Vorwort	138
Einleitung	139
I. Geographische Lage	139
II. Historisches	140
III. Problemstellung und Methodisches	144
Lithologie und Stratonomie	146
I. Lithologischer Aufbau der untersuchten Schichtfolge	146
1. Untersuchungsmethoden; zur Unterscheidung von Kalzit und Dolomit im Dünn-	
schliff	146
2. Struktureller und textureller Aufbau der Sedimente	147
A. Kalke	147
a) Krypto- bis makrokristalline Kalke ohne grössere Mengen von organogenem	
Detritus	147
b) Schillkalke (Schalentrümmerkalke)	147
c) Trochitenkalke (im lithologischen Sinn).	148
d) Oolithe	149
B. Dolomite	150
C. Dolomitierungserscheinungen in Kalken	151
D. Rauhwacken	152
E. Silexbildungen	154
F. Mergel und Tone	156
II. Stratonomische Betrachtungen	156
1. Biocoenosen	157
2. Thanatocoenosen (Taphocoenosen)	158
Stratigraphie	161
I. Lokale Gliederungen	161
1. Weissenstein-Gebiet	162
A. Aufschlüsse	162
B. Gliederung	162
C. Literaturhinweise	164
2. Überschiebungszone Meltingen – Reigoldswil – Waldenburg.	164
A. Aufschlüsse	164
B. Gliederung	165
C. Literaturhinweise	168

*) Gedruckt mit Subvention der Stiftung Dr. Joachim de Giacomini der Schweizerischen Naturforschenden Gesellschaft, wofür hier bestens gedankt sei.

3. Hauenstein – Staffelegg – Gebiet (Eptingen – Läuelfingen – Kienberg – Benken – Densbüren)	168
A. Aufschlüsse	168
B. Gliederung	170
C. Literaturhinweise	173
4. Gebiet Schinznach – Schämbeien – Baden	173
A. Aufschlüsse	173
B. Gliederung	174
C. Literaturhinweise	176
5. Westlicher Teil des Tafeljura (Basel – Frick)	177
A. Aufschlüsse	177
B. Gliederung	178
C. Literaturhinweise	181
6. Östlicher Teil des Tafeljura (Frick – Waldshut)	183
A. Aufschlüsse	183
B. Gliederung	184
C. Literaturhinweise	189
II. Regionale Gliederung und Beziehungen zu benachbarten Gebieten	190
1. Mittlerer Muschelkalk (Anhydritgruppe)	190
a) Hauptanhydritgruppe	190
b) Anhydritdolomit	190
2. Oberer Muschelkalk	192
A. Hauptmuschelkalk	192
a) Trochitenkalk	192
b) Plattenkalk	196
c) Trigonodusdolomit	200
B. Lettenkohle	202
a) Estherienschiefer	202
b) Grenzdolomit	204
c) Stratigraphische Zuordnung der Lettenkohle	205
Palaeogeographische Betrachtungen und Faziesbild	206
Résumé des principaux résultats	213
Literaturverzeichnis	214

VORWORT

Die vorliegende Arbeit wurde auf Anregung von Prof. Dr. R. TRÜMPY aufgenommen und unter seiner Leitung ausgeführt. Ich bin ihm zu grossem Dank verpflichtet für die Hinweise und Ratschläge, die er mir im Felde und am Institut erteilte, sowie für das rege Interesse, das er stets an meinen Untersuchungen bekundete.

Die Feldaufnahmen erstreckten sich auf die Jahre 1958 und 1959. Abschliessende Terrainbegehungen und Reisen zu Vergleichszwecken nach Südwestdeutschland und in die helvetischen Alpen wurden noch in den Frühlings- und Sommermonaten 1960 durchgeführt. Die Auswertung der Feldaufnahmen und des gesammelten Materials erfolgte am geologischen Institut der ETH und der Universität Zürich.

Meinen Lehrern, den Herren Professoren Dr. R. STAUB, Dr. A. GANSSEER und Dr. R. TRÜMPY, die mir eine ausgezeichnete Einführung in die Geologie und Stratigraphie vermittelten, gebührt mein bester Dank.

Herrn Prof. Dr. W. LEUPOLD verdanke ich eine Einführung in die Mikropalaeontologie und die Probleme der Erdölgeologie. Herr Prof. Dr. H. SUTER vermittelte mir Einblick in die Geologie des Juragebirges.

Zu Dank verpflichtet bin ich auch Herrn J. NEHER, dipl. Geol. ETH, der mir bei meinen sedimentpetrographischen Untersuchungen manchen guten Ratschlag erteilt hat.

Des weiteren schulde ich Dank den Präparatoren unseres Institutes, den Herren V. MESSERLI und G. RÜFENACHT.

Dankend erwähne ich auch die Direktionen der VEREINIGTEN SCHWEIZERISCHEN RHEINSALINEN SCHWEIZERHALLE und der SCHWEIZERISCHEN SODAFABRIK ZÜRICH, die mir in zuvorkommender Weise gegen hundert Profile von abgeteuften Sondier- und Produktionsbohrungen zur Einsichtnahme überlassen haben.

Manche Anregung konnte ich auch aus den Diskussionen mit meinen Kameraden vom geologischen Institut schöpfen, welchen ebenfalls herzlich gedankt sei.

Verdienste um diese Arbeit hat sich auch R. ZULAUF erworben, der in kameradschaftlicher Weise die Korrekturarbeiten übernommen hat.

Besonders aber danke ich meinen Eltern, die mir mein Studium ermöglicht haben, sowie meiner Frau für ihre Hilfe und das Interesse, das sie meiner Arbeit entgegenbrachte.

EINLEITUNG

I. GEOGRAPHISCHE LAGE

Das Untersuchungsgebiet umfasst den schweizerischen Falten- und Tafeljura, soweit der Obere Muschelkalk aufgeschlossen ist. Nicht berücksichtigt werden die Vorkommen auf Schaffhauser Boden, die in Zusammenhang mit der Trias des Wutachgebietes durch andere Bearbeiter beschrieben worden sind.

Im Schweizer Faltenjura finden sich die westlichsten Aufschlüsse des Oberen Muschelkalkes im Kern des Weissenstein-Gewölbes, nördlich Solothurn. Nach E lässt sich die Schichtgruppe bis zur Lägern bei Baden verfolgen. Im Tafeljura tritt der Obere Muschelkalk südlich oder zu beiden Seiten des Rheins zutage und kann zwischen Basel und der Aaremündung beobachtet werden. Das Trias-Plateau der Dinkelberge ist die nördliche Fortsetzung des westlichen Aargauer und des Basler Tafeljura jenseits des Rheins. Nordöstlich der Aaremündung lässt sich die Schichtfolge der Trias, ebenfalls als Sedimentbedeckung des Schwarzwaldes, weiter in das Gebiet der Wutach verfolgen.

Das Untersuchungsgebiet wird demnach durch ein Viereck begrenzt, dessen Ecken durch die Ortschaften Basel-Waldshut-Baden-Solothurn gegeben sind. Die beiden Streifen, in denen der Obere Muschelkalk aufgeschlossen ist, durchziehen dieses Gebiet von W nach E. Zur Beschreibung unterteilen wir unser Terrain nach geographischen und geologischen Gesichtspunkten in sechs Teilgebiete. Eine Übersicht über Lage der Aufschlüsse und Gebietseinteilung vermittelt das Kärtchen auf der hinten beigelegten Tafel V.

Alle Orts- und Flurnamen, die in dieser Arbeit verwendet werden, beziehen sich, wenn nichts anderes vermerkt ist, auf die Landeskarte der Schweiz, M. 1:25 000.

II. HISTORISCHES

In seiner «Übersicht der Beschaffenheit der Gebirgsbildungen in den Umgebungen von Basel» gibt MERIAN (1821) eine erste, zusammenfassende Beschreibung der Sedimente des Jura gebirges. Als älteste Gruppe seiner Juraformation erwähnt er dabei den «Rauchgrauen Kalkstein», worunter nach der Beschreibung des Autors der ganze Muschelkalk (im heutigen Sinne) zu verstehen ist. MERIAN beobachtete richtig die wechselvolle lithologische Ausbildung der Schichtgruppe, doch konnte er eine gesetzmässige, vertikale Abfolge der verschiedenen Gesteinstypen nicht feststellen: «Die verschiedenen Abänderungen der zur Gruppe des Rauchgrauen Kalkes zu zählenden Gesteinsarten zeigen unter sich kein bestimmtes Lagerungsverhältnis». Doch geht aus den Beschreibungen MERIANS unschwer hervor, dass das namengebende Glied der Folge des Rauchgrauen Kalksteins offensichtlich der Hauptmuschelkalk (im heutigen Sinne) war. Als Äquivalent des in Norddeutschland durch WERNER definierten Muschelkalkes betrachtet MERIAN noch die ganze Schichtfolge zwischen «Älterem Sandstein» und der «Kreide», also eine Schichtgruppe, die Mittel- und Obertrias sowie die ganze Juraformation umfasst.

1826 gliedert ALBERTI den «das Steinsalz umschliessenden Kalkstein» in fünf Abschnitte:

5. Kalkstein, genannt der «Poröse».
4. Kalkstein von Friedrichshall.
3. Gips, Steinsalz, Salzton, Stinkstein, Mergelgebilde.
2. Wellenförmiger Kalkstein.
1. Sandmergel und metallführende Schiefer.

Auch die Lettenkohle beschreibt ALBERTI aus den Gegenden Württembergs.

Bei der Korrelation der einzelnen ausgeschiedenen Serien mit den entsprechenden Formationen in Norddeutschland ringt sich ALBERTI zu der in den Zwanzigerjahren des 19. Jahrhunderts durchbrechenden richtigen Auffassung durch, dass der «das Steinsalz umschliessende Kalkstein» das Äquivalent des norddeutschen Muschelkalkes sei. Dies ist nicht so selbstverständlich, denn bedeutende Autoren jener Zeit, wie etwa FREIESLEBEN und HUMBOLDT, parallelisierten die zur Diskussion stehende Schichtgruppe mit dem Zechstein Norddeutschlands, irregeführt durch die, in beiden Serien vorkommenden, Salz führenden Schichten. Man beobachtete wohl die Verschiedenheit der Faunen im norddeutschen Zechstein und im mittel- und süddeutschen «Kalkstein, der den roten Sandstein bedeckt», doch schrieb noch SCHÜBLER (1824; zitiert bei ALBERTI, 1826, S. 244): «...dass die Übereinstimmung der Versteinerungen, diese neuerdings sehr beliebte Art des Beweises von gründlichen Geognosten keineswegs als gültig anerkannt werden könne, vielmehr ein Zirkel im Beweise sei, da noch zu erweisen wäre, dass gleiche Arten von Petrefacten nur in gleichen Formationen vorkommen.»

Mit BOUÉ (1822), HAUSMANN (1823), OYENHAUSEN (1824), ALBERTI (1826) und anderen Autoren bricht dann die Überzeugung durch, dass der «Rote Sandstein» des Schwarzwaldes dem Bunten Sandstein, der «das Steinsalz umschliessende Kalkstein» dem Muschelkalk und die «Bunte Mergelformation» dem Keuper gleichzusetzen ist.

RENGGER (1829), irregeleitet durch die von ihm nicht richtig erkannten tektonischen Lagerungsverhältnisse der verschiedenen Schichtglieder im schweizerischen Faltenjura, vertritt die Ansicht, dass stratigraphisch erfassbare, klar abgegrenzte Stufen gar nicht existierten, sondern dass die ganze Schichtreihe vom Buntsandstein bis zur Kreide aus einer nicht gliederbaren Wechsellagerung sich gegenseitig vertretender, rein faziell charakterisierter Komplexe bestehe. Ausgehend von dieser Hypothese, lehnt RENGGER alle Parallelisationen von stratigraphischen Einheiten über grössere Distanzen ab.

In seiner «Geognostischen Übersicht des südlichen Schwarzwaldes» bestätigt MERIAN (1831) die Gliederung des «das Steinsalz umschliessenden Kalksteines» von ALBERTI auch für das Gebiet der weiteren Umgebung von Basel. Dabei kommt auch MERIAN zum Schluss, dass sein «Rauchgrauer Kalk» das Äquivalent des norddeutschen Muschelkalkes darstellen müsse.

Mit dem Auffinden und der Ausbeutung der Salzlager in der Anhydritgruppe wurde in Mittel- und Süddeutschland die stratigraphische Erforschung befruchtet und immer weiter vorangetrieben. Ein fundamentales Werk stellte die 1834 erschienene «Monographie des Bunten Sandsteins, Muschelkalks und Keupers» von ALBERTI dar. Der Autor fasst die drei Schichtgruppen zu einer Formation zusammen, unter anderem auf Grund des generellen Faunencharakters, und nennt diese Trias. Diese Definition wurde in erster Linie ermöglicht durch die palaeontologischen Arbeiten von AGASSIZ, BRONGNIART, BRONN, MÜNSTER, SCHLOTHEIM und anderen mehr.

Den Muschelkalk im speziellen gliedert ALBERTI in Wellenkalk, Anhydritgruppe, Kalkstein von Friedrichshall und «Nagelfels», während er die Lettenkohle-Gruppe schon zum Keuper rechnet. Die Charakterisierungen, die der Autor zu den einzelnen Serien gibt, sind ausserordentlich präzise.

GRESSLY (1838–41) beschreibt unter anderem auch die Vorkommen von Muschelkalk (Terrain conchylien) im Solothurner Jura. Der Autor hält fest, dass der untere Teil des Muschelkalkes nicht aufgeschlossen sei, wohl aber der obere Teil, der «eigentliche Muschelkalk», der Mächtigkeiten bis gegen 250 m erreiche. GRESSLY erkannte nicht den Schuppenbau und damit die mehrmals repetierten Folgen seines «eigentlichen Muschelkalkes» in der Überschiebungszone des Faltenauf den Tafeljura und erhielt deshalb viel zu grosse Mächtigkeiten. Hingegen beschreibt GRESSLY sehr richtig die relative Fossilarmut der Schichtfolge gegenüber den Äquivalenten in Südwestdeutschland.

Eine zusammenfassende Arbeit über den damaligen Stand der stratigraphischen Erforschung Südwestdeutschlands veröffentlichte QUENSTEDT im Jahre 1843. Aufbauend auf den Beobachtungen des grossen Forschers LEOPOLD VON BUCH definiert QUENSTEDT klar die Juraformation und gibt eine brauchbare Gliederung derselben. Die Unterteilung der Trias übernimmt der Autor von ALBERTI, fasst aber den Begriff des Muschelkalkes etwas anders, indem er in Wellenkalk, Salzgebirge, Hauptmuschelkalk und Lettenkohle gliedert.

In seiner «Geologie der Schweiz» unterteilt STUDER (1853) den Muschelkalk in Wellenkalk, Anhydrit- und Salzstufe sowie Kalkstein von Friedrichshall. Die im Falten- und Tafeljura abgeteufte Bohrungen auf Steinsalz ermöglichten es

STUDER, eine sowohl in Mächtigkeit wie Ausbildung zutreffende Beschreibung der Schichtgruppen zu geben.

GRESSLY (1853), der im Zusammenhang mit dem Tunnelbau die Geologie des Hauenstein-Gebietes beschrieb, bringt die Triasgliederung ALBERTIS wieder durcheinander, indem er unter Muschelkalk nur den Hauptmuschelkalk (im Sinne QUENSTEDTS) samt dem obersten Teil der Anhydritgruppe verstanden haben will und den Rest der Anhydritgruppe als selbständige Triasstufe neben Muschelkalk und Keuper stellt. Seinen Muschelkalk unterteilt GRESSLY in Unteren Muschelkalk-Dolomit, Friedrichshaller Kalk und Oberen Muschelkalk-Dolomit. Die Lettenkohle wird nicht erwähnt.

Die Erforschung der Triassedimente, wie auch ihrer Fauna und Flora, wurde nun in Deutschland und Frankreich sowie in den Alpen immer weiter vorangetrieben. Bekannt aus Mittel- und Norddeutschland sind die Arbeiten von BERGER, BEYRICH, CREDNER, GEINITZ, GIEBEL, SCHAUROTH, SEEBACH und anderen, während in Frankreich und in den Niederlanden Autoren wie BEAUMONT, LAPARENT LEVALLOIS, MORIS, VOLTZ und WEISS die Trias bearbeiteten. Wichtig waren auch die Untersuchungen über den Trias der Alpen und die Parallelisationsversuche mit ausseralpinen Räumen. Grosse Verdienste haben sich in dieser Beziehung BRONN, COTTA, DIENER, EMMRICH, ESCHER von der Linth, KLIPSTEIN, MERIAN, MÜNSTER, SCHAFHÄUTL, SUESS, WINKLER und andere mehr erworben.

Im letzten Werk ALBERTIS, «Überblick über die Trias» (1864), werden die wichtigsten Resultate, die in den vergangenen dreissig Jahren erarbeitet worden waren, zusammengefasst. Der Autor versucht sich dabei auch in einer Parallelisierung zwischen germanischer und ostalpiner Trias, ein damals natürlich verfrühtes Unterfangen.

Den Muschelkalk in Südwestdeutschland gliedert ALBERTIS in Wellenkalk, Anhydritgruppe und Kalkstein von Friedrichshall. Die Anhydritgruppe wird zweigeteilt in einen unteren, ca. 100 m mächtigen Komplex von Gips, Salzton und Steinsalz und einen oberen, 10 m starken Abschnitt mit Dolomiten, Zellenkalken und Stinkkalken. Nicht synonym mit dem Hauptmuschelkalk von QUENSTEDT, umfasst der Friedrichshaller Kalk ALBERTIS nur den als Kalk entwickelten Teil des Oberen Muschelkalkes, während der Autor den «Unteren dolomitischen Kalkstein» (= Trigonodusdolomit), in Abweichung zu seiner früheren Auffassung, zur Lettenkohlegruppe und damit zum Keuper schlägt. Damit schwillt der Untere Keuper ALBERTIS zu grosser Mächtigkeit an und wird gegliedert in Unteren dolomitischen Kalkstein, Gips und Steinsalz (im südwestlichen Deutschland nicht entwickelt), Lettenkohle s. str. und Oberen Dolomit.

Mit diesem Werk ALBERTIS schliesst eine erste Epoche intensiver Forschung in der Trias Mitteleuropas ab. Die Stratigraphie ist in grossen Zügen geklärt und erleidet in späterer Zeit nur mehr geringfügige Umstellungen. Von 1860 an erscheinen mehr und mehr regionale stratigraphische Arbeiten. Die Gliederungen der Schichtfolgen werden verfeinert, aber die Untersuchungen betreffen relativ kleine Gebiete. Wir beschränken uns im folgenden auf die Besprechung von Publikationen derjenigen Autoren, die im Schweizer Jura oder in unmittelbar angrenzenden Gegenden gearbeitet haben.

MOESCH (1867, 1874) unterteilt die Anhydritgruppe, ALBERTI folgend, in eine untere Abteilung mit Steinsalz, Salzton und Gips und in einen oberen Komplex mit Zellenkalken, Mergeln und Unterem Dolomit mit Hornstein. Die Bezeichnung Hauptmuschelkalk übernimmt MOESCH von QUENSTEDT (1843) und gliedert 1867 in Tonkalkbänke, Encrinitenkalke, Plattenkalke und Oberen Muschelkalkdolomit mit Hornstein. 1874 ändert dann MOESCH seine Gliederung dahin ab, dass er den Oberen Muschelkalkdolomit mit Hornstein vom Hauptmuschelkalk abtrennt und als selbständiges Schichtglied neben Wellendolomit, Wellenkalk, Anhydritgruppe und Hauptmuschelkalk stellt. 1867 betrachtet MOESCH die Lettenkohle, die er nicht weiter unterteilt, noch als selbständige Gruppe und gliedert die Trias demnach in Buntsandstein, Muschelkalk, Lettenkohle und Keuper. 1874 kommt der Autor wieder auf die Typus-Gliederung von ALBERTI zurück und ordnet die Lettenkohle als Unteren Keuper ein.

SCHALCH (1873), der die Trias am südöstlichen Schwarzwaldrand bearbeitete, gliedert diese, MOESCH (1867) folgend, in Buntsandstein, Muschelkalk, Lettenkohle und Keuper. Die Stufenbezeichnung Hauptmuschelkalk verwendet SCHALCH im Sinne QUENSTEDTS und unterteilt regional in Encrinitenkalke, encrinitenfreie Plattenkalke, Region der Oolithe, obere Plattenkalke und Oberen Muschelkalkdolomit. Die Lettenkohle-Gruppe gliedert der Autor in Unteren Dolomit mit Bonebed, Estherienschiefer (+ Lettenkohlesandstein) und Grenzdolomit (nach SANDBERGER, 1840).

1906 kommt auch SCHALCH wieder auf die historische Dreiteilung der Trias zurück und stellt die Lettenkohle in den Keuper. Der Autor vermeidet dann auch den Begriff Hauptmuschelkalk und verwendet, anlehnend an die Nomenklaturen aus Mittel- und Norddeutschland, die Bezeichnung Oberer Muschelkalk, den er in Trochitenkalk, Nodosuskalk und Trigonodusdolomit gliedert.

F. MÜHLBERG (1889, 1901, 1902, 1905, 1908, 1911, 1915) hat sich als genauer Bearbeiter grosser Teile des östlichen Schweizer Jura Verdienste erworben. Der Autor gliedert den Muschelkalk in Unteren Muschelkalk (Wellenkalk), Mittleren Muschelkalk (Gips, Salzton, Unterer Muschelkalkdolomit), Hauptmuschelkalk (Trochiten- und Nodosuskalk) und Oberen Muschelkalkdolomit. Die Lettenkohle wird dem Keuper zugeordnet und in Alaunschiefer und Zellendolomit unterteilt. Die lithologischen Charakterisierungen, die MÜHLBERG von den einzelnen Schichtgliedern gibt, sind kurz aber zutreffend. Auch die Mächtigkeitsangaben sind verlässlich.

Es folgen die Arbeiten von BROMBACH (1903), der die Trias im Gebiet der Dinkelberge untersuchte, sowie von BRÄNDLIN (1911) und DISLER (1914), die Teile des Aargauer Tafeljura bearbeiteten und sich ebenfalls mit der Stratigraphie des Muschelkalkes auseinandersetzten. Wir werden auf diese Arbeiten bei der Beschreibung der lokalen stratigraphischen Gliederungen jeweils zurückkommen.

Die Lettenkohle Schwabens und der angrenzenden Gegenden fand einen ausgezeichneten Bearbeiter in ZELLER (1907, 1908). Ausgehend von der Lithologie und einer genauen Bestandesaufnahme der Fauna stellt der Autor fest, dass die Lettenkohle als Rückzugsphase des Muschelkalkes betrachtet werden müsse: «Die Lettenkohle vermittelt zwar den Übergang zum Keuper, schliesst sich aber, wenigstens in ihrer schwäbischen Entwicklung, durchaus an den Muschelkalk an;

faunistische, petrographische und orographische Gründe sprechen gegen die Zuteilung zum Keuper...». ZELLER beobachtete auch sehr richtig, dass die Fazies der Lettenkohle im Gebiet des schweizerischen Jura, trotz der reduzierten Entwicklung, nicht als strandnäher, sondern vielmehr als mariner zu betrachten sei, verglichen mit dem benachbarten Schwaben.

Um das Jahr 1915 betrachtete man die stratigraphische Erforschung der Trias im schweizerischen Juragebirge als abgeschlossen. Man wandte sich mehr tektonischen Problemen zu, und es entstanden in der Folge eine grosse Anzahl lokal-geologischer Arbeiten, deren stratigraphischer Teil sich vorwiegend in der Wiedergabe der Ansichten früherer Autoren erschöpfte. Während in den Muschelkalkgebieten Deutschlands und Frankreichs die Erforschung der Formation in stratigraphischer, palaeontologischer, sedimentpetrographischer und stratonomischer Hinsicht immer weiter vorangetrieben wurde, blieb die Muschelkalkstratigraphie im Schweizer Juragebirge auf dem Stand von 1915 stehen.

Für alle weiteren Publikationen, auf die in dieser Arbeit Bezug genommen wird, verweisen wir auf das Literaturverzeichnis und die verschiedenen Literaturhinweise im Text.

Die Tabelle 1 soll die vorgeschlagene Gliederung des Oberen Muschelkalkes und die Hierarchie der Benennungen mit dem Entsprechenden früherer Autoren vergleichen und zugleich als allgemeiner stratigraphischer Überblick dienen. Die dick ausgezogene Linie markiert die Grenze Muschelkalk/Keuper, wie sie von den verschiedenen Autoren gezogen worden ist. Man beachte auch, dass wir die Begriffe Oberer Muschelkalk und Hauptmuschelkalk nicht als Synonyma verwenden. Der Hauptmuschelkalk umfasst nach der Definition von QUENSTEDT (1843) die Serie zwischen Anhydritgruppe und Lettenkohle. Aus der Tabelle ist ersichtlich, dass wir die Lettenkohle als oberstes Schichtglied des Muschelkalkes einordnen. Somit fassen wir unter der Bezeichnung Oberer Muschelkalk die Formationen des Hauptmuschelkalkes und der Lettenkohle zusammen.

III. PROBLEMSTELLUNG UND METHODISCHES

Der historische Überblick hat gezeigt, dass die stratigraphischen Gliederungen des Muschelkalkes und anschliessenden Triasgruppen im Schweizer Juragebirge zu Beginn des 20. Jahrhunderts in grossen Zügen festgelegt waren. Bei Kartierungsarbeiten in den komplex verfalteten und verschuppten Muschelkalkgebieten der Überschiebungszone des östlichen Falten- auf den Tafeljura sind wir jedoch zur Überzeugung gekommen, dass eine genauere Kenntnis der Stratigraphie des Oberen Muschelkalkes wesentlich zum Verständnis der Tektonik beitragen könnte. Die vorliegende Arbeit versucht nun, Hauptmuschelkalk und Lettenkohle in einem südlichen Teil des Germanischen Beckens etwas genauer zu beschreiben. Besonderes Gewicht wird auf die Lithologie und die Faziesverhältnisse gelegt. Ein weiteres Ziel der Untersuchungen bildet die Feststellung der Natur der mehr oder weniger konventionell gezogenen Grenzen zwischen den einzelnen Serien der zur Diskussion stehenden Schichtfolge. Wie weit sind solche Grenzen als synchron zu betrachten, wie weit sind es Trennungslinien, die mit der Fazies wandern? Interessante Fragen drängen sich auch auf, wenn wir den Oberen Muschelkalk des

	MERKI 1960		DISLER 1914		MÜHLBERG -1915		MOESCH 1867		ALBERTI 1864		GRESSLY 1853		QUENSTEDT 1843		ALBERTI 1834															
	GIPSKEUPER	KEUP.	GIPSKEUPER	MITTL. K.	GIPSKEUPER	KEUPER	KEUPER	KEUPER	MITTL. KEUPER	BUNTE MERGEL MIT GIPS	GIPS	GIPS	GIPS	GIPS	GIPS	BUNTE MERGEL														
		LETTEN-KOHL-		UNT. K.													GRENZDOLOMIT	ESTHERIENSCHIEFER	GRENZDOLOMIT	ALAUENSCHIEFER	LETTENK.	OBERER DOLOMIT	LETTENKOHLE	OBERER	MUSCHELKALK-DOLOMIT	DOLOMIT KÖHLEN UND LETTEN	DOLOMIT	TONIGE KALKPLATTEN	ZELLENKALKE	GIPS, TON, SALZ
OBERER MUSCHELKALK		MITTL. MUSCHELKALK		HAUPTMUSCHELKALK		ANHYDRITGRUPPE		MUSCHELKALK		MUSCHELKALK		MUSCHELKALK		MUSCHELKALK		MUSCHELKALK														
TRIGONODUSDOLOMIT		PLATTENKALK		TROCHITENKALK		ANHYDRIT-DOLOMIT		HAUPTANHYDRITGRUPPE		KALKSTEIN VON FRIEDRICHSHALL		FRIEDRICHSHALLER KALK		UNT. MUSCHELKALKDOLOMIT		OB. ANHYDRIT-MERGEL		HAUPTMUSCHELKALK		SALZGEBIRGE										
OBERER		UNT.		OBERER		UNT.		DOLOMIT MERGEL, ZELLENKALK, MERGEL		DOLOMIT, MERGEL, ZELLENKALKE, STINKKALKE		GIPS, SALZTON, STEINSALZ																		
HORIZONT M. SILEXBÄNDERN KAISTENER SCHICHTEN (LOKAL)		GLAUKONIT-HORIZONT		COENOTHYRSBANK		BASALDOLOMIT / BAS. TROCH.		HORIZONT M. SILEXBÄNDERN																						
EPTINGER OOLITH (LOKAL)		MERGELHORIZONT		EIGENT. TROCHITEN-KALKFAZIES																										
GIEBENACHER OOLITH (LOKAL)																														

Tabelle 1. Historische Entwicklung der Gliederung des Oberen Muschelkalkes.

Untersuchungsgebietes mit den Äquivalenten in Südwest- und Mitteldeutschland und mit dem autochthon-helvetischen Rötidolomit vergleichen.

Die Feldarbeit bestand zur Hauptsache in der Aufnahme von Detailprofilen. Dabei zeigte es sich bald, dass eine Gliederung des Oberen Muschelkalkes nach lithologischen Gesichtspunkten möglich sein sollte. Die festgestellten Leithorizonte weisen zum Teil geringe Mächtigkeiten auf, und so musste die Aufnahme von Profilen auf gute Aufschlüsse, wie Steinbrüche, Strasseneinschnitte und Bachtobel beschränkt werden. Es war mir nicht möglich, die allein über hundert Druckseiten füllenden Beschreibungen der 85 aufgenommenen Detailprofile hier wiederzugeben. Eine vollständige Sammlung der Profilbeschreibungen befindet sich in der Bibliothek des geologischen Institutes der ETH in Zürich. Die Sammlung der Handstücke und Fossilien, die angefertigten Dünnschliffe und die Schlämmproben sind ebenfalls am obgenannten Institut deponiert.

LITHOLOGIE UND STRATONOMIE

I. LITHOLOGISCHER AUFBAU DER UNTERSUCHTEN SCHICHTFOLGE

Die Gliederung des Oberen Muschelkalkes im allgemeinen, und die Parallelisierung der einzelnen Profile im speziellen, erfolgt in dieser Arbeit vorwiegend nach lithologischen Gesichtspunkten. Es ist deshalb notwendig, ein petrographisches Kapitel einzuschieben und die verwendeten Begriffe zu definieren.

1. Untersuchungsmethoden; zur Unterscheidung von Kalzit und Dolomit im Dünnschliff

Die makroskopische Betrachtung der auftretenden Gesteine erlaubt es, verschiedene Schichtkomplexe der einzelnen Profile miteinander zu parallelisieren. Für Untersuchungen spezieller Natur sind jedoch Dünnschliffe unerlässlich. Die Dicke der angefertigten Schliffe ist im allgemeinen etwas grösser (0,04–0,05 mm) als die der gewöhnlichen, petrographischen Dünnschliffe. Als sogenannte «palaeontologische Schliffe» lassen sie die Struktur der organogenen Komponenten noch gut erkennen, sind aber zur Mineralienbestimmung weniger geeignet. Dies spielt aber bei der Armut an detritischen Mineralien eine kleinere Rolle.

Zur Unterscheidung von Kalzit und Dolomit im Dünnschliff wurde eine Färbemethode angewendet, die von J. NEHER, Zürich und Dr. E. ROHRER, Igis entwickelt worden ist. Da eine Publikation darüber noch aussteht, sei die Methode hier, mit Einverständnis von J. NEHER, kurz beschrieben.

Als Färbemittel wird Delafield-Reagens (Alaun-Haematoxylin), wie es bei der CIBA und bei SIEGFRIED AG im Handel erhältlich ist, verwendet. Dass Haematoxylin, das in der Biologie für Kern- und Protoplasmafärbung verwendet wird, auch zur Färbung des Kalzits herangezogen werden kann, ist nicht neu (FAIRBANKS, 1925). Neu und ausgesprochen einfach ist jedoch die spezielle Methode, die von NEHER und ROHRER entwickelt worden ist. Auf den gereinigten Dünnschliff wird mit dem Pinsel reichlich Delafield-Reagens aufgetragen, das man 45–75 Sekunden einwirken lässt. Nachher wird der Schliff mit Leitungswasser

gereinigt, zum Trocknen ausgelegt und gedeckt. Sämtliche aus Kalzit und Aragonit gebildeten Bestandteile zeigen nach dieser Behandlung eine violette Färbung. Die Intensität der Färbung ist abhängig von der Dauer der Behandlung mit dem Delafield-Reagens.

Die Wirkungsweise ist nach Angaben der Herren NEHER und ROHRER etwa die folgende: Das im Handel erhältliche Alaun-Haematoxylin ist schwach angesäuert und reagiert daher mit CaCO_3 unter Entwicklung von CO_2 . Dabei setzt sich das Haematoxylin in Form eines Niederschlages auf dem Kalzit nieder.

Man vermeide Trocknung der behandelten und gedeckten Schiffe bei zu hohen Temperaturen, da sich im Niederschlag sonst Risse bilden könnten. Zur Färbung von Handstücken und Anschliffen ist diese Methode ungeeignet.

2. Struktureller und textureller Aufbau der Sedimente

A. Kalke

Die Kalke, die die Serien des Trochitenkalkes (im stratigraphischen Sinn) und des Plattenkalkes aufbauen, sind von sehr mannigfaltiger Art, so dass es in dieser Arbeit unmöglich ist, auf alle Variationen näher einzugehen. Die häufigsten und charakteristischen Ausbildungsformen sollen im folgenden näher beschrieben und in bezug auf ihre Genese untersucht werden.

a) Krypto- bis makrokristalline Kalke ohne grössere Mengen von organogenem Detritus

Dichte Kalke sind selten zu beobachten. Dagegen sind fein- bis mittelkörnige Kalke, mit meist nur geringem Anteil pelitomorpher Bestandteile, sehr verbreitet¹⁾. Sie können in kompakten, in seltenen Fällen mehrere Meter mächtigen Komplexen auftreten, aber auch in dünnen Schichten, die mit dolomitischen Kalken und Schillkalken wechsellagern.

Eigenartige Ausbildung zeigen gewisse Schichtpakete des Plattenkalkes in den nördlichen Teilen des Untersuchungsgebietes. Es ist eine äusserst regelmässige Wechsellagerung von 7–15 cm dick gebankten, feinkörnigen Kalken und 3–5 cm starken, beigen, teilweise tonreichen, dolomitischen Lagen zu beobachten. In den Profilbeschreibungen wird dafür die Bezeichnung «Kalke mit dolomitischen Fugen» verwendet. Diese rhythmisch gegliederten Schichtpakete lassen auf ruhige Sedimentationsverhältnisse und auf einen in gewissen Grenzen schwankenden Chemismus des Wassers schliessen.

Grobkörnige Kalke, die zu den «kristallinen» Kalken überleiten, sind ebenfalls verbreitet. Sofern es sich nicht um Calcarenite handelt, verdanken sie ihre Existenz Umkristallisationsvorgängen, wie dies die Schliffbilder deutlich zeigen.

b) Schillkalke (Schalentrümmerkalke)

Schillkalke sind im Trochitenkalk und im Unteren Plattenkalk sehr verbreitet. Ihre Textur variiert ausserordentlich stark. Nach Grösse und Erhaltungszustand

¹⁾ Solche Kalke nennt man in Deutschland «Blaukalke». Wir verzichten bewusst auf die Verwendung des Begriffes, da eine lithologische Benennung nicht mit einer manchmal zu beobachtenden Anwitterungsfarbe definiert werden sollte. Zudem bezeichnet man auch ein Schichtglied des unteren Dogger als «Blaukalke».

der Schalenreste sowie nach der Konstitution des Bindemittels werden zwei Haupttypen unterschieden:

Halbschillkalke (nach A. H. MÜLLER, 1950): lockere Lagerung relativ grosser Schalenbruchstücke und ganz gebliebener Schalen in meist kryptokristallinem Bindemittel (Fig. 1, Taf. I). Der Leithorizont der Coenothyrisbank, wo dolomitisierte Schalen und Schalenteile von *Coenothyris vulgaris* (SCHLOTH.) einem krypto- bis makrokristallinen Kalk eingestreut sind, ist ein Spezialfall eines Halbschillkalke.

Bruchschillkalke: lockere bis sehr dichte Lagerung von gerollten Schalenbruchstücken in krypto- bis makrokristallinem Bindemittel. Kalkgerölle finden sich oft in Bruchschillbänken, vorwiegend an deren Basis. Ooide und Onkoide sind ebenfalls vertreten, einzeln oder in Nestern (Fig. 2, Taf. I). Bruchschillkalke, deren organogener Detritus vor der endgültigen Sedimentation zu Kalksand zerkleinert worden ist, werden als Calcarenite (bioklastisch) bezeichnet.

Geschichtete Anordnung der Schillelemente kann oft beobachtet werden (Fig. 2, Taf. I). Wirre Lagerungsverhältnisse sind ebenfalls anzutreffen (Fig. 4, Taf. I). Vielfach kann Vertikalsortierung nach der Grösse innerhalb einzelner Schillbänke festgestellt werden (Fig. 3, Taf. I).

Bruchschillkalke zeigen im Dünnschliff manchmal eine mehr oder weniger starke, bruchlose Verformung der Schalenreste. Setzungserscheinungen im kaum verfestigten Sediment, verbunden mit Umkristallisationsvorgängen, mögen diese Verformungen bewirkt haben. Dass das Bindemittel in solchen Schillkalcken stets grobkörnig struiert ist, lässt ebenfalls erkennen, dass Umkristallisationen stattgefunden haben (Fig. 5, Taf. I).

Sehr selten kann selektive Silifizierung der Schalenreste beobachtet werden. Der Kalzit der Schalen ist teilweise durch Chalzedon, später durch Quarz ersetzt worden. Epigenetische Dolomitierungserscheinungen sind in allen Schillkalcken der untersuchten Schichtfolge festzustellen; in einem der folgenden Kapitel wird näher darauf eingegangen werden.

Stratigraphisch von Bedeutung sind Bruchschillkalke und Calcarenite in der Grenzregion Trochitenkalk/Plattenkalk, die Glaukonit führen. Der Glaukonit, meist xenomorph und vielfach limonitisiert, findet sich in Säumen rings um Schalentrümmer oder in Nestern angereichert. Es ist interessant, dass sich assoziiert mit diesen Glaukonitnestern auch immer Körneraggregate von idiomorphen Dolomitekristallen beobachten lassen.

c) Trochitenkalke (im lithologischen Sinn)

Kalke, die, abgesehen vom immer bedeutenden Anteil des Bindemittels, nur aus Encrinitenresten bestehen, sind äusserst selten. Die wechselnde mengenmässige Trochitenführung bedingt eine Nomenklatur für Profilaufnahmen:

Trochitenkalk (Encrinitenkalk)
 Schill führender Trochitenkalk
 Schill-Trochitenkalk
 Schillkalk mit Trochiten
 Schillkalk

Diese Reihe zeigt, dass sich die Trochiten meist in den Schillkalken eingestreut finden. Dem entsprechend, tragen die Stielglieder auch immer Spuren von Abrollung. Einbettung von Encrinitenresten in dichten bis mittelkörnigen Kalken ist nur selten zu beobachten.

Das Auftreten von *Encrinus liliiformis* LAM. ist auf den Trochitenkalk (im stratigraphischen Sinn) und, wenigstens in einzelnen Teilen des Untersuchungsgebietes, auf den Unteren Plattenkalk beschränkt.

Es ist in der Regel unmöglich, auch in benachbarten Profilen, einzelne Schill- und Trochitenlagen miteinander zu parallelisieren. Die Betrachtung der Encriniten- und Schillkalke zeigt, dass es sich um Thanatocoenosen handelt, die durch Strömungen zusammengeschwemmt wurden. Die Sedimentation erfolgte in flachen Vertiefungen des Meeresgrundes, teilweise auch in Strömungsrinnen. Die im kleinen stets wechselnde Topographie des Meeresgrundes und die ändernden Strömungsverhältnisse bedingten die wechselvolle Sedimentation, wie sie in den Profilaufnahmen zum Ausdruck kommt. Schill- und Trochitenkalkbänke lassen oft einen Ablagerungszyklus erkennen: Eine Bank beginnt mit einer Lage feinkörnigen Kalks. Mit scharfer Grenze setzt plötzlich die Sedimentation von Trochiten und groben Schillelementen ein. Gegen oben folgen immer feinere organogene Komponenten, bis der Absatz des Detritus stagniert, worauf eine weitere Lage feinkörnigen Kalks zum Absatz kommt, die den Zyklus abschliesst. Die Mächtigkeit der Bänke, die je einen Zyklus umfassen, schwankt zwischen 5 und 50 cm.

d) Oolithe

Schalentrümmersedimente mit Ooiden treten in einzelnen Bänken im ganzen Hauptmuschelkalk auf, was den allgemeinen Faziesverhältnissen entspricht. Wichtiger sind die eigentlichen Oolithe, deren Auftreten auf bestimmte Horizonte beschränkt ist:

1. Oolith im Unteren Trochitenkalk (Basaloolith); nur im nördlichen Teil des Untersuchungsgebietes.
2. Dolomitisierte Oolithe in der Grenzregion Plattenkalk/Trigonodusdolomit (Giebenacher Oolith, Eptinger Oolith).
3. Vollständig dolomitisierte, nur noch unter dem Mikroskop diagnostizierbare Oolithe in höheren Teilen des Trigonodusdolomits (Kaistener Schichten); nur im Aargauer Tafeljura.

Die Oolithe des untersten Trochitenkalkes präsentieren sich als reine Kalkoolithe. Die Kerne der Ooide werden von Kalzitkörnern und Schalensplitterchen gebildet. Nicht alle Ooide zeigen den charakteristischen, konzentrisch-schaligen Bau; vielfach haben Umkristallisationen stattgefunden. Das Bindemittel ist krypto- bis mikrokristallin. Die Oolithe enthalten nur geringe Mengen stark gerollter Schalenbruchstücke und Encrinitenreste (Fig. 6, Taf. I).

Schillkalke mit Ooiden, die im Trochiten- und Plattenkalk in einzelnen, nicht über grössere Distanzen aushaltenden Bänken vorkommen, enthalten oft deformierte Ooide, was offenbar auf Setzungsvorgänge im noch unverfestigten Sediment zurückzuführen ist (Fig. 1, Taf. II). Interessant ist auch, dass wir in solchen

Kalken oft Dolomitisierung der Ooide, und nur der Ooide, beobachten können (Fig. 1, Taf. II). (Vgl. TRÜMPY, 1949 und SCHNEIDER, 1957).

Von stratigraphischer Bedeutung sind die Oolithe im obersten Plattenkalk und im unteren Trigonodusdolomit, die sich über grössere Distanzen verfolgen lassen. Die einzelnen Ooide sind alle beinahe völlig dolomitisiert. Der primäre, radiale und zugleich konzentrische Bau ist nicht mehr zu erkennen, und wir können nur mehr ein kugeliges Aggregat von Dolomit-Rhomboedern beobachten. Das Bindemittel, ursprünglich mikrokristalliner Kalzit, ist ebenfalls zum Teil dolomitisiert (Fig. 2, Taf. II).

Die Oolithe in höheren Teilen des Trigonodusdolomites sind vollständig umkristallisiert. Die Dolomitisierung hat auch das Bindemittel ergriffen, so dass selbst im Dünnschliff eine oolithische Struktur des Gesteins kaum mehr erkennbar ist. Die Umgrenzung der einzelnen Ooide wird jedoch vielfach noch durch ein dünnes Eisenhydroxydhäutchen angedeutet.

B. Dolomite

Als Dolomite bezeichnen wir Karbonatgesteine, deren Karbonatanteil zu über 50% aus Dolomitspat besteht. Als geschlossene Dolomitkomplexe sind Anhydritdolomit, Trigonodusdolomit und Grenzdolomit zu bezeichnen. Einlagerung von Dolomitbänken sowie epigenetische Dolomitisierung von Kalken sind jedoch Merkmale, die für den ganzen Hauptmuschelkalk bezeichnend sind. Es ist deshalb notwendig, etwas näher auf die Dolomite und Dolomitisierungserscheinungen im Oberen Muschelkalk einzugehen.

Es ist wahrscheinlich, dass die Dolomitkomplexe der untersuchten Schichtfolge nicht primär-sedimentärer Natur sind. Es scheint sich vorwiegend um Dolomite zu handeln, die durch Umwandlung von Kalkschlamm entstanden sind. Die Umwandlung kann syngenetisch, kurz nach Ablagerung des Kalkschlammes, oder im Verlaufe der Diagenese erfolgt sein. Bei syngenetischen Dolomiten müssten folgende Eigenschaften zu erwarten sein: gute Schichtung, geringes Porenvolumen, relativ feinkörnig (wenigstens zum Teil), vielfach fehlende Idiomorphie der Dolomitkristalle, Einlagerung von Gips oder Anhydrit. Als weiteres, wichtiges Merkmal darf eine verarmte und degenerierte oder auch ganz fehlende Fauna erwartet werden. Diagenetische Dolomite sind dagegen oft grobkörnig und stark porös, bei vielfach ausgeprägter Idiomorphie der Dolomitkristalle. Wie die Bildung der syngenetischen und diagenetischen Dolomite im einzelnen vor sich geht, ist noch ein ungelöster Fragenkomplex. Nach THEODOROWITSCH (1955) wird die Bildung des Magnesiumkarbonates bei Zersetzung organischer Reste gefördert. In diesem Zusammenhang ausserordentlich wichtig und ganz neue Perspektiven eröffnend dürfte auch die Tatsache sein, dass sich Bakterien und andere niedere Organismen massgebend an Mineralumwandlungen beteiligen können (RUCHIN, 1958; NEHER und ROHRER, 1958, 1959).

Der Dolomitkomplex der obersten Anhydritgruppe, genannt Anhydritdolomit²⁾, zeigt im ganzen Untersuchungsgebiet gleichbleibende Ausbildung. Beiger, im

²⁾ «Anhydritdolomit», durch BRÄNDLIN (1911) als stratigraphischer Begriff eingeführt, bedeutet «Dolomit der Anhydritgruppe». Damit wird also nicht ausgesagt, dass der zur Diskussion stehende Dolomitkomplex Gips oder Anhydrit führe.

trockenen Zustand fast weisser, mikro- bis makrokristalliner, poröser, sehr gut gebankter Dolomit. Der Grad der Idiomorphie der Dolomitkristalle wechselt stark. In grobkörnigen Lagen können vollständig ausgebildete Dolomit-Rhomboeder häufiger beobachtet werden. Interessant sind Entdolomitierungserscheinungen, die zur Bildung von grossen Kalzitkristallen und Kristallaggregaten geführt haben. Dabei sind Pseudomorphosen von Kalzit nach Dolomit keine Seltenheit. Der Dolomitanteil im Gestein (in Volumprozenten, bestimmt durch lineare Auszählung von Dünnschliffen) schwankt zwischen 70 und 95 %.

Die Ausbildung des Trigonodusdolomits ist wechsellagernd. Grundtyp ist der mittelkörnige, beige, poröse Dolomit, der bis faustgrosse Hohlräume enthält, deren Wände mit einem Rasen von Kalzitkristallen überzogen sind. Organogene Reste wie Schalentrümmer sind immer vertreten, wenn auch vielfach nur im Dünnschliff erkennbar. Die einzelnen Dolomitkristalle sind grösstenteils idiomorph und zeigen innerhalb eines Dünnschliffes gleichbleibende Grössenordnung. Analoge Entdolomitierungserscheinungen wie im Anhydritdolomit sind häufig. Der volumemässige Dolomitanteil im Gestein beträgt 60 bis 90 %.

Die bei makroskopischer Betrachtung äusserst grobkörnigen, stark porösen und oft rosa gefärbten Dolomite im oberen Teil des Trigonodusdolomites zeigen im Dünnschliff vielfach eine trotz der Umkristallisation noch erkennbare oolithische Struktur. Bekannt ist die reiche Fossilführung dieser Schichten im Gebiet Laufenburg-Frick. Die Schalen der Petrefakten sind nicht erhalten, sie sind wohl durch zirkulierende Wässer herausgelöst worden. Im Dünnschliff lassen sich aber stellenweise noch kalzitisch erhaltene Schalenreste erkennen.

C. Dolomitierungserscheinungen in Kalken

Alle Dünnschliffe von Kalken der untersuchten Schichtfolge lassen Dolomitierungserscheinungen beobachten. Diese epigenetischen Mineralumwandlungen entstehen bei Anwesenheit von zirkulierenden Lösungen im bereits verfestigten Sediment. Es ist anzunehmen, dass solche und analoge metasomatische Umkristallisationsvorgänge auch heute in den Gesteinen vor sich gehen.

Allgemein sei festgehalten, dass die Intensität der Dolomitierung im unteren Teil des Trochitenkalkes am geringsten ist³⁾. Mit zunehmender stratigraphischer Höhe werden die Dolomitierungserscheinungen immer häufiger, und Teile des Plattenkalkes können regional in solchem Masse dolomitisiert sein, dass eine Abgrenzung zum hangenden Trigonodusdolomit nicht mehr möglich ist. Diese Zunahme des Dolomitanteils gegen oben steht offenbar in direktem Zusammenhang mit dem Grosszyklus, der den Oberen Muschelkalk umfasst. Die Sedimentation lässt, wie später gezeigt werden soll, schon im Plattenkalk auf zunehmende Einengung des Meeres und damit auf stärkere Mineralisation des Wassers schliessen.

Die Dolomitierung erfolgte selektiv, im Grossen wie im Detail betrachtet. Dichte und feinkörnige Kalke sind, entsprechend dem geringeren Porenvolumen, weniger stark dolomitisiert als grobkörnige Kalke. Bekannt ist, dass jede Schicht-

³⁾ Die Dolomitkomplexe, die sich als Einlagerungen im unteren Trochitenkalk des Weissenstein-Gebietes und des unteren Wutachtales finden, sind Ausnahmefälle. Im übrigen postulieren wir für diese Dolomite syngenetische Entstehungsweise, wie für den Anhydritdolomit.

fuge einem Sedimentationsunterbruch entspricht. Schichtoberflächen mit den darauf zu beobachtenden Frassgängen und Rhizocorallien sind vielfach dolomitisiert. Auch die U-förmigen Wohnröhren gewisser nackter Organismen zeigen in der Regel eine dolomitische Füllung. Hier erfolgte die Dolomitisierung offensichtlich während des Sedimentationsunterbruches.

In oolithischen Kalken oder Schillkalken, die Ooide enthalten, werden diese durch kugelige Aggregate von Dolomitmikrokristallen ersetzt (Fig. 1 und 2, Taf. II). Wie schon SCHNEIDER (1957) feststellt, werden die Ooide vor allen anderen Komponenten des Kalkes von der Dolomitisierung erfasst. Schalenrümpfer erweisen sich im allgemeinen als sehr resistent und werden nur bei fortgeschrittener Umkristallisation aller übrigen Komponenten ebenfalls dolomitisiert. Selten kann aber auch der umgekehrte Fall beobachtet werden, indem die Schalenreste, und nur diese, von der Dolomitisierung erfasst worden sind. Es stellt ein sedimentologisches Kuriosum dar, dass ein solcher Kalk mit dolomitisierten Schalen (*Coenothyrisbank*) im Trochitenkalk des Ostjura einen über 3000 km² verfolgbaren Leit-horizont darstellt. *Encriniten*reste sind, auch in fast völlig dolomitisierten Kalken, beinahe stets kalzitisch erhalten. In dichten bis feinkörnigen Kalken, sowie im mikrokristallinen Bindemittel von Schillkalken, bilden epigenetisch entstandene Dolomitmikrokristalle kugelige Aggregate (Fig. 1, Taf. I); es können aber auch einzelne Dolomitrhomboeder beobachtet werden. SCHNEIDER (1957) vertritt die Ansicht, dass die Anwesenheit von Tonmineralien und Fe-Verbindungen die Dolomitisierung begünstige. Tatsächlich finden sich Aggregate von idiomorphen Dolomitmikrokristallen vielfach assoziiert mit Glaukonitnestern.

Die Umwandlung Kalzit \rightleftharpoons Dolomit ist reversibel, wie vielfach beobachtete Entdolomitisierungserscheinungen zeigen; diese sind aber gegenüber den Dolomitisierungsprozessen quantitativ nur von geringer Bedeutung.

D. Rauhwacken

Im Mittleren und Oberen Muschelkalk des Jura treten in ganz bestimmten Horizonten löchrig anwitternde, brecciöse Gesteine auf, die im wesentlichen aus zwei Komponenten bestehen:

1. Aus fein- bis grobkörnigem Dolomit in eckigen Brocken von unterschiedlicher Grösse.
2. Aus feinst- bis grobkörnigem Kalzit, der in Adern das Gestein durchzieht und die Dolomitbrocken miteinander verkittet.

In der auf das Juragebirge bezüglichen Literatur wird dieser Gesteinstyp als «Zellendolomit» bezeichnet. Vergleiche mit den Rauhwacken der alpinen Trias zeigen jedoch keine wesentlichen Unterschiede, die auf eine andere Genese schliessen lassen würden. Es handelt sich vielmehr um sehr gleichartige Gesteine, die nur entsprechend ihrer geographischen Verbreitung verschiedene Namen tragen. Da die Bezeichnung «Rauhwacke» allgemein gebräuchlich und besser definiert ist, ziehen wir es vor, in dieser Arbeit den Ausdruck «Zellendolomit»⁴⁾ zu vermeiden.

⁴⁾ BRÜCKNER (1941) definiert: «Die Zellendolomite sind Rauhwacken, deren Calcitanteil die Wände eckiger Zellen bildet, die von Dolomit erfüllt sind oder waren; dies ist der vorherrschende Strukturtyp der Rauhwacken.»

Die Entstehung der Rauhacken war lange eine sehr umstrittene Sache, und es ist nicht Aufgabe dieser Arbeit, auf die verschiedenen diesbezüglichen, zum Teil längst überholten Theorien einzugehen. BRÜCKNER (1941) hat überzeugend dargelegt, dass Rauhacken ein junges Verwitterungsprodukt sind, das sich unter dem Einfluss von Wässern aus primären Dolomit-Kalziumsulfat-Gesteinen bildet. Unserer Ansicht nach kann heute, abgesehen von einigen Spezialfällen rauhacke-ähnlicher Gesteine, die Richtigkeit der These BRÜCKNERS nicht mehr in Zweifel gezogen werden.

Der untersuchte Triaskomplex des Juragebirges weist Rauhackebildungen in drei verschiedenen stratigraphischen Horizonten auf:

1. Einstreuung von dünnen Rauhackebändern im Anhydritdolomit.
2. Rauhackelagen im Trigonodusdolomit.
3. 0,3–1,5 m mächtiges Rauhackeband im obersten Grenzdolomit, das stratigraphischen Leitwert besitzt, morphologisch oft als Härterippe im Gelände markiert ist und so auch dem kartierenden Geologen gute Dienste leistet.

Im Trigonodusdolomit und im Grenzdolomit können alle Übergänge vom massigen, körnigen Dolomit bis zur typischen Rauhacke beobachtet werden. Syngenetischer Dolomit mit primär nur geringem Kalziumsulfat-Gehalt präsentiert sich nach der Rauhackebildung beinahe unverändert, nur von einem feinen Netzwerk von Kalzitadern durchzogen (Fig. 3, Taf. II). Dies wären Gesteine, die man eventuell als «Zellendolomite» bezeichnen könnte. War der primäre Anhydrit- oder Gipsgehalt grösser, so finden wir heute Dolomitbrocken, die in ein hartes Kalzitnetzwerk eingebettet sind. Das Mengenverhältnis zwischen Netzwerk (Kalzit) und Einschlüssen (vorwiegend Dolomit) ist stark variabel. Das Netzwerk kann sich in extremen Fällen zu einem beinahe kompakten Kalk zusammenschliessen, in dem nur noch vereinzelte Dolomiteinschlüsse schwimmen.

Die Dolomitbrocken bestehen bei allen Rauhacken der untersuchten Schichtfolge aus einem fein- bis grobkörnigen, hellbeigen Dolomit, der an der Erdoberfläche leicht der mechanischen Verwitterung zum Opfer fällt. Das braune bis dunkelgraue Kalzitnetzwerk dagegen ist hart und widerstandsfähiger gegenüber der Verwitterung.

Die Rauhacken der obersten Lettenkohle zeigen oft auch Einschlüsse von grünem Ton. Es lassen sich geschichtete Tonpaketchen beobachten, die nach allen Richtungen gekippt, ebenfalls in das Kalzitnetzwerk eingebettet sind. Das Muttergestein dieser Rauhacken scheint aus einer dünnbankigen Wechselagerung von Ton, Dolomit und Gips oder Anhydrit bestanden zu haben.

In Dünnschliffen lassen sich einige interessante Einzelheiten beobachten. Die Septen des Kalzitnetzwerkes erscheinen oft doppelwandig, das heisst, die Kalzitkristalle sind von aussen her gegen die Mitte des Septums gewachsen. Dies erklärt auch die Hohlräume, die bei dicken Kalzitadern längs deren Mittelebenen beobachtet werden können.

Sind die Dolomiteinschlüsse schon herausgewittert, so sind die Aussenwände des Kalzitnetzwerkes vielfach von Fe-Pigment überzogen (Fig. 4, Taf. II).

Der Kalzit der Zellwände ist makrokristallin bei Dolomiten, die von Kalzitadern durchzogen sind und bei Rauhacken mit relativ dünnem Kalzitnetzwerk.

Übersteigt der mengenmässige Anteil des Kalzits den des Dolomits, so kann sich das Netzwerk bis zu einem mikrokristallinen Kalk mit dolomitischen Einschlüssen verdichten.

Zahlreich sind im Kalzit die Einschlüsse von autogenen Quarzkörnern und Körneraggregaten. Auch finden sich im Netzwerk immer autogene Bildungen von Dolomitspat, teils als einzelne Kristalle, teils in Nestern. Es handelt sich dabei offensichtlich um spätere Dolomitisierung des Kalzits.

Als weiteren Beweis, der dafür spricht, dass Rauhacken als junge Verwitterungsprodukte zu betrachten sind, können wir, zusätzlich den von BRÜCKNER beschriebenen Beobachtungen, noch folgendes beifügen: In der Schämbelen (Profil 48, Schicht 18) und westlich der Habsburg stehen die Schichten des Grenzdolomites im direkten Kontakt mit fluvioglazialen Schottern des Quartärs. Hier kann man nun im Dach des Grenzdolomites Rauhacken beobachten, die quartäre Gerölle enthalten. Es muss sich also bei diesen Rauhacken um eine subrezente Oberflächenbildung handeln.

E. Silexbildungen

Silexbildungen finden sich im ganzen Oberen Muschelkalk und im Anhydritdolomit. Horizontgebundene Anreicherungen solcher Konkretionen können als Leitniveaux verwendet werden. Makroskopisch lassen sich drei Haupttypen unterscheiden:

1. Rundliche bis fladenförmige Kalzit-Silexkonkretionen; häufig auf Schichtflächen.
2. Rundliche bis fladenförmige Kalzit-Silexkonkretionen, organogenen und anorganogenen Detritus enthaltend. Nur im Eptinger Oolith.
3. Plattige, dichte, gebänderte Silexlagen. Nur im Anhydritdolomit und im obersten Trigonodusdolomit.

1. Rundliche bis fladenförmige Silexkonkretionen mit wechselndem Karbonatgehalt finden sich im ganzen Hauptmuschelkalk. Ihr Vorkommen häuft sich an einzelnen Lokalitäten in der oberen Hälfte des Plattenkalkes und im basalen Trigonodusdolomit. Auffällig ist, dass diese scharf umgrenzten, leicht aus dem umgebenden Gestein sich lösenden Konkretionen beinahe ausnahmslos in stark dolomitisierten Kalken und in Dolomiten anzutreffen sind. Eine konzentrische Rippung oder Streifung, die die Konkretionen vielfach auf ihren Breitseiten zeigen, markieren verschiedene Wachstumsstufen. Makroskopisch erscheinen die grauen Konkretionen dicht. Im Dünnschliff lässt sich ein kryptokristallines Gefüge von Chalzedonsphärolithen und Quarzkörnern neben Kalzit- und Dolomitkristallen und akzessorischen Pigmentkörnern erkennen. In einigen Fällen konnte beobachtet werden, dass die Karbonatkristalle lagig angeordnet sind und so die primäre Sedimentschichtung noch erkennen lassen. Der zentrale Teil einer Konkretion kann nachträglich wieder entsilifiziert worden sein. Zurück bleibt eine poröse, weisse, leicht verwitterbare Masse, bestehend aus Kalzit und Dolomit.

2. In der weiteren Umgebung des Hauenstein greift der Eptinger Oolith in den obersten Plattenkalk hinunter. In diesen Schichten finden sich rundliche Silexknollen, die mit einer Rinde von grobkristallinem Hämatit überzogen sind. Während

die Strukturen der Ooide und des organogenen Detritus infolge der Dolomitierung im umgebenden Gestein kaum mehr zu erkennen sind, sind sie im Innern der Konkretion prachtvoll erhalten geblieben. Die Ooide sind zum Teil silifiziert worden, zeigen aber ihren typischen, konzentrisch-schaligen und radial-fasrigen Bau; der Kern ist meist noch kalzitisch erhalten. Zudem sind auch viele Ooide und Teile der Grundmasse dolomitisiert. Die Schalentrümmer sind in ihren äusseren Teilen ebenfalls silifiziert (mikrosphärolithischer Quarzin), während die zentraleren Partien noch aus Kalzit bestehen⁵⁾. Die Räume zwischen den detritischen Komponenten sind, soweit sie nicht durch ein silifiziertes, mit Dolomitrhomboedern durchsetzten Bindemittel erfüllt sind, durch ein Penetrationsgefüge von gleichzeitig auskristallisiertem Quarz und Kalzit ausgefüllt, wobei das Kristallwachstum von den detritischen Komponenten aus gegen die dazwischen liegenden Hohlräume zu erfolgte. Als Bestandteile des Detritus können auch monaxone Spongiennadeln beobachtet werden. Wir müssen mehrere Generationen von autogenen Mineralien unterscheiden, um das interessante Schliffbild dieser Konkretionen erklären zu können (Fig. 5, Taf. II).

3. Dunkelbraune oder weiss und schwarz gebänderte Silex-Platten, die immer parallel zur Schichtung liegen, sind charakteristisch für den mittleren Teil des Anhydritdolomits und den obersten Trigonodusdolomit. Dieser Silextyp gleicht zum Verwechseln dem «geschichteten Silex», wie ihn STÄUBLE (1959) aus dem Callovian des zentralen Schweizer Jura beschreibt. Der Dünnschliff zeigt ein dichtes Gefüge von Chalzedon und mikrokristallinem Quarz, welches Drusen umschliesst (Fig. 6, Taf. II). Die Bänderung der bis 20 cm dicken Silexplatten ist durch lagige Anreicherungen von Fe-Pigmenten, Dolomit- und Kalzitkristallen bedingt. Auch Einschlüsse von verkieseltem, organogenem Detritus sind zu beobachten, Spongiennadeln nur selten.

Mit der Genese der Silexbildungen im allgemeinen haben sich schon zahlreiche Autoren befasst. Die Meinungen sind auch heute noch geteilt. Es ist unwahrscheinlich, dass die für die Silex des Oberen Muschelkalkes benötigte Kieselsäure aus der halmyrolytischen Zersetzung von tuffogenen Mineralien entstanden war, da Anzeichen fehlen, die auf vulkanische Tätigkeit zu dieser Zeit im Germanischen Becken schliessen lassen würden. Als kieselsäureliefernde Organismen kommen Spongien (vielleicht auch Mikroorganismen) in Betracht, deren kalzitisch erhaltene Skleren in Calcarenen und Bruchschillkalken oft beobachtet werden können. Die Kieselsäure gelangte wohl durch Flüsse ins Muschelkalkmeer, wurde von den Spongien dem Wasser entzogen und später bei der Umkristallisation der Schwammnadeln wieder freigesetzt. Wie auch SCHNEIDER (1957) bemerkte, steht die Menge der feststellbaren Makroskleren in einem krassen Missverhältnis zu den voluminös recht beachtlichen Silexbildungen. Der Autor folgert daraus, dass ein Grossteil der Spongiennadeln führenden Sedimente nach der frühdiagenetischen Abgabe der Kieselsäure wieder abgetragen worden sei. Diese Erklärung ist etwas gesucht, und es ist zu beachten, dass Silexbildungen auch in Serien anzutreffen sind, wo Spuren von Aufarbeitungsprozessen fast völlig fehlen. Die Annahme,

⁵⁾ Interessant ist die von STÄUBLE (1959) festgestellte Tatsache, dass verkieselter organogener Detritus meist aus Quarzin (opt.+), verkieseltes Bindemittel dagegen aus Chalzedon (opt.-) besteht.

dass die Spongiennadeln grösstenteils einfach gelöst wurden, erscheint uns jedenfalls plausibler. Zudem ist auch denkbar, dass bei metasomatischen Umkristallisationsprozessen die Strukturen der organogenen Bestandteile vielfach verloren gingen.

Es stellt sich auch die Frage nach der Bildungszeit der Silexkonkretionen. GRIPP (1954) postuliert mit guten Gründen spätdiagenetische Bildungszeit gewisser kretazischer Silexknollen. CAYEUX (1929), WETZEL (1937), ILLIES (1954) und RUTTEN (1957) haben dargelegt, dass aber die meisten Silexbildungen syngenetisch bis frühdiagenetisch entstanden sind.

Die beschriebenen Silex vom Typ 2. müssen sehr früh gebildet worden sein; jedenfalls vor der vollständigen Dolomitisierung des primär sedimentierten Kalkooliths. Da die Dolomitisierung spätestens im Verlaufe der Diagenese erfolgte, die Konkretionen aber zum Teil noch prachtvoll erhaltene Ooide – die, wie schon dargelegt, der Dolomitisierung zuerst anheimfallen – und nicht umkristallisierte Schalenrümpfe enthalten, so ergibt sich für die Silexknollen spätestens frühdiagenetische Bildungszeit. Dass diese Konkretionen stets von einer Rinde grobkristallinen Hämatits überzogen sind, lässt sich vielleicht dahin erklären, dass das in einem sedimentären Flachseekalk stets vorhandene Fe bei der Dolomitisierung freigesetzt wurde und sich an den bereits bestehenden Silexknollen niederschlug, wo Sammelkristallisation stattfand.

Die Bildungszeit der übrigen zwei Silextypen kann nicht festgelegt werden, da entsprechende Kriterien fehlen. Wir neigen jedoch zur Ansicht, dass es sich ebenfalls um syngenetische bis frühdiagenetische Bildungen handelt.

F. Mergel und Tone

Tonreiche Sedimente sind, im Gegensatz zu Mittel- und Südwestdeutschland, im Oberen Muschelkalk des Juragebirges nicht häufig anzutreffen.

Über das ganze Untersuchungsgebiet verbreitet sind ein bis mehrere Bänder von Mergeln oder Mergelkalken an der Grenze Trochitenkalk/Plattenkalk. Es scheint sich um eine durchgehend synchrone Bildung zu handeln, die einen ausgezeichneten Leithorizont darstellt.

Als weiteres Leitniveau existieren die Estherienschiefer der basalen Lettenkohle. Es handelt sich um graue bis braune, blättrige bis dünnstiefelige Tone mit zurücktretendem bis fehlendem Karbonatgehalt. Häufig sind die einzelnen Tonplättchen durch limonitische Krusten miteinander verbacken. Charakteristisch ist die Fossilführung mit *Estheria minuta* (GOLDF.), *Lingula tenuissima* BRONN sowie Fischzähnen und -schuppen. Im Gegensatz zu FRANK (1928a), der die Estherienschiefer als Brackwassersediment betrachtet, glauben wir aus Gründen, die später noch dargelegt werden sollen, dass diese Schiefertone als marines Mangelsediment zu deuten sind, gleich wie Bonebed-Lagen (siehe S. 161 und 205).

II. STRATONOMISCHE BETRACHTUNGEN

Biostratonomie nennt WEIGELT (1919, 1927) die Forschungsrichtung, die sich mit der gegenseitigen Lage der Fossilien im Sediment und mit den Wechselbeziehungen zwischen Fossilien und Sediment befasst. Im Muschelkalk Deutsch-

lands werden stratonomische und ökologische Untersuchungen schon seit Jahrzehnten betrieben. Es sei auf die zahlreichen Publikationen von K. FIEGE, G. MAYER, A. H. MÜLLER und anderer Autoren hingewiesen.

1. Biocoenosen

Fossilisierte Lebensgemeinschaften finden sich selten in dem vielfach durch starke Strömungen bewegten Meer des Oberen Muschelkalkes, in dem die untersuchte Schichtserie zum Absatz gelangte.

Siedlungen von *Placunopsis ostracina* (SCHLOTH.) sind auf Schichtflächen, Hoernesien-schalen, Ceratitengehäusen und, eher selten, auf Geröllen zu beobachten. MÜLLER (1950) hat sich eingehend mit den *Placunopsis*-Kolonien befasst. Er vermutet, dass die planktonisch lebenden *Placunopsis*-Larven kein aktives Wahlvermögen hinsichtlich ihres späteren Wohnortes besaßen. Sie hefteten sich irgendwo fest und entwickelten sich weiter oder gingen zugrunde, je nach Umweltsbedingungen. Schlammiger Boden war ungeeignet; günstige Lebensbedingungen traten in jenem Zeitpunkt auf, wenn die Sedimentation aussetzte. Daher finden wir *Placunopsis* auf Schichtflächen, Geröllen und Schalen gewisser Invertebraten.

Das nesterartige Auftreten von *Coenothyris vulgaris* (SCHLOTH.), wobei Exemplare aller Altersstufen doppelklappig erhalten und vielfach mit dem Stielloch nach unten im Sediment eingebettet sind, ist ein schönes Beispiel einer Biocoenose. MÜLLER (1950) hat an Terebrateln solcher Nester biometrische Untersuchungen durchgeführt, um die Variationsbreite von *Coenothyris* statistisch zu erfassen. Die wechselnde Weite der Stielöffnung und die unregelmässigen Zuwachsstreifen der Schale versucht MÜLLER als Anpassungserscheinungen an veränderte Umweltsbedingungen zu erklären. Grösseres Stielloch lässt auf verdickten Stiel und damit auf stärker strömendes Wasser schliessen. WEIGELT (1920) hat an rezenten Miesmuscheln des Wattenmeeres festgestellt, dass die Tiere ihre Schale während der Trockenlegung hermetisch zuschliessen können, um Wasser zu speichern. Dadurch wird das Wachstum der Schalen behindert. Es resultieren relativ kurze und hohe Schalenformen mit gestörten Zuwachsstreifen. Analoge Wachstumsanomalien, die bei *Coenothyris* festgestellt werden können, hat nun MÜLLER in entsprechendem Sinne zu deuten versucht. Er schliesst auf Gezeitenbewegungen und zeitweiligen Wattenmeercharakter gewisser Teile des Muschelkalkmeeres oder auf temporäre Trockenlegung von Meeresteilen durch Windstau.

Als empfindliche Faziesfossilien müssen die Pleuromyen des Muschelkalkes betrachtet werden. Die Muschel lebte eingegraben im weichen Sediment und war durch den Siphonalschlauch mit der Sedimentoberfläche verbunden. Da viele Kalkschlamme rasch erhärten, konnten die Pleuromyen nicht in ihnen leben. Günstiger waren die Lebensbedingungen in tonreichen Absätzen. Wir können deshalb im Hauptmuschelkalk des Untersuchungsgebietes Pleuromyen nur im Mergelhorizont der Grenzregion Trochitenkalk/Plattenkalk beobachten. Da die Muschel im Sediment eingegraben lebte, wurde sie auch dort fossilisiert. Dies erklärt die stets zweiklappige Erhaltungsweise von *Pleuromya*. Die Einbettungslage im Sediment entspricht jedoch nur selten der Lebensstellung, mehr oder weniger senkrecht und Siphonalende oben. Die diagenetische Kontraktion des Sediments,

die bei stark tonhaltigen Schlammen recht beachtliche Werte erreicht, liess die Pleuromyen in eine mehr wagrechte Lage einkippen. Dies hatte auch zur Folge, dass die Muscheln oft zusammengestaucht oder sonstwie deformiert wurden.

Zu den Biocoenosen müssen wir auch die Wohnröhren, Frassgänge und Wühlspuren von verschiedenen, unbekannten Organismen rechnen, deren Lebensraum die obersten, noch unverfestigten Sedimentschichten umfasste. In neuerer Zeit befassten sich vor allem FIEGE, MAYER, MÜLLER und RICHTER eingehend mit diesen Lebensspuren im deutschen Muschelkalk. Wir konnten im Hauptmuschelkalk des Untersuchungsgebietes verschiedene Typen beobachten, die den «Genera» *Gordia*, *Balanoglossites* und *Rhizocorallium* zuzuordnen sind. Assoziiert mit *Rhizocorallium commune* SCHMID konnten wir auch Kotpillen feststellen. Es handelt sich in einem Fall um *Coprulus oblongus* MAYER und in einem andern um *C. sphaeroideus* MAYER.

Bei den Erzeugern dieser Fährten und Röhren handelt es sich wahrscheinlich vorwiegend um Anneliden. Dies erklärt die fast ausschliessliche Beschränkung dieser Lebensspuren auf fein struierte Sedimente. Offenbar fanden die Tiere in den groben, von Schalenrümern durchsetzten Schlammen nicht den ihnen zusagenden Lebensraum. Auf den Tongehalt der Sedimente reagierten sie wenig empfindlich. In syngenetischen Dolomiten treten die Lebensspuren jedoch mengenmässig stark zurück oder fehlen gänzlich, was zeigt, dass den Tieren die erhöhte Mineralisation des Meerwassers nicht bekömmlich war.

2. Thanatocoenosen (Taphocoenosen)

Zusammengeschwemmte Tierreste aus verschiedenen Lebensräumen deuten auf Strömungsbewegungen des Meerwassers hin.

Encrinitenkalke, Halbschill- und Bruchschillsedimente gehören zu den hervortretendsten Erscheinungen des Hauptmuschelkalkes. Die meist zerbrochenen und gerollten Tierreste sind durch ein kalkiges oder dolomitisches Bindemittel miteinander verkittet. Die Sedimentation lässt, entsprechend wechselnder Strömungsstärke, eine Sonderung der Schillelemente nach Grösse und Form erkennen. Daraus können Sedimentationszyklen resultieren, wie dies bereits beschrieben worden ist (siehe S. 149).

Die Orientierung der Schalenreste in Schillkalken ist, wie MÜLLER (1950) feststellt, und wie es die Beobachtungen in unserem Untersuchungsgebiet bestätigen, folgenden Gesetzmässigkeiten unterworfen: Wirre Lagerungsverhältnisse finden sich in Schalenrümersedimenten mit wenig Bindemittel, da sich die einzelnen Schillelemente beim Absatz behindert hatten (Fig. 4, Taf. I). Überwiegt das Bindemittel, so ist eine Einregelung der Schalenteile im Sinne einer Schichtung zu erkennen. Mit zunehmender Grösse der Schalenreste kommen wir zu dem Typ der Schillkalke, der als Halbschillkalk bezeichnet wird. Hier kann in zunehmendem Masse eine Einkippung der Schalen oder Schalenteile in ihre im strömenden Wasser stabilste Lage – Wölbung nach oben – beobachtet werden.

Die Schillbildung erfolgte in erster Linie durch das bewegte Wasser auf dem Meeresgrund. Bivalvenfresser (Placodontier, Krebse, Nautiliden, eventuell Ceratiten) waren zahlenmässig kaum so verbreitet, dass sie für die Zerkleinerung der

Schalen eine wesentliche Rolle hätten spielen können. Die Anzeichen starker Wasserbewegung, wie Rippelmarken, Schrägschichtung, Gerölle, Ooide etc. lassen sich in jedem Aufschluss des Hauptmuschelkalkes erkennen (ausgenommen gewisse Teile des Plattenkalkes und des Trigonodusdolomits). Aufarbeitungserscheinungen auf Schichtflächen zeigen uns, dass die Sedimentation bei starker Strömung vielfach aussetzte und stellenweise auch submarine Erosion stattfand.

Die Encrinitenkalke sind keine eigene Gruppe. Es bestehen alle Übergänge zwischen Bruchschillkalk und dem, wenigstens makroskopisch betrachtet, schillfreien Trochitenkalk (im lithologischen Sinn). Die Sedimentation erfolgte also unter den gleichen Verhältnissen wie der Absatz der Schalenrümmerkalke. *Encrinus* lebte primär sessil. Basierend auf den Funden der Seelilien-Platte von Neckarwestheim stellt LINCK (1954) fest, dass losgerissene Tiere regenerieren konnten und offensichtlich planktonisch weiterlebten. Sessil gebliebene Exemplare, an Geröllen oder Muschelschalen haftend, konnten sich jedoch nur bei fehlender oder zumindest langsamer Sedimentation entwickeln. Es ist anzunehmen, dass sich temporäre Seelilien-Kolonien an jenen Stellen des Meeresgrundes entwickelten, wo starke Strömungen eine nennenswerte Sedimentation verhinderten. Die abgestorbenen Tiere zerfielen in ihre spezifisch leichten Einzelteile, welche fortgeschwemmt und an anderen Orten sedimentiert und fossilisiert wurden. Da die lokalen Strömungen im Muschelkalkmeer und damit auch die Detailtopographie des Meeresgrundes im Laufe der Zeit Schwankungen unterworfen waren, versteht sich von selbst, dass sich entsprechend auch die Lebens- und Sedimentationsräume von *Encrinus* immer wieder verlagerten. Daraus folgt zwingend, dass einzelne Trochitenbänke nicht über grössere Distanzen verfolgt und deshalb nicht als Leithorizonte verwendet werden können⁶⁾.

Der relative Anteil der Encrinitenreste führenden Bruchschillkalke am Aufbau der Trochitenkalk-Serie ist im Schweizer Jura wesentlich grösser als in Südwestdeutschland und ist auch im östlichen Faltenjura höher als im nördlich anschliessenden Tafeljura. Es ist aber bekannt, dass Funde von *Encrinus*-Kronen oder auch nur längerer Stielteile im Trochitenkalk des Schweizer Jura zu den grössten Seltenheiten zählen. Man findet nur riesige Mengen mehr oder weniger stark gerollter Stielglieder (Trochiten). Man hat diese Tatsachen schon dahin zu interpretieren gesucht, zentrale Teile des Germanischen Beckens als Lebensräume und die Randsäume des Meeres (z. B. Schweizer Jura) als Sedimentationsräume der Seelilien zu erklären. Wir glauben jedoch nicht an eine ständig stattgehabte Verfrachtung auseinandergefallener Seelilienteile über solch grosse Distanzen. Wir neigen eher zur Auffassung, dass *Encrinus* in den seichten Randsäumen des Trochitenkalk-Meeres die günstigsten Lebensbedingungen vorfand und dort primär in viel grösserer Zahl anzutreffen war als in interneren Teilen des Beckens.

Ein Problem für sich bildet das überall mehr oder weniger gleichzeitige Aussetzen der Trochitensedimentation an der Grenze Trochitenkalk/Plattenkalk. Vielleicht ist eine vorübergehende, allgemeine Verschlammung des Meeresgrundes

⁶⁾ Die feinstratigraphische Unterteilung des Trochitenkalkes, wie sie zum Beispiel WIRTH (1957, 1958) im mittleren und nordwestlichen Baden-Württemberg vornahm, erscheint uns daher etwas zu optimistisch, auch wenn die dortigen Faziesverhältnisse von denjenigen in unserem Untersuchungsgebiet in manchen Beziehungen abweichen.

(Mergelhorizont) die Ursache für das Verschwinden von *Encrinus liliiformis* LAM. Dagegen spricht jedoch die Tatsache, dass zum Beispiel in Baden-Württemberg im Trochitenkalk Mergelschieferlagen grosse horizontale Verbreitung besitzen, ohne dass die Trochitensedimentation deswegen allgemein aussetzte. Wahrscheinlicher ist die Annahme, dass den günstigen Lebensbedingungen für die Crinoiden damit ein Ende gesetzt wurde, indem die Wasserbewegung (Strömungen, Grundwellen, Gezeiten) stark nachliess. Die fazielle Ausbildung des Oberen Plattenkalkes lässt tatsächlich auf relativ ruhige Sedimentationsverhältnisse schliessen. Eine Absenkung des Beckens (Mergelhorizont, Zone der Glaukonit führenden Kalke) oder Änderungen in der Palaeogeographie waren vielleicht die Ursachen für das Abklingen der Wasserbewegungen im Plattenkalkmeer. Ob dieser Umstand zeitlich genau mit der definitiven Schliessung der Schlesischen Pforte zusammenfällt, lässt sich schwer beurteilen; es wäre an sich denkbar, dass die Wasserbewegung mit der Isolierung des germanischen Binnenmeeres geringer geworden wäre.

Thanatocoenosen stellen auch die Schalenpflaster dar, die im Hauptmuschelkalk und in der Lettenkohle hie und da beobachtet werden können. Es handelt sich um Schalen von Lamellibranchiaten und, sehr selten, Ceratiten. Auch Terebratelpflaster finden sich, wobei die Terebrateln stets in zweiklappiger Erhaltungsweise vorliegen, im Gegensatz zu den Lamellibranchiaten, deren Schalenhälften jedoch ausnahmslos mit der Wölbung nach oben eingekippt sind (Fig. 1 u. 2, Taf. III). Auffällig ist, dass die einzelnen Schalen – auch verschiedener Genera – eines Pflasters, deren guter Erhaltungszustand gegen grössere Transportwege spricht, in gewissen Grenzen stets gleiche Grössenordnung zeigen. Natürlich sind auch die Sortierung nach der Grösse und die charakteristische Einkippung strömungsbedingt, wie dies MÜLLER (1950) festhält. Der Autor weist auch auf ähnliche Erscheinungen in rezenten Flachmeeren hin und zitiert Untersuchungsergebnisse aus den Arbeiten von WEIGELT (1920) und JESSEN (1932).

Das Vorkommen von Ceratiten beschränkt sich im Untersuchungsgebiet auf den gleichen Horizont wie das der Pleuromyen, auf die Grenzregion Trochitenkalk/Plattenkalk mit den Mergelniveaux. Diese gegenüber Deutschland reduzierte vertikale Verbreitung der Ceratiten ist nicht zufällig. Ihr Fehlen im Trochiten- und im Oberen Plattenkalk ist sicher nicht primär, wie die Funde im benachbarten Südwestdeutschland zeigen. Selbst im Lebensraum von *Encrinus liliiformis* treten dort immer Ceratiten auf; sie werden aber nur in den zwischen den Kalkbänken eingeschalteten tonreichen Sedimenten gefunden. Dies veranschaulicht, dass eine ausschliesslich karbonatische Fazies, wie sie im Trochiten- und Plattenkalk des Ostjura anzutreffen ist, die Fossilierung der Ceratiten verunmöglichte. Diese Ansicht, von STOLLEY (1934) postuliert, wird auch von WENGER (1957) angedeutet. Die Aragonitschalen der Ceratiten wurden am Meeresgrund aufgelöst, bevor sich die Steinkerne verfestigen konnten. Zur Trochitenkalkzeit mögen auch die starken Wasserbewegungen das ihre zur Zerstörung der Ceratitengehäuse beigetragen haben. Eine Fossilisation war nur möglich, wenn die Gehäuse rasch in tonreiche Absätze eingesedimentiert wurden und so einigermaßen gegen die Einwirkung Aragonit lösender Wässer geschützt waren. Daher kommt es, dass Mergellagen und andere tonreiche Sedimente heute die Ceratitenfundstellen im Hauptmuschelkalk des ganzen Germanischen Beckens darstellen.

Eigentliche Ceratitenpflaster finden sich auch auf den Oberflächen von Kalkbänken, die mit Mergelschichten wechsellagern. Dabei sind jedoch stets die Oberseiten der Gehäuse infolge Auflösung und Strömungseinwirkungen zerstört.

Das Fehlen der Ceratiten im Trigonodusdolomit und in der Lettenkohle des Untersuchungsgebietes ist sehr wahrscheinlich primär. Es ist möglich, dass die Tiere bei erhöhter Mineralisation des Wassers, die durch die Einengung des Meeres bedingt war, keine ihnen günstige Lebensbedingungen mehr vorfanden, während gewisse Lamellibranchier und Gastropoden weniger empfindlich reagierten.

Thanatocoenen besonderer Art sind Bonebedlagen. Als ausgesprochener Leithorizont ist im östlichen Schweizer Jura das Bonebed anzusprechen, das die Grenze zwischen Trigonodusdolomit und Lettenkohle bildet. Aber auch in tieferen Horizonten, wie im Trigonodusdolomit und im obersten Plattenkalk, können lokale Bonebeds beobachtet werden. Die Bildungsbedingungen solcher Absätze sind umstritten. FRANK (1928a) postuliert ein Massensterben der Fauna infolge schlagartig veränderter Lebensbedingungen (Salinität). Dies erklärt aber nicht das fast völlige Fehlen fossiler Reste von schalentragenden Invertebraten in solchen Massengräbern. Es sei auch bemerkt, dass plötzliche Änderungen der Lebensbedingungen wohl in kleinen, zeitweise vom offenen Meer abgeschlossenen Becken denkbar sind. Es gibt aber in verschiedenen geologischen Formationen Bonebedlagen, die über sehr grosse Distanzen verfolgbar sind (z. B. Ludlow-Bonebed). Es erscheint uns deshalb plausibler, Bonebeds als Kondensationshorizonte aufzufassen, indem während längerer Zeit die Sedimentation aussetzte. Darauf deuten auch die Hardgrounds hin, die sich vielfach assoziiert mit Bonebeds beobachten lassen. Die Gründe für einen längeren Sedimentationsunterbruch sind wohl in einem veränderten Chemismus (pH-Erniedrigung) des Wassers zu suchen, was jedoch nicht zu einem Massensterben führte, sondern bloss die Ausfällung von Karbonaten verhinderte. Dies erklärt auch das Fehlen der fossilen Reste von Invertebraten im Bonebed, da deren Schalen nach dem Absterben der Tiere am Meeresgrund aufgelöst wurden. Nicht gelöst aber wurden der Schmelz von Vertebraten-Zähnen und das chitinöse Material von Fischschuppen.

STRATIGRAPHIE

I. LOKALE GLIEDERUNGEN

Zur Beschreibung der in horizontaler und vertikaler Richtung stark wechselnden Schichtfolge des Oberen Muschelkalkes unterteilen wir das Untersuchungsgebiet nach geographischen und geologischen Gesichtspunkten in sechs Teilgebiete. Wir beginnen im SW des Untersuchungsgebietes, im Weissenstein, verfolgen dann die Serie im Faltenjura gegen E bis in die Gegend von Baden und wenden uns darauf dem Tafeljura zu, wo sich der Obere Muschelkalk längs des Rheines zwischen Augst und Waldshut aufgeschlossen findet.

Um den stratigraphischen Teil dieser Arbeit nicht zu überlasten, wurde von einer Detailbeschreibung der aufgenommenen Profile abgesehen. Da Detailprofile jedoch die Grundlage zu jeder stratigraphischen Analyse einer Schichtfolge bilden, haben wir uns entschlossen, sämtliche Profile auf zwei Tafeln (IV und V), die

hinten beigelegt sind, graphisch wiederzugeben. Wir hoffen, mit dieser an sich ungewöhnlichen Darstellungsweise die komplexen, wechselnden Sedimentationsverhältnisse augenfällig dargestellt zu haben. Wir beschränken uns deshalb in den folgenden Beschreibungen darauf, die geographische Lage der einzelnen Profile sowie Mächtigkeit und stratigraphische Stellung der aufgeschlossenen Schichten anzugeben.

1. Weissenstein-Gebiet

Im Scheitel des stellenweise tief erodierten Weissenstein-Gewölbes ist die Trias bis zur Anhydritgruppe aufgeschlossen.

A. Aufschlüsse

- Profil 1 Balmberg 608 125/234 650 (Strassenaufschluss)
 Lettenkohle, 4,70 m aufgeschlossen
 Trigonodusdolomit, 1,60 m aufgeschlossen
 Es folgen, jedoch nicht zusammenhängend aufgeschlossen, noch gegen 10 m Trigonodusdolomit
- Profil 2 Längmatt am Balmberg 608 775/234 650 (Strassenaufschluss)
 Trigonodusdolomit, 8,60 m aufgeschlossen
 Plattenkalk, Gesamtmächtigkeit 14,90 m
 Trochitenkalk, Gesamtmächtigkeit 19,20 m
 Anhydritdolomit, 5,50 m aufgeschlossen
- Profil 3 Lissersbergli, N Günsberg 610 575/235 050 (alte Grube)
 Trigonodusdolomit, 19,60 m aufgeschlossen
 Plattenkalk, 7,50 m aufgeschlossen

B. Gliederung

a) Anhydritdolomit

Die Mächtigkeit dieses Komplexes dürfte etwa 10 m betragen. Die Dolomite der obersten Anhydritgruppe sind dadurch charakterisiert, dass sie stets ausgeprägt gebankt sind. Auffällig ist vor allem die oft sehr dünnplattige Ausbildung, wobei die Dicke der einzelnen Bänke von Bruchteilen von cm bis zu einigen cm variiert. Die einförmige Serie von beigem, weisslich anwitterndem Dolomit wird durch Zwischenlagen von Rauhwacken etwas aufgelockert. Bemerkenswert ist ein 1–1,5 m mächtiger Horizont nahe der Untergrenze des Hauptmuschelkalkes, in dem sich gebänderte, dunkelbraune Silexlagen beobachten lassen. Die Silex sind 0,5–3 cm dick und können Flächen bis zu einem Quadratmeter einnehmen.

b) Trochitenkalk

Der Trochitenkalk wird im Weissenstein-Gebiet 19–20 m mächtig und kann zweigeteilt werden. Über den dünnplattigen Dolomiten der obersten Anhydritgruppe folgen zunächst, absolut konkordant und ohne Anzeichen einer grösseren Sedimentationslücke, 7–8 m grobkörnige, beige, 30–120 cm dick gebankte, lagenweise leicht kalkige Dolomite, die, abgesehen von einigen Exemplaren von *Coenothyris vulgaris* (SCHLOTH.), fossilieer erscheinen. In der oberen Hälfte dieses Dolomitkomplexes schalten sich wieder gebänderte Silex ein, die gleich ausgebildet sind wie jene im obersten Anhydritdolomit. Den Abschluss der Dolomitserie mar-

kiert ein 10 cm starkes Mergelband, worüber der Obere Trochitenkalk in typischer Ausbildung und einer Mächtigkeit von durchschnittlich 12 m folgt: Wechsellagerung von grauen bis grau-braunen Schill- und Trochitenkalken sowie fein- bis grobkörnigen Kalken mit dolomitischen Schlieren und Zwischenlagen. Die Dicke der einzelnen Bänke schwankt, im grossen betrachtet, zwischen 10 und 40 cm. Im mittleren Teil des Abschnittes häufen sich die trochitenreichen Schalen-trümmersedimente, wobei kompakte Lager von Schill-Trochitenkalk bis zu 1,5 m Mächtigkeit beobachtet werden können.

c) Plattenkalk

Der Plattenkalk, atypisch ausgebildet, erreicht eine Mächtigkeit von 15 m. Der Mergelhorizont, der im ganzen Untersuchungsgebiet die Grenze zwischen Trochiten- und Plattenkalk markiert, liegt im Weissenstein-Gebiet unmittelbar über der letzten Trochitenbank und ist durch 10 cm braune, dolomitische Mergel gerade noch angedeutet. Im Hangenden folgen zunächst 80 cm Glaukonit führende Bruchschillkalke, worüber sich die Serie in einer 8 m mächtigen Wechsellagerung von Kalken mit dolomitischen Lagen und Schlieren, dolomitischen Kalken und arenitischen bis kristallinen Bruchschillkalken fortsetzt. Die Dicke der einzelnen Bänke schwankt zwischen 5 und 40 cm.

Den Abschluss des Plattenkalkes bilden 6 m beige, 10–90 cm dick gebankte, dolomitische Kalke bis kalkige Dolomite, die zahlreiche rundliche bis fladenförmige Kalzit-Silexkonkretionen führen.

d) Trigonodusdolomit

Mit dem Wechsel von der stark zur völlig dolomitischen Fazies ist die Grenze zwischen Plattenkalk und Trigonodusdolomit zu ziehen. Da sich dieser Wechsel im Weissenstein-Gebiet kontinuierlich vollzieht, ist die Festlegung der Grenze mit Schwierigkeiten verbunden.

Der Trigonodusdolomit erreicht eine Mächtigkeit von 20–23 m. In der unteren Hälfte der Formation sind vorwiegend körnige, beige Dolomite mit rundlichen Kalzit-Silexkonkretionen zu beobachten. Zwischenlagen von Schill führenden Dolomiten sind keine Seltenheit. Im oberen Teil führen die höckerig und vielfach undeutlich gebankten Dolomite in vermehrtem Masse oft lagig angeordnete, kleinste bis faustgrosse Kalzitdrusen, während Silexknollen und Schillzwischenlagen fehlen.

Die obersten 2–3 m des Trigonodusdolomits bestehen aus gut gebankten, hell-beigen Dolomiten. In diesem Horizont treten als besonderes Merkmal schichtparallel gelagerte, bis 10 cm starke, weisse und schwarze, gebänderte Silexplatten auf.

e) Lettenkohle

Die Grenze zum liegenden Trigonodusdolomit ist markant. Eine braun-schwarze, hämatitisch-limonitische Kruste mit reichem Bonebed und Silexgeröllern des obersten Trigonodusdolomits lässt einen Sedimentationsunterbruch erkennen.

Die Lettenkohle, 5–7 m mächtig, kann zweigeteilt werden. Über dem Grenzbonebed liegen die Estherienschiefer, eine im Weissenstein-Gebiet 2 m starke Folge von schiefrigen, grauen und braunen, stellenweise leicht grünlichen Tönen, die

mit dünnen Dolomitbänken wechsellagern. Die Tone führen, ausser reichlich Zahn- und Schuppenresten, lagenweise die Faziesfossilien *Estheria minuta* (GOLDF.) und *Lingula tenuissima* BRONN.

Der obere Abschnitt der Lettenkohle, der Grenzdolomit, wird 3–5 m mächtig und besteht aus hellbeigen, 5–20 cm dick gebankten Dolomiten. Einzelne Lagen sind durch schichtparallel angeordnete Drusen ausgezeichnet.

Die Grenze Lettenkohle/Gipskeuper konnte im Weissenstein-Gebiet nirgends beobachtet werden.

C. Literaturhinweise

Es sind uns keine früheren Beschreibungen dieses isolierten Vorkommens von Oberem Muschelkalk des Weissenstein-Gebietes bekannt.

2. Überschiebungszone Meltingen—Reigoldswil—Waldenburg

Das aus engen Falten und Schuppen zusammengesetzte Muschelkalk-Band der Überschiebungszone des Falten- auf den Tafeljura entwickelt sich östlich von Meltingen aus der Vorburg-Antiklinale und verbreitert sich nach E immer mehr. Wir verfolgen die Sedimente des Oberen Muschelkalkes von Meltingen gegen Waldenburg zu.

A. Aufschlüsse

- Profil 4 Meltingen 611 400/248 550 (verlassener Steinbruch)
Trigonodusdolomit, 12,70 m aufgeschlossen
Plattenkalk, 2,20 m aufgeschlossen
Nicht durchgehend aufgeschlossen, ist darunter die Schichtfolge bis zum mittleren Trochitenkalk zu beobachten
- Profil 5 Zullwil 612 500/248 775 (Steinbruch)
Lettenkohle, 2,60 m aufgeschlossen
Trigonodusdolomit, Gesamtmächtigkeit 20,00 m
Plattenkalk, Gesamtmächtigkeit 21,90 m
Trochitenkalk, 3,50 m aufgeschlossen
- Profil 6 Hollen, S Bretzwil 615 950/249 050 (Strassenbord)
Plattenkalk, 3,30 m aufgeschlossen
Trochitenkalk, 21,90 m aufgeschlossen
- Profil 7 First, N Lauwil 617 875/249 100 (Steinbruch)
Plattenkalk, 7,70 m aufgeschlossen
Trochitenkalk, 22,70 m aufgeschlossen
- Profil 8 Deigsberg, E Lauwil 618 475/248 975 (verlassene Grube)
Basale Schichten des Gipskeupers
Lettenkohle, Gesamtmächtigkeit 4,50 m
Trigonodusdolomit, 17,45 m aufgeschlossen
- Profil 9 Egg, S Titterten 620 700/249 625 (Grube)
Trigonodusdolomit, 17,80 m aufgeschlossen
Plattenkalk, 1,50 m aufgeschlossen
- Profil 10 S Liedertswil 620 975/248 525 (Bachtobel)
Plattenkalk, 17,90 m aufgeschlossen
Trochitenkalk, Gesamtmächtigkeit 22,70 m
Anhydritdolomit, 1,10 m aufgeschlossen

- Profil 11 Wintenberg, W Oberdorf 622 525/249 025 (Strassenbord)
 Plattenkalk, 16,80 m aufgeschlossen
 Trochitenkalk, 22,10 m aufgeschlossen
- Profil 12 Trummeten, W Oberdorf 622 850/249 500 (Baugrube)
 Basale Schichten des Gipskeupers
 Lettenkohle, Gesamtmächtigkeit 3,60 m
 Trigonodusdolomit, 0,80 m aufgeschlossen
- Profil 13 Edlisberg, Waldenburg 623 525/248 450 (verlassener Steinbruch)
 Plattenkalk, 4,55 m aufgeschlossen
 Trochitenkalk, 24,15 m aufgeschlossen
- Profil 14 Edlisberg, Waldenburg 623 750/248 650 (verlassene Gipsgrube)
 Trochitenkalk, 4,40 m aufgeschlossen
 Anhydritdolomit, Gesamtmächtigkeit 10,10 m
 Hauptanhydritgruppe, ca. 10 m aufgeschlossen
- Profil 15 W Dürrenberg, Ober Hauenstein 623 300/245 500 (Bachrunse)
 Lettenkohle, 3,40 m aufgeschlossen
 Trigonodusdolomit, Gesamtmächtigkeit 19,40 m
 Plattenkalk, Gesamtmächtigkeit 16,00 m
 Trochitenkalk, 24,00 m aufgeschlossen

B. Gliederung

a) Anhydritdolomit

In der verlassenen Gipsgrube E Bad Waldenburg (Profil 14) folgt über fein gebänderten Gipsbänken der Hauptanhydritgruppe ca. 1 m fetter, bituminöser, schwarzer Ton. Im Hangenden setzt dann der 10 m mächtige Anhydritdolomit mit dünn gebankten, tonigen Dolomiten ein. Gegen oben nimmt der Tongehalt ab, während sich Rauhwackebänder und vereinzelte Gipslinsen einschalten. Im mittleren Abschnitt der Serie sind die für den Anhydritdolomit charakteristischen, dunkelbraunen bis schwarzen, gebänderten Silexlagen zu beobachten. Über dem Silexhorizont folgen zunächst 3 m dick gebankte, mittelkörnige, beige Dolomite, in denen eine Lage mit Schalenresten einer arten- und individuenarmen Zwergfauna beobachtet werden konnte. Nebst kleinen Gastropoden konnten *Myophoria curvirostris* SCHLOTH. emend. SEEBACH, *Myophoriopsis gregaria* (MÜNSTER) und ein Fragment einer *Halicyne* (vgl. TRÜMPY, 1957) festgestellt werden. Es handelt sich hier um den ersten Fund von Fossilien im Mittleren Muschelkalk des schweizerischen Jura. Die Fauna ist auf ein 5 cm starkes, rötliches Schichtchen beschränkt und scheint nur ganz lokal entwickelt gewesen zu sein; jedenfalls konnte in den benachbarten Aufschlüssen nichts Entsprechendes beobachtet werden.

Den oberen Abschluss des Anhydritdolomites bilden wieder dünnplattige bis grobschiefrige, hellbeige Dolomite.

b) Trochitenkalk

Der Trochitenkalk ist in einer Mächtigkeit von 23–26 m entwickelt. Mit scharfer Grenze, jedoch ohne Spuren eines längeren Sedimentationsunterbruches, setzt über dem Anhydritdolomit der Untere Trochitenkalk mit dichten bis mittelkörnigen, grau-braunen, 5–40 cm dick gebankten Kalken ein. Encrinitentrümmer fehlen noch vollständig, dünne Schillbänke sind nur lokal entwickelt. 3–5 m über der

Basis des Hauptmuschelkalkes folgt eine 10–40 cm starke Kalkbank, die massenhaft vollständig dolomitisierte Schalen und Schalenteile von *Coenothyris vulgaris* (SCHLOTH.) führt. Dieser Leithorizont, den wir Coenothyrisbank nennen wollen, kann beinahe über das ganze Untersuchungsgebiet verfolgt werden. Als Typuslokalität haben wir den Steinbruch N Benken (Profil 38, Schicht 12) gewählt. Das Leitniveau ist aber, auch im Gebiet zwischen Meltingen und Waldenburg, nicht in allen Profilen festzustellen. Dies ist verständlich, denn in dem durch starke Strömungen bewegten, seichten Meer des Trochitenkalkes kam es immer wieder zu lokaler, submariner Erosion zuvor sedimentierter Absätze.

Mit der Coenothyrisbank setzt der Obere Trochitenkalk ein. Er baut sich auf aus einer 19–22 m mächtigen, nicht gliederbaren Wechsellagerung von Encrinitenkalken, Schill-Trochitenkalken, Bruchschillkalken und fein- bis grobkörnigen Kalken, die vielfach von dolomitischen Schlieren, Frassgängen und Wühlspuren durchzogen sind. Zwischenlagen von dolomitischen Kalken bis kalkigen Dolomiten sind ebenfalls festzustellen. Die Bankung der wechsellagernden Folge ist stets sauber, 5–40 cm dick, wobei sich zwischen den einzelnen Bänken stellenweise dünnste Mergellagen einschalten.

Im obersten Abschnitt des Trochitenkalkes lassen sich Glaukonit führende Bruchschillkalke beobachten; einzelne dieser Bänke können über kurze Distanzen miteinander parallelisiert werden.

c) Plattenkalk

Als Basis des Plattenkalkes kann, wie im übrigen Untersuchungsgebiet, der Mergelhorizont aufgefasst werden. In der Gegend von Meltingen bis Waldenburg finden wir eine einzelne, 10–40 cm starke Mergellage, aus der in jedem Aufschluss die charakteristischen Faziesfossilien *Pleuromya musculoides* (SCHLOTH.) und *P. elongata* (SCHLOTH.) geborgen werden können.

Die Mächtigkeit des Plattenkalkes nimmt von W (Zullwil 22 m) gegen E (Ober Hauenstein 15 m) ab. Diese Reduktion ist einerseits durch das Tiefergreifen der Fazies des Trigonodusdolomites und anderseits auch durch eine tatsächliche Mächtigkeitsabnahme bedingt.

Die Folge des Plattenkalkes kann nicht detailliert gegliedert werden; wir können nur einen langsamen, kontinuierlichen Wechsel in der Ausbildung der Sedimente mit zunehmender stratigraphischer Höhe feststellen. In den basalen Schichten, im 3–7,5 m mächtigen Unteren Plattenkalk, treten noch immer Bruchschillkalke auf, die teilweise Glaukonit führen. Auch *Encrinus liliiformis* hält sich noch im untersten Plattenkalk, an einzelnen Lokalitäten bis 3,5 m über den Mergelhorizont. Assoziiert mit den letzten Trochitenkalken treten vielfach wieder Halbschillkalke mit dolomitisierten Schalenresten auf, in ähnlicher Ausbildung wie die Coenothyrisbank.

Im Oberen Plattenkalk treten die Schillkalke immer mehr zurück, während sich in zunehmendem Masse mehr oder weniger stark dolomitisierte Kalke einschalten. Einlagerungen von Paketen dünnebankter Kalke mit regelmässigen, dolomitischen Fugen lassen Anklänge an die typische Plattenkalkfazies, welche im Aargauer und Basler Tafeljura auftritt, erkennen. Silexkonkretionen, wie wir sie aus dem Plattenkalk des Weissenstein-Gebietes beschrieben haben, sind in den

entsprechenden Schichten im Raume Meltingen–Waldenburg nur vereinzelt anzutreffen.

d) Trigonodusdolomit

Die Untergrenze des Trigonodusdolomits, markiert durch den Einsatz des für diese Formation typischen, undeutlich und höckerig gebankten Dolomits mit den Kalzitdrusen, ist eine reine Faziesgrenze und kann nur über kurze Distanzen als synchron angesehen werden.

Die Mächtigkeit der Serie beträgt im Gebiet Meltingen–Waldenburg und am Ober Hauenstein 19–21 m. Bei Titterten (Profil 9) finden sich in den untersten 3 m des Trigonodusdolomits vollständig dolomitisierte Oolithe, die als westlichste Ausläufer des später zu besprechenden Eptinger Ooliths betrachtet werden können. Abgesehen von diesen oolithischen Partien sind die unteren 15 m des Trigonodusdolomits überall gleichförmig ausgebildet: beigefarbiger, mittel- bis grobkörniger, beim Anschlagen bituminös riechender Dolomit mit Kalzitdrusen. Hin und wieder sind Einlagerungen von unregelmässigen Rauhackebändern zu beobachten. Ausgeprägte Schichtfugen, die sich in Abständen von 0,5–3 m folgen, lassen zeitweiliges Aussetzen der Sedimentation erkennen.

Im oberen Teil der Serie, 4–5 m unter der Obergrenze, kann am Ober Hauenstein (Profil 15) eine ca. 1 m mächtige Bank eines Schill führenden Dolomits beobachtet werden. Weiter nördlich und westlich, im Raume Meltingen–Waldenburg, ist dieses Niveau nicht entwickelt.

Die obersten 3–5 m des Trigonodusdolomits setzen sich aus beigen, gut gebankten Dolomiten zusammen, die massenhaft gebänderte, graue Silexlagen enthalten. Dieser Horizont mit den Silexbändern stellt ein zuverlässiges Leitniveau dar, das im obersten Trigonodusdolomit des Faltenjura vom Weissenstein bis zur Staffelegg verfolgt werden kann.

e) Lettenkohle

Die Grenze zwischen Trigonodusdolomit und Lettenkohle ist stets scharf und wird durch eine eisenhaltige Schwarte mit reichem Bonebed gebildet.

Die Lettenkohle wird 3,5–4,5 m mächtig. Über dem Hardground folgen zunächst die Estherienschiefer, 0,5–2,5 m stark entwickelt, die aus einer Folge von schwarzen bis bräunlichen, schiefrigen Tonen und dünn gebankten, beigen Dolomiten bestehen. Zwischenlagen von dünnen Rauhackebändern sind ebenfalls zu beobachten. Die Estherienschiefer führen reichlich Zähne und Fischschuppen, in einzelnen Schichten auch *Estheria minuta* (GOLDF.) und *Lingula tenuissima* BRONN.

Der Abschluss der Formation des Oberen Muschelkalkes wird durch den 1–4 m mächtigen Grenzdolomit gebildet. Er setzt mit feinkörnigen, sehr selten feinspätigen, gut gebankten Dolomiten ein, die vielfach schwarze Dendriten auf Klüftungs- und Schichtflächen zeigen. Gegen den Gipskeuper zu werden die Dolomite durch Rauhacken ersetzt.

Bei Lauwil (Profil 8) und Oberdorf (Profil 12) konnte die Grenze zum hangenden Gipskeuper beobachtet werden. Über den Rauhackelagen des obersten Grenzdolomits folgt, ohne Anzeichen eines Hiatus, eine feinschichtige Wechsellagerung

von grünen Tonen, grauen bis grünen, feinsandigen Schiefertönen und beigen, dolomitischen Steinmergeln.

C. Literaturhinweise

DELHAES und GERTH (1912) geben eine sehr summarische Beschreibung des Oberen Muschelkalkes in der Umgebung von Reigoldswil. Noch kürzer fasst sich LEHNER (1920), der sich im wesentlichen mit dem Hinweis begnügt, dass die Ausbildung des Oberen Muschelkalkes der weiter östlich festgestellten entspricht und auf MÜHLBERG, CELLIERS, MANDY und VILLIERS verweist. Auch BUXTORF und CHRIST (1936) sowie noch HAUBER (1960) stützen sich bei ihren kurzen Beschreibungen der Formation vorwiegend auf die um die Jahrhundertwende veröffentlichten Schriften MÜHLBERGS.

3. Hauenstein—Staffelegg-Gebiet (Eptingen—Läufelfingen—Kienberg—Benken—Densbüren)

Der Obere Muschelkalk findet sich aufgeschlossen in der komplexen Falten- und Schuppenzone des Überschiebungsbereichs des Kettenjura auf den Tafeljura. Der Kern der Antiklinale Leutschenberg–Balmis–Friedheim–Sägel bildet ein südlicheres Muschelkalkband.

A. Aufschlüsse

- Profil 16 Stamborg, S Eptingen 628 625/248 025 (Bachanschnitt)
Lettenkohle, 4,50 m aufgeschlossen
Trigonodusdolomit, Gesamtmächtigkeit 22,40 m
Plattenkalk, 5,90 m aufgeschlossen
- Profil 17 Chürzi, S Eptingen 629 225/247 650 (Strassenaufschluss)
Trigonodusdolomit, 2,20 m aufgeschlossen
Plattenkalk, Gesamtmächtigkeit 13,60 m
Trochitenkalk, 21,90 m aufgeschlossen
- Profil 18 Pt. 647, S Eptingen 629 175/247 900 (Strassenaufschluss)
Trigonodusdolomit, 14,55 m aufgeschlossen
Plattenkalk, 9,90 m aufgeschlossen
- Profil 19 Gsiegggraben⁷⁾, S Läufelfingen 631 675/248 350 (Bachtobel)
Trochitenkalk, 10,40 m aufgeschlossen
Anhydritdolomit, 3,00 m aufgeschlossen
- Profil 20 Gsiegggraben⁷⁾, S Läufelfingen 631 675/248 175 (Bachtobel)
Plattenkalk, 11,40 m aufgeschlossen
Trochitenkalk, 23,00 m aufgeschlossen
- Profil 21 Gsiegggraben⁷⁾, S Läufelfingen 631 700/248 425 (Bachtobel)
Lettenkohle, 0,20 m aufgeschlossen
Trigonodusdolomit, Gesamtmächtigkeit 20,80 m
Plattenkalk, 4,00 m aufgeschlossen
- Profil 22 Unter Hauenstein 632 400/248 275 (Strassenaufschluss)
Plattenkalk, 11,50 m aufgeschlossen
Trochitenkalk, 22,70 m aufgeschlossen

⁷⁾ Die Benennung Gsiegggraben ist dem top. Atlas d. Schweiz, 1:25000 entnommen.

- Profil 23 Pflingsterlenacher, NE Wisen 634 550/249 950 (Steinbruch)
Plattenkalk, 4,60 m aufgeschlossen
Trochitenkalk, 15,80 m aufgeschlossen
- Profil 24 Wissbrunn, SE Zeglingen 636 250/251 300 (Gipsgrube)
Trigonodusdolomit, 7,00 m aufgeschlossen
Plattenkalk, Gesamtmächtigkeit 16,90 m
Trochitenkalk, Gesamtmächtigkeit 21,40 m
Anhydritdolomit, Gesamtmächtigkeit 9,60 m
Hauptanhydritgruppe, ca. 40 m aufgeschlossen
- Profil 25 Leutschenberg (Westfuss) 636 950/251 250 (Strassenaufschluss)
Plattenkalk, 7,80 m aufgeschlossen
Trochitenkalk, Gesamtmächtigkeit 21,40 m
Anhydritdolomit, 8,20 m aufgeschlossen
- Profil 26 Weid, W Schafmatt 637 450/252 175 (Strassenaufschluss) —
Trochitenkalk, 5,90 m aufgeschlossen
Anhydritdolomit, 10,10 m aufgeschlossen
- Profil 27 Bachtobel NNW Rohr 638 725/251 500 (verlassener Steinbruch)
Plattenkalk, 4,60 m aufgeschlossen
Trochitenkalk, 7,70 m aufgeschlossen
- Profil 28 Bachtobel NNW Rohr 638 675/251 475 (Grube)
Trigonodusdolomit, 17,40 m aufgeschlossen
- Profil 29 Kienberg 640 000/254 125 (verlassener Steinbruch)
Trochitenkalk, 12,00 m aufgeschlossen
Anhydritdolomit, 11,30 m aufgeschlossen
- Profil 30 NW Salhöf 640 710/253 860 (Steinbruch)
Plattenkalk, 10,30 m aufgeschlossen
Trochitenkalk, Gesamtmächtigkeit 22,10 m
Anhydritdolomit, 3,00 m aufgeschlossen
- Profil 31 NW Salhöf 640 800/253 820 (Strassenbord)
Lettenkohle, 2,40 m aufgeschlossen
Trigonodusdolomit, 6,30 m aufgeschlossen
- Profil 32 N Salhöf 640 980/253 890 (verlassene Grube)
Trigonodusdolomit, ca. 20 m, nur unzusammenhängend aufgeschlossen
Trigonodusdolomit, 1,80 m aufgeschlossen
Plattenkalk, 3,40 m aufgeschlossen
- Profil 33 Burg, Pt. 744,6 641 675/255 075 (Strassenaufschluss)
Trigonodusdolomit, 3,70 m aufgeschlossen
Plattenkalk, Gesamtmächtigkeit 12,90 m
Trochitenkalk, 17,00 m aufgeschlossen
- Profil 34 NW Friedheim 641 775/252 250 (Strassenaufschluss)
Trigonodusdolomit, 8,30 m aufgeschlossen
Plattenkalk, 5,80 m aufgeschlossen
- Profil 35 Ramsflue 642 390/252 340 (natürlicher Anriss)
Trochitenkalk, 11,30 m aufgeschlossen
Anhydritdolomit, ca. 7 m aufgeschlossen
- Profil 36 NW Einolte 642 280/254 240 (natürlicher Anriss)
Trigonodusdolomit, ca. 12 m aufgeschlossen
Plattenkalk, 5,70 m aufgeschlossen
- Profil 37 NE Pilgerhöf 642 960/254 020 (Bachtobel)
Plattenkalk, 7,80 m aufgeschlossen
Trochitenkalk, 16,30 m aufgeschlossen

- Profil 38 N Benken 644 100/255 090 (verlassener Steinbruch)
Trochitenkalk, 14,50 m aufgeschlossen
Anhydritdolomit, 1,50 m aufgeschlossen
- Profil 39 Bänkerjoch 644 375/253 900 (kleine Grube)
Trigonodusdolomit, 1,90 m aufgeschlossen
Plattenkalk, 0,50 m aufgeschlossen
- Profil 40 Riepel, SE Bänkerjoch 645 125/253 750 (Gipsgrube)
Plattenkalk, 13,60 m aufgeschlossen
Trochitenkalk, 1,60 m aufgeschlossen
- Profil 41 Rohregg, W Asp 645 500/255 060 (kleine Grube)
Lettenkohle, 3,30 m aufgeschlossen
- Profil 42 Üselmatt, NE Asp 646 425/255 200 (Steinbruch)
Plattenkalk, 4,40 m aufgeschlossen
Trochitenkalk, Gesamtmächtigkeit 23,40 m
Anhydritdolomit, 1,50 m aufgeschlossen

B. Gliederung

a) Anhydritdolomit

Die Dolomite des obersten Mittleren Muschelkalkes erweisen sich im ganzen Untersuchungsgebiet bezüglich Mächtigkeit und Ausbildung als äusserst beständiges Schichtglied.

Über der Hauptanhydritgruppe folgen 10 m (Profil 24) bis 12 m (Profil 29) gut und meist dünnplattig gebankte, beige Dolomite, die im Hauenstein–Stafellegg-Gebiet absolut fossilifer sind. Einlagerungen von Rauhwackebändern und mehr tonige Dolomite im basalen Teil der Serie lockern die Einförmigkeit des Anhydritdolomits etwas auf. Die schon vorgängig beschriebenen, dunkelbraunen bis schwarzen Silex sind in der Regel auf einen 3–6 m mächtigen, mittleren Teil der Schichtgruppe beschränkt, während sie bei Zeglingen (Profil 24) von der Basis der Serie bis knapp unter die Obergrenze durchgehen. Die Dolomitbänke im unmittelbaren Liegenden des Trochitenkalkes erscheinen oft leicht rosa gefärbt.

b) Trochitenkalk

Der Trochitenkalk erreicht eine Mächtigkeit von 21–24 m. Während westlich von Zeglingen der Anhydritdolomit direkt von fein- bis grobkörnigen Kalken ohne Trochiten und Schill überlagert wird, lässt sich von Zeglingen nach E, verfolgbar bis ins Stafellegg-Gebiet, als Basis des Unteren Trochitenkalkes eine 0,2–1,5 m starke Lage von Schill-Trochitenkalk beobachten. Diese Basale Trochitenbank (Typuslokalität: Weid, W Schafmatt, Profil 26, Schichten 13–15), die ebenfalls konkordant den Dolomit der obersten Anhydritgruppe überlagert, stellt wohl einen regionalen, südlichen Ausläufer des längs des Rheins verfolgbar Basalooliths in etwas anderer Ausbildung dar.

Im Hangenden der Basalen Trochitenbank oder, wo diese nicht entwickelt ist, direkt über dem Anhydritdolomit, folgen 4,5–9,5 m feinkörnige bis körnige, 10–50 cm dick gebankte Kalke, die nur geringe Mengen organogenen Detritus enthalten. Dünnste Mergellagen trennen vielfach die einzelnen Bänke und lassen die Schichtfugen deutlich hervortreten.

Der Obere Trochitenkalk setzt, wie im ganzen Untersuchungsgebiet, mit dem Leithorizont der *Coenothyris*bank ein. Es folgt eine 14–17 m mächtige Wechsellagerung von Bruchschillkalken, die in wechselnden Mengen Encrinitenreste führen, feinkörnigen bis grobkörnig-arenitischen Kalken, bankweise mit Dolomitierungserscheinungen, und dolomitischen Kalken bis kalkigen Dolomiten. Der prozentuale Anteil der eigentlichen Trochitenkalke am Aufbau der Schichtfolge ist im Hauenstein–Stafellegg-Gebiet nur wenig geringer als weiter westlich, im Raume Meltingen–Waldenburg.

Rundliche und wulstige Kalzit-Silexkonkretionen, die vielfach einen sekundär wieder entsilifizierten, kreidigen, weissen Kern zeigen, sind im mittleren Teil der Serie stellenweise häufig, besonders in der Gegend zwischen Salhöf und Benken.

Im obersten Teil der Formation schalten sich die für die Grenzzone Trochitenkalk/Plattenkalk leitenden Glaukonit führenden Bruchschillkalke und Calcarenite ein.

c) Plattenkalk

Der Mergelhorizont (Typuslokalität: NW Salhöf, Profil 30, Schichten 77–87), mit dessen Auftreten wir die Untergrenze des Plattenkalkes definiert haben, besteht im Hauenstein–Stafellegg-Gebiet aus einem bis mehreren, 5–30 cm starken Bändern von braunen Mergeln, die neben Pleuromyen und Hoernesien gelegentlich auch Ceratiten führen. Auf Salhöf (Profil 30) und NE Pilgerhöf (Profil 37) konnten aus diesem Niveau einige Bruchstücke von *Acanthoceras compressus* PHIL. geborgen werden.

Der Plattenkalk, 13–17 m mächtig, ist ähnlich ausgebildet wie im Raume Meltingen–Waldenburg. Wir trennen auch hier einen Unteren Plattenkalk ab, der 5–8 m mächtig wird und sich lithologisch noch eng an den liegenden Trochitenkalk anschliesst. Im Oberen Plattenkalk treten die Schillkalke stark zurück, und wir können eine Folge von leicht bis völlig dolomitisierten Kalken beobachten, die stellenweise zahlreiche die schon oft erwähnten, rundlichen Kalzit-Silexkonkretionen führen. Abweichend von der sonst üblichen Ausbildung der Serie im Faltenjura, ist im Gebiet von Eptingen der oberste Plattenkalk als Komplex von dünnplattig gebankten Kalken mit regelmässigen, dolomitischen Zwischenlagen entwickelt.

Die oolithische Fazies des unteren *Trigonodusdolomites* greift im Raum zwischen Zeglingen und der Stafellegg bis in den obersten Plattenkalk hinunter. Infolge der starken Dolomitisierung ist die primäre Struktur der Sedimente nur mehr im Dünnschliff zu erkennen. Interessant sind die auf Seite 154 beschriebenen Silexknollen, die sich in diesen Schichten finden (Fig. 5, Taf. II). Das Niveau mit diesen spezifischen Konkretionen stellt im obersten Plattenkalk einen gut verfolg-
baren, 0,3–2 m mächtigen Leithorizont dar, der im Faltenjura von Zeglingen bis zum Bänkerjoch durchzuziehen scheint (Profile 24, 32, 33, 34, 36, 39).

d) *Trigonodusdolomit*

Mit dem Einsatz der völlig dolomitischen Fazies haben wir die Grenze zum liegenden Plattenkalk gezogen. Der 20–23 m mächtige *Trigonodusdolomit* lässt sich in drei Abschnitte gliedern. Als tiefster Komplex sind zunächst 3–8 m mittel-

bis grobkörnige, beige, poröse Dolomite zu beobachten, die oolithisch ausgebildet sind. Die umkristallisierten Ooide finden sich, nur lose miteinander verkittet, in Nestern angereichert oder in scharf begrenzten Bänken, die mit nicht oolithischen, grobkörnigen Dolomiten wechsellagern. Es kann also kaum von einem geschlossenen Oolith-Komplex gesprochen werden.

Die oolithische Fazies des basalen Trigonodusdolomites setzt im W in der Gegend von Liedertswil und Titterten ein und kann gegen E bis ins Staffelegg-Gebiet verfolgt werden. Wir bezeichnen diesen Schichtkomplex als Eptinger Oolith, da er in der Gegend von Eptingen (Typuslokalität: Stamborg, Profil 16, Schichten 8–14) besonders schön und bis 8 m mächtig entwickelt ist.

Bemerkenswert bei der allgemeinen Fossilarmut des unteren Trigonodusdolomites ist ein Fund von *Coenothyris vulgaris* (SCHLOTH.) aus den basalen Schichten der Serie (Profil 39, Schicht 4). Es handelt sich um eine eher kleine Form, beinahe rund, mit schwach überbogenem Wirbel, kleinem Stielloch und flacher Wölbung. Das Vorkommen von Terebrateln im Trigonodusdolomit ist sehr selten.

Im Hangenden des Eptinger Ooliths folgen 13–16 m beige, poröse, fein- bis mittelkörnige Dolomite, in denen massenhaft weisse bis leicht violett gefärbte Kalzitdrusen zu beobachten sind. Die Bankung des Komplexes ist nicht sehr ausgeprägt, und die höckerigen Schichtflächen sind vielfach mit einer bräunlichen bis schwarzen Tönhaut überzogen. Die Einförmigkeit der Serie wird stellenweise durch Einlagerungen von Rauhwackebändern und, im obersten Teil, durch Halbschill-Lagen unterbrochen, die eine artenarme Fauna führen:

Bakevella costata (SCHLOTHEIM)

Mytilus? gibbus ALBERTI

Trigonodus sandbergeri ALBERTI

Myophoria laevigata ALBERTI

Myophoria goldfussi ALBERTI

Myophoriopsis cf. incrassata (MÜNSTER)

Worthenia alemannica HERB

kleine, unbestimmbare Gastropoden

Den oberen Abschluss des Trigonodusdolomites bilden 1,5–4 m gut gebankte bis dünnplattige Dolomite, die schichtparallel gelagerte, gebänderte, weisse und schwarze Silexlagen enthalten.

e) Lettenkohle

Das Bonebed, das die Untergrenze der Lettenkohle markiert, ist überall deutlich entwickelt. Die Estherienschiefer, die 0,4–1 m mächtig werden, zeigen die im östlichen Faltenjura übliche Ausbildung.

Der Grenzdolomit, der in seiner Mächtigkeit zwischen 2 und 4 m schwankt, besteht aus einer Folge von gut gebankten, zum Teil tonigen, hellbeigen Dolomiten, dünnen Tonzwischenlagen und Rauhwackebändern. Auf Salhöf (Profil 31) ist der ganze Grenzdolomit als Rauhwacke entwickelt, während 5 km weiter östlich, bei Asp (Profil 41), Rauhwacken nur im unmittelbaren Liegenden des Gipskeupers zu beobachten sind. Die unteren Schichten des Grenzdolomits, die mit einem Bonebed über den Estherienschiefern einsetzen, führen dort in einzelnen Bänken

eine Lamellibranchierfauna mit kalzitisch erhaltenen Schalen. Bei den auftretenden Muscheln handelt es sich um Muschelkalkformen, zum Teil aber um sehr grosse Exemplare (Fig. 1, Taf. II):

Lima striata (SCHLOTHEIM)
Hoernesia socialis (SCHLOTHEIM)
Myophoria intermedia SCHAUROTH
Myophoria goldfussi ALBERTI

Die Grenze zum hangenden Gipskeuper lässt sich am Einsetzen von farbigen Tonen und siltigen Schiefertönen erkennen, die mit dünnen Steinmergel- und Rauhwackebändern wechsellagern.

C. Literaturhinweise

Eine brauchbare Stratigraphie des Oberen Muschelkalkes im Gebiet Waldenburg–Hauenstein–Staffelegg hat um die Jahrhundertwende F. MÜHLBERG (1889, 1901, 1908, 1915) ausgearbeitet (siehe S.143). Seine Beobachtungen kehren, mit wenigen Ergänzungen, in den lokalen, mehr die Tektonik berücksichtigenden Arbeiten kontemporärer und späterer Autoren immer wieder. Wir erwähnen CELLIERS (1907), MANDY (1907) und VILLIERS (1907), die in der Überschiebungszone des Faltenjura auf den Tafeljura zwischen Waldenburg und Unterem Hauenstein gearbeitet haben. Noch THORNBURG (1925), der sich die Aufgabe gestellt hatte, die komplexe Verschuppung des Hauptmuschelkalkes im Gebiet Läuelfingen–Unter Hauenstein zu analysieren, schreibt: «Auf die allgemeinen stratigraphischen Verhältnisse näher einzutreten, liegt kein Grund vor; MÜHLBERGS Erläuterungen zur Hauensteinkarte enthalten alles Wesentliche.» Auch HAUBER (1960) stützt sich bei seiner kurzen Beschreibung des Muschelkalkes im Gebiet Reigoldswil–Eptingen vornehmlich auf die Arbeiten von MÜHLBERG.

4. Gebiet Schinznach–Schämbelen–Baden

Die Überschiebungszone des Falten- auf den Tafeljura, die sich vorwiegend aus aufgestauten und verschuppten Komplexen des Mittleren und Oberen Muschelkalkes zusammensetzt, lässt sich östlich von Densbüren noch bis nach Schinznach verfolgen und vereinfacht sich dann zu einer Antiklinale, deren Muschelkalkkern längs der Achse Habsburg–Hausen–Schämbelen–Baden aufgeschlossen ist. Die Antiklinale, in deren Kern nur noch der Keuper sichtbar ist, setzt sich weiter nach E in der Lägern fort. Ein südlicheres Muschelkalkband zweigt östlich von Densbüren von der Überschiebungszone ab und lässt sich als Kern einer Antiklinale, deren Nordschenkel überfahren wurde, bis nach Schinznach-Dorf verfolgen.

A. Aufschlüsse

Profil 43 W Schinznach-Dorf 652200/255325 (Strassenaufschluss)
 Plattenkalk, 2,10 m aufgeschlossen
 Trochitenkalk, 19,40 m aufgeschlossen

Profil 44 Bözhalden, N Bahnlinie 653125/256550 (verlassener Steinbruch)
 Plattenkalk, 13,70 m aufgeschlossen

- Profil 45 Schinznach-Bad 655000/256725 (Bahneinschnitt)
 Trigonodusdolomit, 3,40 m aufgeschlossen
 Plattenkalk, Gesamtmächtigkeit 17,20 m
 Trochitenkalk, Gesamtmächtigkeit 23,90 m
 Anhydritdolomit, 4,50 m aufgeschlossen
- Profil 46 Hausen 658575/257200 (verlassener Steinbruch)
 Trochitenkalk, 18,70 m aufgeschlossen
- Profil 47 Schämbelen, NW Birmenstorf 659450/257200 (verlassener Steinbruch)
 Plattenkalk, 14,70 m aufgeschlossen
 Trochitenkalk, 16,90 m aufgeschlossen
- Profil 48 Schämbelen, NW Birmenstorf 659350/257150 (natürlicher Anriss)
 Basale Schichten des Gipskeupers
 Lettenkohle, Gesamtmächtigkeit 6,20 m
 Trigonodusdolomit, 1,20 m aufgeschlossen
- Profil 49 Brunnacher, SE Gebenstorf 661375/258550 (verlassener Steinbruch)
 Trigonodusdolomit, 3,50 m aufgeschlossen
 Plattenkalk, Gesamtmächtigkeit 15,70 m
 Trochitenkalk, 23,00 m aufgeschlossen
- Profil 50 Hägeler, W Baden 663225/258975 (Bachtobel)
 Basale Schichten des Gipskeupers
 Lettenkohle, Gesamtmächtigkeit 2,90 m
 Trigonodusdolomit, Gesamtmächtigkeit 23,00 m
 Plattenkalk, 11,90 m aufgeschlossen

B. Gliederung

a) Anhydritdolomit

Wie in verschiedenen kleinen Aufschlüssen beobachtet werden konnte, ist der Anhydritdolomit auch im Gebiet zwischen Schinznach und Baden in üblicher Ausbildung entwickelt: dünnplattig gebankte, mittelkörnige, beige, fossililere Dolomite, die lagenweise gebänderte Silex führen. Einschaltungen von dünnen Rauwackebändern sind ebenfalls festzustellen. Die Mächtigkeit der Serie dürfte 10 m nicht übersteigen; N der Habsburg konnten 8 m gemessen werden.

b) Trochitenkalk

Der Trochitenkalk, 24 m mächtig, überlagert konkordant den Anhydritdolomit. Der Untere Trochitenkalk wird gebildet durch 8–9,5 m gut gebankte, zum Teil dolomitisierte Kalke mit dünnsten Mergelzwischenlagen. Organogener Detritus fehlt fast völlig. Der Obere Trochitenkalk setzt mit der Coenothyrisbank ein, die in einzelnen Profilen sehr schön entwickelt ist, stellenweise aber auch fehlen kann. Es folgt eine 14–16 m mächtige Wechsellagerung von Bruchschillkalen, die in wechselnden Mengen Encrinitenreste führen, mehr oder weniger stark dolomitisierten Kalken und kalkigen Dolomiten. Der prozentuale Anteil der Trochiten- und Schillkalke am Aufbau der Schichtfolge ist dabei gegenüber westlicheren Teilen des Faltenjura wesentlich geringer. Bemerkenswert ist ferner die starke, sekundäre Dolomitisierung des Trochitenkalkes, die sich in östlicher Richtung rasch intensiviert. Bei Schinznach-Bad (Profil 45), noch deutlicher an der Schämbelen (Profil 47) und bei Gebenstorf, schalten sich mächtige Komplexe

von grobkörnigen, porösen, beigen, dolomitischen Kalken und Dolomiten zwischen den eher spärlich vorhandenen Schill- und Trochitenbänken ein, die ihrerseits selbst vielfach dolomitisiert worden sind.

Im obersten Abschnitt des Trochitenkalkes sind dünne Mergelzwischenlagen und Glaukonit führende, teilweise dolomitisierte Bruchschillkalke und Calcarenite zu beobachten.

c) Plattenkalk

Der Mergelhorizont des basalen Plattenkalkes findet sich bei Schinznach-Dorf (Profil 43) noch typisch ausgebildet, wo auch 5 Exemplare von *Ceratiles* (*Acanthoceratiles*) *compressus* PHIL. gefunden werden konnten. Weiter östlich ist das Mergelniveau kaum mehr entwickelt. Die Zone der Glaukonit führenden Kalke und das Verschwinden von *Encrinus liliiformis* LAM. erlaubt aber dennoch, die Grenze Trochitenkalk/Plattenkalk festzulegen.

Der untere Teil (3–6 m) des total 16–17 m mächtigen Plattenkalkes besteht aus einer Wechsellagerung von teilweise Glaukonit führenden, mehr oder weniger stark dolomitisierten Bruchschillkalken und beigen, grobkörnigen, dolomitischen Kalken bis kalkigen Dolomiten.

Im Oberen Plattenkalk treten die Schillsedimente fast ganz zurück, während dolomitische Kalke und Dolomite dominieren, die in der Gegend um Schinznach in dicken, teilweise bis 2 m mächtigen Bänken auftreten und wulstige bis runde Kalzit-Silexkonkretionen führen. Im SE-Zipfel des Untersuchungsgebietes (Profile 47, 49, 50) fehlen diese Konkretionen wieder, und der 11–14 m mächtige Obere Plattenkalk ist als Folge von 10–30 cm dick gebankten, grobkörnigen, porösen Dolomiten und stark dolomitischen Kalken, die durch schichtparallel angeordnete Reihen von Löchern und Kalzitdrusen ausgezeichnet sind, entwickelt. Vereinzelt eingestreute Halbschillbänke enthalten zuweilen noch bestimm-
bare Fossilien:

Coenothyris vulgaris (SCHLOTHEIM)
Hoernesia socialis (SCHLOTHEIM)
Lima striata (SCHLOTHEIM)
Entolium discites (SCHLOTHEIM)
Myoconcha laevis PHILIPPI
Enantiostreon difforme (SCHLOTHEIM)
Myophoria intermedia SCHAUROTH
Pemphix sueuri DESMAREST

Da der ganze Plattenkalk im Raume Brugg–Baden in fast völlig dolomitischer Fazies entwickelt ist, ist es nicht einfach, eine Grenze gegen den Trigonodusdolomit zu definieren. Wir ziehen die Trennungslinie mit den Auftreten der letzten Schillbänder und dem Einsetzen von undeutlich und höckerig gebankten Dolomiten. Es sei aber darauf hingewiesen, dass man aus Gründen der lithologischen Ausbildung den Trigonodusdolomit auch mit der Oberkante des Unteren Plattenkalkes einsetzen lassen könnte (vgl. Fig. 5, S. 212).

d) Trigonodusdolomit

Der 20–23 m mächtige Trigonodusdolomit setzt an der Basis mit vielfach höckerig und undeutlich gebankten, grobkörnigen, beigen, leicht verwitternden

Dolomiten ein, die systemlos im Gestein verteilte Kalzitdrusen und teilweise auch rundliche Kalzit-Silexkonkretionen führen. Die Schichtflächen sind zum Teil mit schwarzen und braunen Tonhäuten überzogen.

In höheren Schichten der Serie schalten sich häufig unregelmässig begrenzte Bänke und Linsen von Rauhwacke ein, und im obersten Abschnitt sind lokal Schalenrümmer führende, rötlich gefärbte Dolomite anzutreffen, mit:

Bakevella costata (SCHLOTHEIM)

Entolium discites (SCHLOTHEIM)

Myophoria germanica HOHENSTEIN

Myophoria goldfussi ALBERTI

e) Lettenkohle

Die 3–6 m mächtige Lettenkohle setzt auch im östlichsten Faltenjura mit dem Grenzbenedictin bedeckt ein. Als untere Abteilung folgen zunächst die Estherien-schiefer, 1–1,5 m mächtig, die aus dunkelgrauen, braunen und hellgrünen, schiefrigen Tonen bestehen, die, neben Fischschuppen und Zahnresten, lagenweise *Estheria minuta* (GOLDFUSS) führen. Die einzelnen Tonplättchen sind oft durch limonitische Krusten miteinander verbacken. Als Einschaltungen sind Dolomitbänke mit *Myophoria goldfussi* ALBERTI zu beobachten.

Im Grenzdolomit, der 1,5–5 m mächtig wird, treten tonreiche Sedimente fast vollständig zurück. Als Hangendes der Estherienschiefer folgen zunächst beige, fein- bis mittelkörnige, gut gebankte Dolomite, die vielfach schwarze Dendriten auf Bankungs- und Kluftflächen zeigen. Den oberen Abschluss des Schichtgliedes bilden dicke, unregelmässige Rauhwackelagen, deren Kalzitnetzwerk neben Dolomitbrocken auch Paketchen von grünem Ton umschliesst.

Die Lettenkohle wird überlagert von grauen und grünen, selten rötlichen, siltigen Tonen, die dem untersten Gipskeuper zuzuordnen sind.

C. Literaturhinweise

Der Obere Muschelkalk im Raume Schinznach–Baden erfuhr durch F. MÜHLBERG (1902, 1905) eine kurze Beschreibung. Dass die Mächtigkeitsangaben betreffend den Hauptmuschelkalk (im Sinne MÜHLBERGS = Trochitenkalk + Plattenkalk) dabei um etliches tiefer als die tatsächlichen Werte sind, mag daher kommen, dass der Autor die starke Dolomitisierung des Plattenkalkes nicht erkannte und diese Serie teilweise mit höheren Teilen der Schichtfolge verwechselte. Dagegen gibt MÜHLBERG die Mächtigkeit der Lettenkohle mit 7–14 m zu hoch an, weil er, durch die schlechten Aufschlüsse westlich Baden irreführt, die Rauhwacken, die hier im obersten Trigonodusdolomit häufig auftreten, offensichtlich der Lettenkohle zuordnete.

SENFLEBEN (1923) beobachtete südlich der Kappelerhöfe (entspricht unserem Profil 50) richtig die starke Dolomitisierung des oberen Trochitenkalkes und des Plattenkalkes. Der Autor kannte aber wahrscheinlich die sonst übliche fazielle Entwicklung dieser Schichtfolge im Ostjura zu wenig, um auf die Besonderheit ihrer Ausbildung im Raume Brugg–Baden aufmerksam zu werden.

5. Westlicher Teil des Tafeljura (Basel – Frick)

Der südliche Sedimentmantel des Schwarzwaldmassivs zeigt ein flaches Gefälle nach S, so dass wir, vom Faltenjura nach N gehend, nach und nach in stratigraphisch tiefere Formationen gelangen. Scharen von NNE–SSW streichenden Verwerfungen bedingen eine ausgeprägte Horst/Graben-Landschaft. Der Obere Muschelkalk findet sich in einem 4–15 km breiten Band längs des Rheines aufgeschlossen. Wir verfolgen die Serie vorerst von Basel weg nach E, längs des Südrandes der Dinkelberge und auf der linken Seite des Rheines bis zum Tal der Sisseln, die die Hauptmuschelkalk-Platte nördlich von Frick auf ihrem Weg zum Rhein durchschnitten hat.

A. Aufschlüsse

- Profil 51 E Wyhlen 619700/266550 (Steinbruch)
Plattenkalk, 9,20 m aufgeschlossen
Trochitenkalk, Gesamtmächtigkeit 25,90 m
Anhydritdolomit, 2,40 m aufgeschlossen
- Profil 52 Kraftwerk Augst–Wyhlen 620400/265150 (ehemalige Baugrube des Kraftwerkes)
Aufnahme C. DISLER (1914, S. 67)
Trigonodusdolomit, 2,00 m aufgeschlossen
Plattenkalk, 9,20 m aufgeschlossen
- Profil 53 Augst 621125/264900 (Bachbett der Ergolz; heute teilweise eingestaut)
Aufnahme C. DISLER (1914, S. 68)
Lettenkohle, 3,30 m aufgeschlossen
Trigonodusdolomit, Gesamtmächtigkeit ca. 20 m
Plattenkalk, 0,90 m aufgeschlossen
- Profil 54 Tempelhof, S Augst 621075/264150 (Bachbett der Ergolz; heute durch Schotterablagerungen eingedeckt)
Aufnahme C. DISLER (1914, S. 74)
Lettenkohle, 4,50 m aufgeschlossen
Trigonodusdolomit, 1,00 m aufgeschlossen
- Profil 55 S Kaiseraugst 621650/265175 (verlassener Steinbruch)
Plattenkalk, 6,50 m aufgeschlossen
Trochitenkalk, 4,60 m aufgeschlossen
- Profil 56 Talhof, E Giebenach 623950/264025 (verlassener Steinbruch)
Trigonodusdolomit, 6,50 m aufgeschlossen
Plattenkalk, 18,20 m aufgeschlossen
- Profil 57 SW Karsau 626500/270475 (verlassener Steinbruch)
Plattenkalk, 18,70 m aufgeschlossen
- Profil 58 Burgstell, Rheinfelden 626425/267150 (Südseite des Inselchens)
Aufnahme C. DISLER (1914, S. 60)
Trochitenkalk, 24,60 m aufgeschlossen
Anhydritdolomit, 0,50 m aufgeschlossen
- Profil 59 Ängi, zwischen Rheinfelden und Magden 627500/265300 (Steinbruch)
Aufnahme C. DISLER (1914, S. 63)
Plattenkalk, 12,50 m aufgeschlossen
Trochitenkalk, 6,20 m aufgeschlossen
- Profil 60 Binzholden, W Buus 631075/261800 (Bachtobel)
Trochitenkalk, 17,50 m aufgeschlossen
Anhydritdolomit, 0,40 m aufgeschlossen

- Profil 61 Buus 631 850/261 600 (verlassener Steinbruch)
 Plattenkalk, 8,90 m aufgeschlossen
 Trochitenkalk, 14,00 m aufgeschlossen
- Profil 62 N Wegenstetten 637 125/261 450 (verlassener Steinbruch)
 Plattenkalk, 26,60 m aufgeschlossen
 Trochitenkalk, 1,60 m aufgeschlossen
- Profil 63 Winterholden, zwischen Schupfart und Obermumpf. 638 900/263 200 (Steinbruch)
 Plattenkalk, 4,60 m aufgeschlossen
 Trochitenkalk, 17,80 m aufgeschlossen
- Profil 64 Wüesti, S Schupfart 639 475/261 875 (Bachtobel)
 Aufnahme L. BRAUN (1920, S. 197); modifiziert
 Lettenkohle, 4,10 m aufgeschlossen
 Trigonodusdolomit, ca. 5 m aufgeschlossen
- Profil 65 Boll, W Eiken 640 825/264 500 (verlassener Steinbruch)
 Trigonodusdolomit, 6,60 m aufgeschlossen
 Plattenkalk, 5,60 m aufgeschlossen
- Profil 66 Seckeberghöf, SE Eiken 642 325/263 625 (verlassener Steinbruch)
 Plattenkalk, 20,90 m aufgeschlossen
 Trochitenkalk, 1,60 m aufgeschlossen

B. Gliederung

a) Anhydritdolomit

Gute Aufschlüsse im Mittleren Muschelkalk fehlen zurzeit. Die Bohrprofile aus dem Gebiet zwischen Pratteln und Frick, die uns von den VEREINIGTEN SCHWEIZERISCHEN RHEINSALINEN in zuvorkommender Weise zur Einsichtnahme überlassen worden sind, signalisieren eine Mächtigkeit des Anhydritdolomits von meist 8–12 m, aber auch bis zu 25 m. Die Untergrenze der Serie ist nicht genau zu definieren; es besteht ein kontinuierlicher Übergang von den höheren Teilen der Hauptanhydritgruppe, wo sich gegen oben mehr und mehr dolomitische Steinmergel einschalten, zum Anhydritdolomit, wo der Gehalt an pelitomorphen Bestandteilen fast gänzlich zurücktritt. Bei der Interpretation der Spülungsrückstände mögen zum Teil solche, stark karbonatische Komplexe der oberen Hauptanhydritgruppe zum Anhydritdolomit geschlagen worden sein.

Die Ausbildung des Anhydritdolomits unterscheidet sich nicht von der schon beschriebenen im Faltenjura. Es wiegen beige, grobkörnige, sauber und vielfach äusserst dünnplattig gebankte Dolomite vor, die mit Rauhwackebändern wechselagern. Einschaltungen von Gips und Anhydrit führenden Dolomiten können nie oberflächlich, häufig aber in Bohrkernen beobachtet werden, während umgekehrt Rauhwacken nur an der Erdoberfläche anzutreffen sind. Gebänderte, dunkelbraune bis schwarze, plattige Silex sind im mittleren Abschnitt des Anhydritdolomits sehr verbreitet.

Die Grenze zum hangenden Hauptmuschelkalk ist durch den scharfen lithologischen Wechsel Dolomit/Kalk charakterisiert. Die Überlagerung durch den Trochitenkalk erfolgt völlig konkordant und ohne Anzeichen eines Hiatus.

b) Trochitenkalk

Der Trochitenkalk ist in einer Mächtigkeit von 24–26 m entwickelt. Er lässt sich, wie im übrigen Untersuchungsgebiet, in zwei Abschnitte gliedern.

Die Basale Trochitenbank, die als unterstes Glied des Trochitenkalkes im Faltenjura von Zeglingen an ostwärts auftritt, ist im westlichen Tafeljura nur an einzelnen Stellen zu beobachten (Profil 58). In der Regel folgen direkt über dem Anhydritdolomit 6–7 m, zuunterst oftmals noch leicht dolomitische, grau-braune, gut gebankte Kalke, die praktisch frei von Schill und Encrinitenresten sind, und die den Unteren Trochitenkalk aufbauen. Diese Serie von atypischen Kalken wird regional von einem, ca. 2 m über der Untergrenze des Hauptmuschelkalkes einsetzenden, 0,5–1,8 m mächtigen, feinoolithischen, Schill und Trochiten führenden Kalk unterbrochen. Der Oolith ist nach BROMBACH (1903) vor allem im westlichen Teil der Dinkelberge entwickelt. In unserem Untersuchungsgebiet kann der Komplex, den wir Basaloolith nennen wollen, an der Typuslokalität (E Wyhlen, Profil 51, Schicht 6) in einer Mächtigkeit von 1,5 m beobachtet werden. Nach den Bohrprofilen ist der Basaloolith in reduzierter Stärke auch südlich des Rheins entwickelt, allerdings nur zwischen MuttENZ und Arisdorf. Im später zu besprechenden Gebiet des östlichen Tafeljura finden wir bei Waldshut in entsprechender stratigraphischer Stellung wieder einen ähnlich ausgebildeten Oolith. Im dazwischen liegenden Gebiet, östlich der Linie Arisdorf–Degerfelden und westlich von Waldshut, fehlt der Basaloolith.

Der Obere Trochitenkalk, in eigentlicher Trochitenkalkfazies entwickelt, setzt auch im westlichen Tafeljura mit der *Coenothyris*bank ein. Dieser 5 bis 30 cm starke Leithorizont ist offensichtlich identisch mit der von BROMBACH (1903) aus den Dinkelbergen beschriebenen «Terebratellage». Es folgt eine 18–20 m mächtige, nicht gliederbare Wechsellagerung von grau-braunen, \pm Trochiten führenden Bruchschillkalken, fein- bis grobkörnigen, teilweise lagig und schlierig dolomitisierten Kalken und einzelnen Einschaltungen von beigen, kalkigen Dolomiten. Der Anteil eigentlicher Encrinitenkalke an der Zusammensetzung des Schichtkomplexes ist wesentlich geringer als in südlicheren Teilen des Untersuchungsgebietes. Die einzelnen Bänke der Schichtfolge sind 5–30 cm dick und vielfach durch dünnste Mergellagen voneinander getrennt. Im unmittelbaren Liegenden des Plattenkalkes schalten sich die für diese Zone leitenden, Glaukonit führenden Schillkalkbänke ein.

c) Plattenkalk

Der Plattenkalk erreicht in der Gegend von Augst und Wyhlen die für das Untersuchungsgebiet maximale Mächtigkeit von 28–30 m. Nach E reduziert sich die Serie; im Gebiet von Frick und Schupfart messen wir noch 24–25 m.

Die Untergrenze der Formation wird durch den Mergelhorizont markiert. Mehrere dicht aufeinanderfolgende, 5–40 cm starke, durch Kalke getrennte Bänder von braunen Mergeln mit Kalkknauern bilden dieses Leitniveau. Stellenweise gehen die Mergel in beige bis gelbe, schiefrige, dolomitische Mergelkalke über. Vielfach führen die Mergel dieses Horizontes eine relativ gut erhaltene Fauna:

- Coenothyris vulgaris* (SCHLOTHEIM)
- Hoernesia socialis* (SCHLOTHEIM)
- Lima striata* (SCHLOTHEIM)
- Entolium discites* (SCHLOTHEIM)
- Pleuronectites laevigatus* (SCHLOTHEIM)

- Pleuromya musculoides* (SCHLOTHEIM)
Pleuromya elongata (SCHLOTHEIM)
Loxonema obsoletum (ZIETEN)
Ceratites (Progonoceratites) robustus RIEDEL
C. (P.) robustus terminus WENGER
C. (Acanthoceratites) compressus compressus PHILIPPI
C. (A.) evolutus PHILIPPI
C. (A.) evolutus evolutus PHILIPPI

Einem Mergelbändchen, das ca. 6 m über dem Mergelhorizont des basalen Plattenkalkes liegt, konnte S Kaiseraugst (Profil 55) ein schönes Exemplar von *Ceratites (Acanthoceratites) evolutus bispinatus* WENGER entnommen werden.

Im Unteren Plattenkalk sind noch häufig Schillkalke anzutreffen, die zum Teil auch syngenetischen Glaukonit führen. *Encrinus liliiformis* LAM. kann sich lokal noch bis 4 m über die Unterkante des Mergelhorizontes halten. Ein schöner Fund vollständig erhaltener Kronen von *Encrinus carnalli* BEYR. stammt ebenfalls aus den untersten Schichten des Plattenkalkes.

Über dem Unteren Plattenkalk, der 3–6 m mächtig wird und sich lithologisch, abgesehen von den Mergelzwischenlagen, kaum vom liegenden Trochitenkalk unterscheidet, folgt der Obere Plattenkalk, der Mächtigkeiten von 20–27 m erreicht. Hier fehlen die Schillkalke fast völlig, während plattig gebankte Kalke und dolomitische Kalke dominieren. Besonders auffällig sind jeweils mehrere Meter mächtige Komplexe von 5–15 cm dick gebankten, grauen, feinkörnigen Kalken mit regelmässigen, hellbeigen, zum Teil tonigen, 3–5 cm starken, dolomitischen Zwischenlagen. Diese dünngebankten Kalke mit den dolomitischen Fugen stellen den eigentlichen Typus der Plattenkalkfazies dar. Rundliche bis fladenförmige, scharf umgrenzte Kalzit-Silexkonkretionen mit teilweise sekundär wieder entsilifizierter, kreidig weisser Kernpartie finden sich häufig, vorwiegend in dolomitischen Schichten. Einschaltungen vereinzelter Lagen kristallinen Schillkalks in höheren Teilen des Plattenkalkes können zur Parallelisierung unmittelbar benachbarter Profile verwendet werden.

Der Abschluss des Plattenkalkes wird im Basler und westlichen Aargauer Tafeljura durch einen oolithischen Komplex gebildet. Nach den Aufschlüssen in den Steinbrüchen bei Talhof E Giebenach (Profil 56, Schicht 17) nennen wir dieses Schichtglied Giebenacher Oolith. Der relativ grobe Oolith zeigt selektive Dolomitierungserscheinungen, indem die einzelnen Ooide völlig, das ursprünglich aus mikrokristallinem Kalzit bestehende Bindemittel nur teilweise dolomitisiert worden sind. Der Giebenacher Oolith, bestehend aus einer Repetitionsschichtung von oolithischen und nicht oolithischen, beigen, dolomitischen Kalken, erreicht seine Maximalmächtigkeit mit 5 m im Raume Wyhlen–Augst. Im Dinkelberg ist der Oolith nach BROMBACH (1903) nur lokal entwickelt, während er auf der linken Rheinseite in abnehmender Mächtigkeit von Augst bis zur Sisseln (Profil 65) verfolgt werden kann; stellenweise fehlt er allerdings.

d) Trigonodusdolomit

Im Gegensatz zum Verhalten des Plattenkalkes nimmt die Mächtigkeit des Trigonodusdolomites von W (20 m bei Augst) nach E (ca. 25 m bei Frick) zu. Die

Grenze zum liegenden Plattenkalk ist in diesem Gebiet sehr scharf. Während im W (Profil 52, 53, 56), im Hangenden des Giebenacher Ooliths, beige mittelkörnige, undeutlich und höckerig gebankte Dolomite mit Kalzitdrusen die Untergrenze des Trigonodusdolomits charakterisieren, greift im E (Profil 65) die Fazies des Giebenacher Ooliths noch in den untersten Trigonodusdolomit hinauf.

Die unteren 15 m der Serie bauen sich aus einer Folge von hellbeigen, porösen, beim Anschlagen bituminös riechenden, undeutlich gebankten Dolomiten auf, die kleinste bis faustgrosse Kalzitdrusen und rundliche bis knollige Kalzit-Silexkonkretionen führen. Scharfe Schichtfugen, die sich in Abständen von 0,5–4 m folgen, deuten auf Sedimentationsunterbrüche hin. Schalentrümmersedimente treten nur vereinzelt auf, ebenso lokal entwickelte Bonebeds.

Im W des Teilgebietes (Profil 53) folgt über dem beschriebenen, unteren Teil der Serie ein 2–3 m starker Komplex von gut gebankten, grobkörnigen, beigen Dolomiten, die schichtparallel angeordnete, schwarze und weisse, bis 20 cm dicke, gebänderte Silexlagen enthalten. Im E (Profil 64), wo der Horizont mit den Silexbändern ebenfalls deutlich entwickelt ist, schalten sich unter demselben poröse, grobkörnige, vielfach oolithische, beige bis rötliche Dolomite ein, die eine individuenreiche Lamellibranchier- und Gastropodenfauna führen und als westliche Ausläufer der später zu beschreibenden Kaistener-Schichten zu betrachten sind.

Im Hangenden des Horizontes mit den Silexbändern finden sich noch 1,5–3,5 m meist gut gebankte, lagenweise mit Schalentrümmern durchsetzte Dolomite, die mit einem mehr oder weniger ausgeprägten Hardground mit Bonebed gegen die Estherienschiefer der basalen Lettenkohle abgegrenzt sind.

e) Lettenkohle

Die Lettenkohle wird auch im Basler und westlichen Aargauer Tafeljura nicht mächtiger als 4–5 m. Über der Basisbildung der Lettenkohle, dem Grenzbonebed, folgen die Estherienschiefer, die eine Mächtigkeit von 1,5–2 m erreichen. Es sind dies schwarz-blaue bis bräunliche, lagenweise *Estheria minuta* (GOLDF.) und *Lingula tenuissima* BRONN führende, blättrige bis schiefrige Tone, die mit dünnen Dolomitbänklein und feinsandigen Schiefertonglagen (nur Profil 64) wechsellagern. Die Sedimente sind reich an Fischschuppen und Zahnresten, die bisweilen in gedrängter Lagerung eigentliche Bonebeds bilden.

Die Estherienschiefer werden vom 3–4 m mächtigen Grenzdolomit überlagert, der basal mit gut gebankten, beigen, feinkörnigen Dolomiten einsetzt, die oft die schon mehrmals erwähnten Dendriten auf Kluft- und Bankungsflächen zeigen. In höheren Teilen des Schichtgliedes schalten sich vielfach dünne Rauhwackelagen ein, während ein kompaktes, 1–1,5 m mächtiges Rauhwackeband den oberen Abschluss der Lettenkohle bildet.

Der Gipskeuper setzt mit farbigen Tönen und feinsandigen Schiefertönen ein.

C. Literaturhinweise

STRÜBIN (1901) gibt die Gesamtmächtigkeit des Hauptmuschelkalkes mit 50 m an. Dieser Wert ist um einiges zu niedrig. Als Leitniveau erwähnt der Autor wenig über der Grenze Trochitenkalk/Plattenkalk eine Bank von «typischem Fleckenkalk». Eine genaue Definition dieses Horizontes wird jedoch nicht gegeben, und

da fleckige Kalke im Hauptmuschelkalk keine Seltenheit darstellen, ist es uns nicht gelungen, den «typischen Fleckenkalk» STRÜBINS mit Sicherheit zu lokalisieren. Wenn der Autor dann die Lettenkohle als 30–40 m mächtig beschreibt, so kommt dies offensichtlich daher, dass er den ganzen Gipskeuper sowie Schilfsandstein und Gansingerdolomit fälschlicherweise der Lettenkohlegruppe zuordnete.

BROMBACH (1903) gibt eine äusserst brauchbare stratigraphische Gliederung des Oberen Muschelkalkes im Gebiet der Dinkelberge. Der Trochitenkalk wird in Untere und Obere Trochitenschichten unterteilt, wobei die untere Abteilung die schill- und trochitenfreien Kalke (mit der lokal eingeschalteten Oolithzone) bis zur Terebratellage (= Coenothyrisbank) umfasst. Den «Nodosuskalk» unterteilt BROMBACH in einen unteren, «bankigen» und einen oberen, «plattigen» Komplex, der stellenweise mit einer Oolithzone (= Giebenacher Oolith) abschliesst. Als Mächtigkeit des Trigonodusdolomites in den Dinkelbergen gibt der Autor nur 13 m an, was kaum dem tatsächlichen Wert entsprechen dürfte. Hingegen beobachtete BROMBACH richtig die Silex im oberen Teil der Serie sowie die teilweise oolithische Natur der Dolomite (= Kaistener Schichten). Die Lettenkohle wird in «Untere Dolomite», Estheriensichten und Grenzdolomit gegliedert; wir fassen die «Unteren Dolomite» als oberstes Schichtglied des Trigonodusdolomites auf.

BUBNOFF und WILSER (1912) halten sich bei ihrer Beschreibung der Trias im Gebiet der Dinkelberge vorwiegend an die Angaben BROMBACHS.

DISLER (1912, 1914, 1931) bearbeitete die Trias beiderseits des Rheines zwischen Rheinfeldern und Augst. Der Autor gliedert, MÜHLBERG folgend, den Oberen Muschelkalk im Hauptmuschelkalk (Trochitenkalk + Nodosuskalk) und Trigonodusdolomit. Im Trochitenkalk scheidet DISLER über einer basalen Trochitenbank einen 5 m mächtigen, schill- und trochitenfreien Komplex aus, worüber dann die Schichten in eigentlicher Trochitenkalkfazies einsetzen. Die Grenze zum Nodosuskalk zieht DISLER mit dem letzten Auftreten von *Encrinus liliiformis*. Als Leithorizont, 2 m über der Untergrenze des Nodosuskalkes, beschreibt der Autor wieder den von STRÜBIN schon erwähnten «typischen Fleckenkalk»⁸⁾. BROMBACH folgend, unterteilt DISLER den Nodosuskalk in eine untere, dickbankige und eine obere, dünnbankige Hälfte, wobei dem dünnbankigen Teil vorwiegend plattige Kalke mit dolomitischen Fugen entsprechen. Bei Augst erwähnt der Autor im Dach des Nodosuskalkes eine Oolithbank (= Giebenacher Oolith). DISLER hält auch fest, dass fossilführende Schichten auf den oberen Teil des Trigonodusdolomites beschränkt seien, was durchaus den Tatsachen entspricht. Abweichend von der Auffassung BROMBACHS und ZELLERS (1908), lässt DISLER die Lettenkohle erst mit den Estheriensichten einsetzen.

SUTER (1915), der die Umgebung von Maisprach untersuchte, gibt nur eine sehr summarische Beschreibung des Oberen Muschelkalkes und hält sich an die Gliederungen von BROMBACH und DISLER.

⁸⁾ Nach der Beschreibung, die DISLER für den «typischen Fleckenkalk» gibt, scheint es uns, dass es sich dabei um eine Lage dolomitischen Kalks handeln muss, der im frischen Bruch bläulich-graue, im angewitterten Zustand rostbraune Flecken zeigt. Diese Flecken von Eisenoxyd und -hydroxyd können tatsächlich in dolomitisierten Kalken oft beobachtet werden. Es handelt sich vielleicht um Konzentrationen des bei der Dolomitisierung des Kalkes freigesetzten Eisens.

BRAUN (1920) ist der Auffassung, dass sich der Nodosus- oder Plattenkalk lithologisch nicht vom Trochitenkalk unterscheiden lasse und verweist im übrigen auf die Arbeiten von BRÄNDLIN, BROMBACH, DISLER und STRÜBIN. Bezüglich der Lettenkohle folgt BRAUN der von BROMBACH (1903), ZELLER (1908) und BRÄNDLIN (1911) verfochtenen Gliederung in «Untere Dolomite», Estherien-schichten (Alaunschiefer) und Grenzdolomit. Von palaeogeographischer Bedeutung sind 25 cm feinsandige Schiefertone, die BRAUN im Dach der Estherienschiefer bei Schupfart (Profil 64) beobachtet hat.

6. Östlicher Teil des Tafeljura (Frick — Waldshut)

Der Obere Muschelkalk ist in einem 1–3 km breiten Streifen auf der Südseite des Rheines zwischen dem Tal der Sisseln und der Aaremündung zu verfolgen. Die südliche Begrenzung des Hauptmuschelkalk-Bandes ist gegeben durch die NE–SW streichende Mettaufer-Störung. Waldshut ist die nordöstliche Ecke unseres Arbeitsgebietes. Der im N und NE anschliessende Muschelkalk des Wutach-Tales und des obersten Neckar-Gebietes ist bereits durch SCHALCH (1873, 1892, 1906) und in neuester Zeit durch PAUL (1936, 1956) eingehend bearbeitet worden.

A. Aufschlüsse

- Profil 67 Lumberg, W Kaisten 644 775/265 400 (Bachtobel)
(Vergl. mit Aufnahme von E. BRÄNDLIN 1911, S. 26)
Lettenkohle, 4,50 m aufgeschlossen
Trigonodusdolomit, 16,40 m aufgeschlossen
- Profil 68 Chäsiberg, zwischen Kaisten und Ittenthal 646 200/264 075 (verlassener Steinbruch)
Aufnahme E. BRÄNDLIN (1911, S. 11)
Trigonodusdolomit, 0,90 m aufgeschlossen
Plattenkalk, Gesamtmächtigkeit 23,70 m
Trochitenkalk, 8,40 m aufgeschlossen
- Profil 69 Weid, N Kaisten 645 875/265 925 (Steinbruch)
Trochitenkalk, 18,60 m aufgeschlossen
- Profil 70 Pt. 374, NE Kaisten 646 075/265 950 (nördl. Steinbruch)
Plattenkalk, 13,55 m aufgeschlossen
- Profil 71 Pt. 374, NE Kaisten 646 125/265 775 (südl. Steinbruch)
Plattenkalk, 13,45 m aufgeschlossen
- Profil 72 Tuttigraben⁹⁾, N Oberkaisten 646 600/265 700 (Bachtobel)
(Vergl. mit Aufnahme von R. HERB 1957, S. 530)
Lettenkohle, 4,10 m aufgeschlossen
Trigonodusdolomit, Gesamtmächtigkeit 29,40 m
Plattenkalk, 6,20 m aufgeschlossen
- Profil 73 Eggghalden, NW Bütz 649 275/265 950 (Strassenaufschluss)
(Vergl. mit Aufnahme von E. BRÄNDLIN 1911, S. 8)
Trochitenkalk, 5,00 m aufgeschlossen
Anhydritdolomit, 5,70 m aufgeschlossen
- Profil 74 Pt. 373, SW Leidikon 648 925/266 225 (Steinbruch)
Plattenkalk, 2,30 m aufgeschlossen
Trochitenkalk, 14,10 m aufgeschlossen

⁹⁾ Die Bezeichnung Tuttigraben ist dem top. Atlas d. Schweiz, 1:25 000 entnommen.

- Profil 75 Holgassrütenen, NE Leidikon 649 675/266 900 (Bachtobel)
 Aufnahme E. BRÄNDLIN (1911, S. 25)
 Gipskeuper, 1,20 m aufgeschlossen
 Lettenkohle, Gesamtmächtigkeit 5,80 m
 Trigonodusdolomit, 1,60 m aufgeschlossen
- Profil 76 Pt. 352, zwischen Mettau und Oberhofen 652 200/267 925 (verlassener Steinbruch)
 Trigonodusdolomit, 2,20 m aufgeschlossen
 Plattenkalk, 12,80 m aufgeschlossen
- Profil 77 N Oberhofen 652 250/267 750 (verlassene Grube)
 Trigonodusdolomit, 14,30 m aufgeschlossen
- Profil 78 Etzgerbach, W Wil 653 325/268 000 (Bachanriss)
 Aufnahme z. T. durch E. BRÄNDLIN (1911, S. 23)
 Basale Schichten des Gipskeupers
 Lettenkohle, Gesamtmächtigkeit 5,10 m
 Trigonodusdolomit, 5,80 m aufgeschlossen
- Profil 79 Ifangerboden, SW Leibstadt 654 625/270 400 (verlassener Steinbruch)
 Plattenkalk, 2,00 m aufgeschlossen
 Trochitenkalk, 8,00 m aufgeschlossen
- Profil 80 SW Leibstadt 655 350/270 950 (verlassener Steinbruch)
 Trigonodusdolomit, 9,00 m aufgeschlossen
 Plattenkalk, 7,10 m aufgeschlossen
- Profil 81 Fullerhalden, N Reuenthal 657 550/273 525 (Gipsgrube)
 Trochitenkalk, 9,90 m aufgeschlossen
 Anhydritdolomit, 5,30 m aufgeschlossen
- Profil 82 Ziegelhütte Felsenau 658 625/272 300 (Steinbruch)
 Plattenkalk, 4,90 m aufgeschlossen
 Trochitenkalk, 8,60 m aufgeschlossen
- Profil 83 Kapelle, SE Waldshut 659 200/274 350 (verlassener Steinbruch)
 Plattenkalk, 11,00 m aufgeschlossen
 Trochitenkalk, Gesamtmächtigkeit 23,70 m
 Anhydritdolomit, 2,20 m aufgeschlossen
- Profil 84 Galgenacker, NW Koblenz 659 400/273 950 (Anriss für Eisenbahn und Strasse)
 Plattenkalk, 12,80 m aufgeschlossen
 Trochitenkalk, 17,10 m aufgeschlossen
- Profil 85 S Kapelle, SE Waldshut 659 325/274 100 (verlassener Steinbruch)
 Trigonodusdolomit, 3,20 m aufgeschlossen
 Plattenkalk, 12,75 m aufgeschlossen

B. Gliederung

a) Anhydritdolomit

Der Anhydritdolomit, der im östlichen Tafeljura eine Mächtigkeit von 8–13 m erreicht, zeigt keine Verschiedenheiten in seiner Ausbildung gegenüber anderen Teilen des Untersuchungsgebietes.

Fein- bis grobkörnige, beige, gut und vielfach äusserst dünn gebankte Dolomite bauen dieses Schichtglied auf. In tiefern Teilen des Anhydritdolomits finden sich oft Einlagerungen von Rauhwackebändern und Einschaltungen mehr toniger Dolomite. Eine durchgehend verfolgbare Zone wird durch einen im Mittel 3 m mächtigen Komplex von dünnplattigen Dolomiten gebildet, die massenhaft

dunkelbraune bis schwarze, gebänderte Silex enthalten. Die Oberkante des Horizontes mit den Silex liegt ca. 2 m unter der markanten Untergrenze des Hauptmuschelkalkes.

Zu erwähnen ist noch eine Lage mit deutlich ausgebildetem Bonebed (vorwiegend Fischschuppen neben einzelnen Zähnen), die im Profil 81 wenig unter dem Horizont mit den Silexbändern im sonst absolut fossilereeren Anhydritdolomit festgestellt werden konnte.

b) Trochitenkalk

Der 24–25 m mächtige Trochitenkalk lässt sich in einen unteren, 6–7 m starken und einen oberen, 17–19 m mächtigen Abschnitt gliedern.

Im unmittelbaren Hangenden des Anhydritdolomites ist, allerdings nur im Raume Waldshut–Felsenau (Profile 81, 83), ein 2–2,5 m starker Komplex von oolithischen, Trochiten und Schill führenden Kalken zu beobachten. Die Ooide erfüllen nicht die ganzen Bänke, sondern finden sich in Nestern angereichert. Wir bezeichnen dieses Schichtglied ebenfalls als Basaloolith, da es in gleicher stratigraphischer Stellung auftritt wie der oolithische Komplex im basalen Trochitenkalk des Basler Tafeljura und des westlichen Dinkelberges. Zweifellos ist der Basaloolith, der sich westlich der Aaremündung kaum bis in die Gegend von Leibstadt verfolgen lässt, identisch mit dem Liegend-Oolith, den PAUL (1956) aus dem Wutach-Gebiet beschrieben hat. Ausserhalb des Verbreitungsgebietes des Basalooliths setzt der Trochitenkalk stellenweise mit einer 0,5–1 m mächtigen Bank von Schill-Trochitenkalk ein.

Über dem Basaloolith oder, in Vertretung desselben, der Basalen Trochitenbank, folgen 4–6 m fein- bis grobkörnige, gut gebankte, grau-braune Kalke, die gänzlich frei von Encrinitentrümmern sind und auch nur ganz vereinzelte Bruchschill-Lagen enthalten. Die einzelnen, 5–50 cm starken Bänke sind vielfach durch dünnste Mergellagen voneinander getrennt. Abweichend von der normalen Entwicklung des Unteren Trochitenkalkes, wird der Basaloolith im Raume Waldshut–Koblenz von 2–2,5 m dünnplattig gebankten, beigen Dolomiten überlagert, welche gleichartig ausgebildet sind wie der Anhydritdolomit. Dieser Dolomitkomplex, der westlich des Unterlaufes der Aare nicht entwickelt ist, lässt sich nach PAUL (1936, 1956) auch im unteren Wutach-Gebiet beobachten und zwar im Gebiet Koblenz–Thiengen–Griessen.

Der Untere Trochitenkalk findet seinen Abschluss mit der Unterkante der schon mehrmals erwähnten Coenothyrisbank, die im östlichen Tafeljura sehr deutlich ausgebildet ist. Wir können eine 10–30 cm starke Lumachelle beobachten, die sich, abgesehen vom Bindemittel, aus Encrinitentrümmern und dolomitisierten Schalen und Schalenteilen von *Coenothyris vulgaris* (SCHLOTH.) zusammensetzt. Lokal kann auch eine etwas reichere Fauna gefunden werden; die Schalen sind jedoch immer durch weisslichen, pulverigen Dolomit ersetzt und zeigen vielfach Serpelnbewuchs. Im Wolfisgraben W Leidikon konnten beispielsweise folgende Fossilien aus der Coenothyrisbank geborgen werden:

Encrinus liliiformis LAMARCK

Serpula serpentina SCHMID und SCHLEIDEN (= *Serpula socialis* GOLDFUSS)

Coenothyris vulgaris (SCHLOTHEIM)

Hoernesia socialis (SCHLOTHEIM)
Lima striata (SCHLOTHEIM)
Entolium discites (SCHLOTHEIM)
Enantiostreon difforme (SCHLOTHEIM)
Mytilus eduliformis SCHLOTHEIM
Myophoria laevigata ALBERTI
Myophoria elegans DUNKER
Unicardium? schmidi (GEINITZ)
Loxonema sp.

Der Obere Trochitenkalk, in eigentlicher Trochitenkalk-Fazies entwickelt, ist 17–19 m mächtig und gleichartig ausgebildet wie im westlichen Teil des Tafeljura. Dünnschichtige Mergellagen trennen zum Teil die 5–40 cm dicken Bänke der Schichtfolge. Ein etwas deutlicher hervortretendes Mergelband, das im Räume von Waldshut–Koblentz 7 m unter der Obergrenze des Trochitenkalkes beobachtet werden kann (Profil 83, 84), dürfte dem Mergelhorizont II von PAUL (1936, 1956) entsprechen.

Im obersten Teil der Serie, im unmittelbaren Liegenden des Mergelhorizontes, schalten sich wieder die Glaukonit führenden Bruchschillkalke und Calcareenite ein.

c) Plattenkalk

Die Mächtigkeit des Plattenkalkes reduziert sich im östlichen Tafeljura von W (Kaisten 20–24 m) nach E (Waldshut 14–15 m) sehr stark.

Die Basis des Unteren Plattenkalkes haben wir ins Liegende des Mergelhorizontes versetzt, der in der Gliederung, die PAUL (1936, 1956) vom Hauptmuschelkalk am südöstlichen Schwarzwaldrand gibt, dem Mergelhorizont III entspricht. Die lithologische Ausbildung des Schichtgliedes weicht im östlichen Tafeljura etwas vom sonst im Untersuchungsgebiet beobachtbaren Typus ab, indem in der Regel keine Mergel, sondern eher schiefrige, zum Teil dolomitische Mergelkalke in einer Mächtigkeit von 0,4–1 m auftreten. Bei Galgenacker (Profil 84), konnten aus dem Mergelhorizont folgende Fossilien geborgen werden:

Hoernesia socialis (SCHLOTHEIM)
Pleuromya musculoides (SCHLOTHEIM)
Pleuromya elongata (SCHLOTHEIM)
Ceratites (Progonoceratites) robustus terminus WENGER
C. (Acanthoceratites) compressus PHILIPPI
C. (A.) compressus compressus PHILIPPI
C. (A.) evolutus PHILIPPI

Im Hangenden des Mergelhorizontes folgt zunächst eine 4–6 m mächtige Wechsellagerung von \pm Glaukonit führenden Bruchschill- und Encrinitenkalken, fein- bis grobkörnigen, lagig und schlierig dolomitischen Kalken und kalkigen Dolomiten. Im mittleren bis oberen Teil dieses Abschnittes wäre die in Franken, Baden-Württemberg und Schwaben weithin zur Trennung von Trochitenkalk (mo 1) und Plattenkalk (mo 2) benutzte Spiriferinabank (*Spiriferina fragilis* (SCHLOTH.)) zu suchen, die im unteren Wutachtal und in den Dinkelbergen noch festzustellen ist (PAUL 1936, 1956; BROMBACH 1903), jedoch südlich des Rheines nicht mehr entwickelt zu sein scheint. Es ist natürlich möglich, dass eine der zahlreichen in diesem

Niveau auftretenden Bruchschillbänke das Äquivalent der Spiriferinabank Südwestdeutschlands darstellt; doch fehlen die Spiriferinen, so dass eine Identifizierung nicht möglich ist.

Der Obere Plattenkalk entspricht der eigentlichen Plattenkalk-Fazies und baut sich aus einer 20 m (Kaisten) bis 9 m (Waldshut) mächtigen Folge von dünn gebankten Kalken mit regelmässigen, dolomitischen Zwischenlagen auf. Als Einschaltungen finden sich auch mehrere Meter mächtige Komplexe von beigen, dolomitischen Kalken bis kalkigen Dolomiten sowie, aber nur selten, Schillkalkbänke. Encrinitenkalke fehlen völlig. Rundliche, scharf umgrenzte, vielfach konzentrische Streifung zeigende Kalzit-Silexkonkretionen finden sich häufig in den dolomitisierten Partien des Oberen Plattenkalkes.

Die unter ruhigen, rhythmisch wechselnden Verhältnissen sedimentierten Komplexe von dünnplattig gebankten Kalken mit dolomitischen Fugen sind im allgemeinen fossilarm, doch können stellenweise schön erhaltene Muschel- und Brachiopodenpflaster gefunden werden, wobei die Schalen vielfach Bewuchs von *Placunopsis ostracina* (SCHLOTH.) zeigen. Bemerkenswert ist ferner, dass *Pemphix sueuri* DESM. hie und da aus diesen Schichten geborgen werden kann und offensichtlich als Faziesfossil dafür gelten kann.

Im Raume Schupfart-Eiken-Kaisten (Profil 66, 68, 72) ist, 18–19 m über der Untergrenze des Plattenkalkes, eine ca. 20 cm starke, oolithische, teilweise silifizierte Lumachelle entwickelt, die lokal als Leithorizont verwendet werden kann.

d) Trigonodusdolomit

Die Untergrenze des Trigonodusdolomites wird nach lithologischen Gesichtspunkten gezogen. Der Einsatz der völlig dolomitischen Fazies erfolgt im ganzen Tafeljura ziemlich scharf und lässt sich vor allem in verwitterten Profilen gut erkennen. Der Trigonodusdolomit erreicht im östlichen Tafeljura eine Mächtigkeit von gegen 30 m.

Im Hangenden des obersten, schon stark dolomitischen Plattenkalkes folgen zunächst 15–20 m körnige bis grobkörnige, beige, poröse Dolomite, die in grossen Mengen kleinste bis faustgrosse Kalzitdrusen enthalten. Als Einschaltungen können vereinzelte Schillbänder und Rauhwackelagen beobachtet werden. Die Bankung der Serie ist im allgemeinen undeutlich; schärfere Schichtfugen folgen sich in Abständen von einigen Metern.

Über diesem unteren Teil des Trigonodusdolomites liegt im östlichen Tafeljura ein im Maximum 6 m mächtiger, äusserst fossilreicher Komplex, den wir, nach den schönen Aufschlüssen in der Umgebung von Kaisten, Kaistener Schichten nennen wollen (Typuslokalität: Tuttigraben, Profil 72, Schichten 12–14). Der äusserst poröse, grobkörnige, hellbeige bis rötliche, lagenweise oolithische Dolomit führt eine artenarme, aber sehr individuenreiche Gastropoden- und Lamellibranchierfauna, die von HERB (1957) bearbeitet worden ist. Die Schalen der Fossilien fehlen, doch erlauben die prachtvoll erhaltenen Steinkerne und äusseren Schalenabgüsse eine sichere Bestimmung der auftretenden Formen. Nachstehend sei eine Zusammenstellung der Fossilien wiedergegeben, die wir den Kaistener Schichten an verschiedenen Lokalitäten entnehmen konnten (* = Formen, die von HERB nicht beschrieben worden sind):

Brachiopoden:

Lingula tenuissima BRONN

Lamellibranchier:

Bakevella costata (SCHLOTHEIM)
Bakevella subcostata (GOLDFUSS)
Hoernesia socialis (SCHLOTHEIM)
Entolium discites (SCHLOTHEIM)
Myoconcha laevis PHILIPPI*
Myoconcha gastrochaena (GIEBEL)*
Modiola triquetra SEEBACH*
Nucula elliptica GOLDFUSS*
Trigonodus sandbergeri ALBERTI
Myophoria laevigata ALBERTI
Myophoria cf. *cardissoides* (ALBERTI)*
Myophoria germanica HOHENSTEIN
Myophoria intermedia SCHAUROTH
Myophoria goldfussi ALBERTI
Myophoriopsis cf. *incrassata* (MÜNSTER)*
Unicardium? *schmidi* (GEINITZ)

Scaphopoden:

Dentalium cf. *regulare* AHLBURG*

Gastropoden:

Worthenia alemannica HERB
Ampullospira paludinaris (MÜNSTER)
Zygopleura walmstedti (KLIPSTEIN)
Coelochrysalis sp.
Trypanostylus albertii (PHILIPPI)
Undularia (*Stereokion*) cf. *hohensteini* GRUBER
Loxonema sp.*
 kleinste, unbestimmbare Gastropoden

Die Kaistener Schichten scheinen im Gebiet der Dinkelberge und im Tafeljura westlich der Linie Wallbach–Gelterkinden nicht entwickelt zu sein. Fazielle Äquivalente im Faltenjura fehlen ebenfalls. Im Aargauer Tafeljura finden sich die östlichsten Aufschlüsse in den Kaistener Schichten bei Wil (Profil 78), wo sie fast direkt von der Lettenkohle überlagert werden. Weiter gegen die Aaremündung zu fehlen die Aufschlüsse. Es ist äusserst wahrscheinlich, dass sich die zum Teil oolithischen Kaistener Schichten in etwas anderer Ausbildung in dem von PAUL (1956) aus dem Wutach-Gebiet beschriebenen Hangend-Oolith des obersten Trigonodus-dolomites fortsetzen. PAUL konnte dieses Schichtglied gegen S bis in den Raum von Thiengen–Koblenz verfolgen.

Im Hangenden der Kaistener Schichten folgt ein 0–1,5 m mächtiger Komplex von grobkörnigen, beigen bis rötlichen, gut gebankten Dolomiten, die schichtparallel angeordnete, graue und schwarze, gebänderte Silexlagen enthalten. Im östlichen Tafeljura reduziert sich diese fast im ganzen Faltenjura und im westlichen Tafeljura zu beobachtende Zone. Als östlichsten Aufschluss haben wir Wil (Profil 78),

wo das Niveau mit den Silex noch 0,5 m mächtig ist und direkt von der Lettenkohle überlagert wird. Im Raume der Aaremündung, wie auch im Gebiet der unteren Wutach, scheint der Horizont mit den Silexbändern zu fehlen.

Westlich der Linie Leibstadt–Wil, am mächtigsten entwickelt in der Gegend von Kaisten (Profile 67, 72), liegen über der Zone mit den Silex noch 0–5 m grobkörnige, poröse, lagenweise oolithische, meist rötliche, gut gebankte Dolomite. Die Dicke der einzelnen Bänke beträgt 10–50 cm, und auf den Schichtflächen finden sich stellenweise Zahn- und Schuppenreste angereichert. Im unmittelbaren Liegenden der Lettenkohle ist vielfach eine harte, rauhwackenartige, teilweise Schill führende Dolomitbank zu beobachten.

e) Lettenkohle

Der Hardground mit Bonebed, der im ganzen Untersuchungsgebiet die Grenze zwischen Hauptmuschelkalk und Lettenkohle markiert, lässt sich auch im östlichen Teil des Tafeljura feststellen.

Die Estherienschiefer, 1,5–2 m mächtig, sind gleichartig ausgebildet wie im westlichen Tafeljura und im Faltenjura. Beachtung verdienen aber dünne Einschaltungen von feinsandigen Schiefertonglagen, die stellenweise verkohlten Pflanzenhäusel führen.

Es folgt der Grenzdolomit, der eine von W (Kaisten 2–3 m) nach E (Wil, Leidikon 4–6 m) zunehmende Mächtigkeit erkennen lässt und wie im übrigen Ostjura aus einer Serie von gut gebankten, beigen Dolomiten besteht. Zwischenlagen von schiefrigem bis blättrigem Ton, aber auch von Rauhwackebändern, trennen vielfach die einzelnen Dolomitbänke. Als oberen Abschluss des Grenzdolomites stellen wir eine 0,5–1 m mächtige Lage grobkavernöser Rauhwacke fest.

Der Grenzdolomit ist stets fossilarm. *Lingula tenuissima* BRONN und *Myophoria goldfussi* ALB. finden sich hin und wieder. R. HERB hat im Tuttigraben bei Kaisten (Profil 72) eine Platte aus dem Grenzdolomit mit grossen Exemplaren von *Lima striata* (SCHLOTH.) bergen können, die wir hier abgebildet haben (Fig. 2, Taf. III). Das von SCHALCH (1873, 1906) aus dem Wutach-Gebiet beschriebene Bonebed an der Grenze Lettenkohle/Gipskeuper konnten wir im Schweizer Tafeljura nirgends beobachten.

Der basale Gipskeuper, der die Rauhwackebank des obersten Grenzdolomits überlagert, besteht aus einer Folge von grünen bis bräunlichen, zum Teil feinsandigen Tonen mit zwischengelagerten, dünnen Rauhwackebändern.

C. Literaturhinweise

Als Bearbeiter der Trias am südöstlichen Schwarzwaldrand hat SCHALCH (1873, 1892, 1906) bemerkenswerte Pionierarbeit geleistet. Für die Korrelation unserer Gliederung des Hauptmuschelkalkes im Tafeljura mit derjenigen im benachbarten Wutach-Gebiet stützen wir uns jedoch auf die modernen Arbeiten PAULS, der auf den Erkenntnissen von SCHALCH aufbauen konnte. Die Lettenkohle, die SCHALCH als 6 m mächtig beschreibt und dem Keuper zuordnet, unterteilt der Autor in «Untere Dolomite mit Bonebed», Estherienschiefer und Grenzdolomit. Vergleichen wir die Profile SCHALCHS mit unseren Lettenkohleaufschlüssen, so lassen sich die

Äquivalente ohne weiteres erkennen. Die Unteren Dolomite, die in etwas anderer Ausbildung auch im Tafeljura beobachtet werden können, rechnen wir aus Gründen, die später noch dargelegt werden sollen, zum Trigonodusdolomit. Als letzte, südliche Ausläufer der von SCHALCH aus dem Wutach-Gebiet beschriebenen Sandsteine mit Kohleschmitzen und Landpflanzenresten, die im Niveau der Estherienschiefer auftreten, finden sich im östlichen Tafeljura nur mehr geringmächtige, feinsandige Schiefertone. SCHALCHS Grenzdolomit scheint lithologisch und stratigraphisch unserem Grenzdolomit zu entsprechen.

BRÄNDLIN (1911), der im östlichen Tafeljura arbeitete, gibt in seiner Dissertation bemerkenswert genau aufgenommene Profile aus dem Oberen Muschelkalk wieder. Doch war die Anzahl der Aufnahmen zu klein, um eine zuverlässige Gliederung der Formation auszuarbeiten. Immerhin beobachtete BRÄNDLIN die oolithische Lumachelle im obersten Plattenkalk der weiteren Umgebung von Frick. Er beschreibt auch die Mächtigkeitsreduktion des Plattenkalkes von W nach E. Bei der Gliederung der Lettenkohle hält sich der Autor an die Dreiteilung, die von SCHALCH und ZELLER (1908) postuliert worden war.

Der Hauptmuschelkalk am südöstlichen Schwarzwaldrand, zwischen Waldshut und Rottweil, wurde in vorbildlicher Weise durch PAUL (1936, 1956) untersucht. Es ist dem Autor gelungen, eine detaillierte lithostratigraphische Gliederung der Formation auszuarbeiten und diese Gliederung durch die Ceratitenabfolge zu belegen. PAUL erkannte, im Gegensatz zu SCHALCH, dass die oolithischen und dolomitischen Komplexe heterochrone, lithofazielle Einheiten darstellen, und er klärte ihr Verhältnis zu den über grössere Distanzen aushaltenden, synchronen Leitniveaux, wie Mergel- und Knauerhorizonten. Wir konnten mühelos unsere Profile aus dem nordöstlichen Tafeljura nach der PAULschen Gliederung einstufen. Bei der Beschreibung der Schichtfolge haben wir jeweils auf die Korrelationen mit den von PAUL ausgeschiedenen Leithorizonten hingewiesen, so dass sich hier eine wiederholte Besprechung erübrigt.

Erwähnt wurde auch die Arbeit von HERB (1957), in der eine Beschreibung der Fauna der Kaistener Schichten gegeben wird.

II. REGIONALE GLIEDERUNG UND BEZIEHUNGEN ZU BENACHBARTEN GEBIETEN

1. Mittlerer Muschelkalk (Anhydritgruppe)

a) Hauptanhydritgruppe

Wir führen die Bezeichnung Hauptanhydritgruppe als Analogon zu Hauptmuschelkalk und Hauptkeuper ein und verstehen darunter den unteren Teil der Anhydritgruppe, zwischen Oberkante des Wellengebirges (Unterer Muschelkalk) und der Basis des Anhydritdolomites. Damit umfasst die Hauptanhydritgruppe die ganze Evaporitserie des Mittleren Muschelkalkes und ist ein Synonym zu HAUBERS (1960) Sulfatzone.

b) Anhydritdolomit

Anhydritdolomit (BRÄNDLIN 1911, S. 19) ist ein etwas unglücklicher Ausdruck. Die Bezeichnung ist nicht im petrographischen Sinne zu verstehen, sondern bedeu-

tet «Dolomit der Anhydritgruppe». Immerhin ziehen wir Anhydritdolomit als Benennung den übrigen von den Schweizer Jurageologen verwendeten Synonyma wie Unterer Muschelkalkdolomit (GRESSLY, 1853), Unterer Dolomit mit Hornstein (MOESCH, 1867), Unterer Dolomit (MÜHLBERG, 1889) und Dolomitzone (HAUBER, 1960) vor.

Der Anhydritdolomit umfasst eine 8–15 m mächtige Dolomitserie, die im ganzen Untersuchungsgebiet äusserst gleichförmig entwickelt ist. Die Untergrenze der Formation kann nicht genau definiert werden. Es besteht ein kontinuierlicher Übergang von den obersten Teilen der Hauptanhydritgruppe zu den basalen Schichten des Anhydritdolomites, indem sich in höheren Horizonten der Hauptanhydritgruppe mehr und mehr dolomitische Steinmergel einschalten, während die tonreichen Sedimente zurücktreten. Die Grenze Hauptanhydritgruppe/Anhydritdolomit ziehen wir mit dem Einsatz des geschlossenen Dolomitkomplexes.

Das Typusgestein der Formation ist der sauber und meist äusserst dünnplattig gebankte, hellbeige, fein- bis mittelkörnige Dolomit. Im unteren Teil der Schichtgruppe sind noch vielfach äusserst feinkörnige, tonige Dolomite und dünne Tonzwischenlagen zu beobachten. In der ganzen Serie treten Rauhwarenbänder auf, welche ausnahmsweise bis 1 m mächtig werden; sie sind jedoch nicht an bestimmte Horizonte gebunden. Einschlüsse von Gips in den Dolomiten können in natürlichen Aufschlüssen nie beobachtet werden, sind aber wohl bekannt aus Bohrkernen.

Als spezifisches Merkmal für den Anhydritdolomit können die dunkelbraunen bis schwarzen, gebänderten Silexlagen gelten, die bis zu 3 cm dick werden und stets streng schichtparallel angeordnet sind. In der Regel finden wir die Silexplatten auf einen 2–5 m mächtigen, mittleren Abschnitt des Anhydritdolomites beschränkt; an einzelnen Lokalitäten lassen sie sich aber auch durch die ganze Serie verfolgen.

Organogen-detritische Sedimente und Lebensspuren fehlen vollständig im Anhydritdolomit. Fossilfunde gehören zu den grössten Seltenheiten. TRÜMPY (1957) beschreibt einen Fund von *Halicyna* aus dem Anhydritdolomit des Wutachtales. Wir selbst konnten SW der Aaremündung im mittleren Teil der Serie ein schwaches Bonebed beobachten. In den Aufschlüssen N Waldenburg findet sich 2,5 m unter der Untergrenze des Oberen Muschelkalkes eine dünne Lage mit einer artenarmen Zwergfauna. Nebst kleinsten Gastropoden konnten *Myophoria curvirostris* SCHLOTH. emend. SEEBACH, *Myophoriopsis gregaria* (MÜNSTER) und *Halicyna ornata* TRÜMPY festgestellt werden.

Die Grenze zum hangenden Trochitenkalk, und damit zum Oberen Muschelkalk, ist scharf. Der markante Wechsel dünnplattiger, hellbeiger Dolomit / massig gebankter, grau-brauner Kalk wird durch eine deutliche Schichtfuge unterstrichen. Anzeichen eines Hiatus fehlen jedoch in allen Profilen. Es stellt sich die Frage, ob diese Grenze als synchrone Bildung zu betrachten ist oder als heterochrone Faziesgrenze aufgefasst werden muss. Faunistische Kriterien fehlen. Für die erste Deutung spricht die Tatsache, dass der Dolomitkomplex der obersten Anhydritgruppe auch in ganz Südwestdeutschland in ähnlicher Fazies wie im Schweizer Jura entwickelt ist. Die Überlagerung durch den Trochitenkalk erfolgt auch überall absolut konkordant und sehr scharf. Wir neigen zur Ansicht, dass die Grenze Mittlerer Muschelkalk/Oberer Muschelkalk als relativ gute Zeitmarke für Teile des Germanischen Beckens von der Grösse unseres Untersuchungsgebietes betrachtet werden kann.

Diese Auffassung wird auch von STOLLEY (1934) und seinen Schülern vertreten. Die Richtung des stärksten Faziesgefälles verläuft, wie wir später noch sehen werden, im Hauptmuschelkalk der südlichen Sedimentbedeckung des Schwarzwaldes und des Faltenjura NW-SE. Wir werden deshalb keinen grossen Fehler begehen, wenn wir im WSW-ENE streichenden Muschelkalkstreifen des Schweizer Jura die Grenze Anhydritgruppe/Hauptmuschelkalk regional als Zeitebene betrachten¹⁰⁾.

2. Oberer Muschelkalk

Wir gliedern den Oberen Muschelkalk in zwei Abteilungen, in Hauptmuschelkalk und Lettenkohle.

A. Hauptmuschelkalk

a) Trochitenkalk

Trochitenkalk ist primär ein Faziesbegriff. Es liegt auf der Hand, dass *Encrinus liliiformis* niemals ein Leitfossil im stratigraphischen Sinne sein kann. So haben schon RIEDEL (1916), später dann STOLLEY (1934) und FRANK (1928b, 1936) und in neuster Zeit SCHNEIDER (1957) darauf hingewiesen, dass der Trochitenkalk Norddeutschlands zeitlich nicht dem Trochitenkalk in südlicheren Teilen des Germanischen Beckens entspricht. Den Beweis dafür liefert die Abfolge der Ceratiten, deren Leitfossilcharakter als gesichert betrachtet werden kann. Die zeitliche Diskrepanz zwischen gleichbenannten Schichtgliedern in Nord- und Südwestdeutschland soll uns aber nicht daran hindern, die Bezeichnung Trochitenkalk zu verwenden und für unser Untersuchungsgebiet als stratigraphische Einheit zu definieren.

Der Trochitenkalk des Untersuchungsgebietes wird im Liegenden durch den Anhydritdolomit, im Hangenden durch den Mergelhorizont begrenzt. Wir ziehen also die Obergrenze der Serie nicht, wie dies bisher im Schweizer Jura allgemein üblich war, mit dem letzten Auftreten von *Encrinus liliiformis*, da das Verschwinden der Seelilien nicht überall gleichzeitig erfolgte (siehe Tafeln IV und V).

Unsere Unterteilung in Unteren und Oberen Trochitenkalk entspricht ungefähr jener Gliederung, die BROMBACH (1903) für den Trochitenkalk der Dinkelberge gegeben hat. Auch PAUL (1936, 1956) gliedert im Gebiet des oberen Neckars und der Wutach in Untere und Obere Trochitenschichten, deren Begrenzungen aber nicht mit jenen unserer beiden Schichtglieder korrespondieren.

¹⁰⁾ Nach FRANK (1928a, b, 1930a, b, 1931, 1936) sind alle Schichtgrenzen innerhalb der Trias, über grössere Distanzen betrachtet, Faziesgrenzen ohne zeitlichen Leitwert. Wir müssen dem Autor beipflichten, sobald wir an eine Schichtgrenze die Anforderung absoluter Genauigkeit stellen wollen. Dann versagen aber nicht nur alle lithologischen Niveaux als Leithorizonte, sondern im weitesten Masse auch die Leitfossilien, da auch sie zweifelsohne mit der Fazies wandern. Es sollte aber nicht vergessen werden, dass jedes stratigraphische System in sich und gegenüber Systemen anderer Regionen immer relativ bleiben wird und seinen Sinn weitgehend verlieren würde, wenn man absolute Maßstäbe anlegen wollte. Wir glauben nicht, dass dem kartierenden Geologen besser gedient wäre, wenn wir zum Beispiel die obersten 15 m der Anhydritgruppe plus die untersten 9 m des Hauptmuschelkalkes im Schweizer Jura als Trochitenkalk (mo 1) bezeichneten, nur weil diese heterogene Schichtfolge zeitlich – vielleicht – dem Trochitenkalk im nördlichen Mitteldeutschland entspricht.

Die lithostratigraphische Gliederung des Trochitenkalkes im östlichen Schweizer Jura kann durch folgendes Schema umrissen werden:

Mergelhorizont 0,1 – 2,5 m	Zone der Glaukonit führenden Schillkalke	Plattenkalk
eigentliche Trochitenkalkfazies		Oberer 14–22 m Trochitenkalk 19–26 m
Coenothyrisbank 0,05 – 0,7 m		
Kalke ohne Schill und Encrinurenreste 3–9 m Dolomite (lokal) Basaloolith/Basale Trochitenbank 0–2,5 m (beide Horizonte nur lokal entwickelt)		Unterer 3–9 m
		Anhydritdolomit

Die Mächtigkeit des Trochitenkalkes bleibt im Ostjura relativ konstant. Immerhin ist eine leichte Reduktion der Serie nach S bis SE festzustellen. Im Tafeljura messen wir im W (Augst, Wyhlen) 26 m, welche sich nach E (Waldshut) auf 24 m reduzieren. Im Faltenjura liegen die Werte um 22–24 m, in den südlichsten Aufschlüssen etwas tiefer (Hauenstein–Salhöf 21–23 m, Weissenstein 19 m).

Betrachten wir zunächst den Unteren Trochitenkalk. Im Hangenden des Anhydritdolomites folgt ein 3–9 m (meist ca. 6 m) mächtiger Komplex von graubraunen, fein- bis grobkörnigen Kalken, die fast gänzlich frei von Schill und Encrinurenresten sind und schon von MOESCH (1867) unter der Bezeichnung «Thonkalkbänke» als basales Schichtglied des Hauptmuschelkalkes beschrieben worden sind. Die einzelnen, 5–70 cm starken Bänke sind vielfach durch dünnste Mergellagen voneinander getrennt. Bis faustgrosse Hohlräume und Kalzitdrusen finden sich oft in den Kalken eingestreut. An der Basis sind die Kalke stellenweise noch dolomitisch.

Die beschriebene Typusbildung des Unteren Trochitenkalkes lässt sich im Faltenjura von Meltingen bis ins Hauenstein-Gebiet und im Raume von Schinznach bis Baden beobachten. Auch im Aargauer Tafeljura ist der untere Trochitenkalk vielfach solcherart ausgebildet.

Lokal tritt an der Basis des Unteren Trochitenkalkes ein 0,1–1,5 m mächtiger Komplex von Trochiten führenden Bruchschillkalken auf. Diese Basale Trochitenbank findet sich im Faltenjura zwischen Zeglingen und dem Staffelegg-Gebiet in allen Profilen, während sie im Tafeljura nur an einzelnen Lokalitäten beobachtet werden kann. Oft sind im untersten Teil dieses Schichtgliedes Dolomitgerölle festzustellen, die aus dem liegenden Anhydritdolomit stammen.

Im NW und NE des Tafeljura wird die Basale Trochitenbank durch einen Schill und Trochiten führenden Oolith vertreten, den wir als Basaloolith bezeichnet haben. Der Komplex ist nach BROMBACH (1903) vor allem im westlichen Dinkelberg entwickelt und kann bei Wyhlen in einer Mächtigkeit von 1,5 m beobachtet

werden. Nach den Profilen der längs des Rheines abgeteufte Bohrungen ist der Basaloolith in reduzierter Mächtigkeit auch auf der Südseite des Rheines entwickelt, aber nur zwischen MuttENZ und Arisdorf. Östlich von Arisdorf fehlend, kann ein oolithisches Schichtglied in gleicher stratigraphischer Stellung und einer Mächtigkeit von 2–2,5 m wieder im Raume der Aaremündung beobachtet werden. Es keilt gegen S und W rasch aus, lässt sich aber nach N ins Gebiet der unteren Wutach weiter verfolgen. PAUL (1956) trennt diesen Komplex, den er Liegend-Oolith nennt, eindeutig vom hangenden Marbacher Oolith ab. Es ist äusserst wahrscheinlich, dass der Basaloolith des Dinkelberges und der Liegend-Oolith der Baar und des Wutach-Gebietes ein ursprünglich zusammenhängendes Schichtglied bildeten. Die Verbindung zwischen den beiden heute getrennten Oolithvorkommen ist in Richtung der SW-NE verlaufenden Isopen, also quer über den Südteil des erst viel später gehobenen Schwarzwaldmassives zu suchen.

Abweichend von den üblichen Verhältnissen, wo der Basaloolith oder die Basale Trochitenbank von einer Serie schill- und trochitenfreier Kalke überlagert wird, folgen im Raume der Aaremündung und der untersten Wutach direkt über den Basaloolith 2–2,5 m gut gebankte bis dünnplattige, hellbeige Dolomite. Dieser Dolomitkomplex stellt, wie schon PAUL (1936, 1956) festhält, eine Wiederkehr der Fazies des Anhydritdolomites innerhalb des Trochitenkalkes dar. Es kann, ausgehend vom allgemeinen Fazieswechsel, als sicher angenommen werden, dass diese im Gebiet Koblenz–Thiengen–Griessen festgestellte dolomitische Fazies nach SE, wo uns die Aufschlüsse leider fehlen, nach und nach den sonst kalkig entwickelten Trochitenkalk ersetzt. Die beobachtbare Konvergenzerscheinung in den südlichsten Hauptmuschelkalk-Aufschlüssen des Faltenjura, im Weissenstein-Gebiet, erhärtet diese Annahme. Dort ist der ganze Untere und ein Teil des Oberen Trochitenkalkes in völlig dolomitischer Fazies ausgebildet. Im Hangenden der noch erkennbaren Grenze zur Anhydritgruppe folgen 7–8 m grobkörnige, hellbeige, dick gebankte Dolomite mit Lagen von gebänderten Silex, also eine Fazies, die etwa dem Anhydritdolomit entspricht. Ziehen wir nun die Linien gleichen Anteils der Dolomitfazies am Aufbau des Unteren Trochitenkalkes und berücksichtigen dabei den Zusammenschub des Faltenjura, so erhalten wir wieder Isopen, die in allgemeiner Richtung NE-SW verlaufen.

Vergleichen wir unseren Unteren Trochitenkalk in seiner kalkigen Entwicklung mit der Gliederung von PAUL (1936, 1956) im südlichen Wutach-Gebiet, so erkennen wir den entsprechenden Schichtkomplex im unteren Teil der Unteren Trochiten-schichten, zwischen Anhydritgruppe und Mergelhorizont I. Im mittleren und nördlichen Baden-Württemberg stellen die Zwergfaunaschichten [ALDINGER (1928), VOLLRATH (1955a,b, 1957, 1958), WIRTH (1957)] ein fazielles, doch kaum ein zeitliches Äquivalent unseres Unteren Trochitenkalkes dar.

Die Basis des Oberen Trochitenkalkes wird durch die *Coenothyris*bank markiert. Dieser 5–70 cm mächtige Leithorizont, ein fein- bis mittelkörniger Kalk, der, neben Encrinitenresten, massenhaft beige, dolomitisierte Schalenreste von *Coenothyris vulgaris* führt, ist im ganzen Untersuchungsgebiet entwickelt und entspricht der schon von BROMBACH (1903) aus dem Dinkelberg beschriebenen Terebratellage. Das Fehlen des Leitniveau in einzelnen Profilen ist verständlich, kam es doch in dem seichten, durch starke Strömungen bewegten Meer des Trochiten-

kalkes immer wieder zu lokaler submariner Erosion zuvor sedimentierter Absätze.

Mit der *Coenothyris*bank setzt die eigentliche Trochitenkalk-Fazies ein, eine 14–22 m mächtige Schichtfolge, die sich aus einer Wechsellagerung von \pm Trochiten führenden Bruchschillkalken, fein- bis grobkörnigen, lagig und schlierig dolomitisierten Kalken und beigen, dolomitischen Kalken bis kalkigen Dolomiten zusammensetzt. Eine lithostratigraphische Feingliederung des Oberen Trochitenkalkes ist nicht möglich, da keine horizontbeständigen Niveaux anzutreffen sind. Der Anteil der *Encriniten*reste führenden Bruchschillkalke am Aufbau der Schichtfolge ist starken Schwankungen unterworfen. Im Aargauer und Basler Tafeljura beträgt der prozentuale Anteil der eigentlichen Trochitenkalkbänke im Oberen Trochitenkalk 15–30 %. Im Faltenjura berechneten wir Werte zwischen 20 % (Gebiet Brugg–Baden) und 45 %. Von palaeogeographischer Bedeutung ist die im SE des Untersuchungsgebietes, im Raume Brugg–Baden festgestellte, starke Dolomitisierung des Trochitenkalkes.

In höheren Teilen des Oberen Trochitenkalkes schalten sich vereinzelte, Glaukonit führende Schillkalke und *Calcarenites* ein. Die Zone der glaukonitischen Kalke ist über das ganze Untersuchungsgebiet verbreitet und umfasst den obersten Trochitenkalk und den Unteren Plattenkalk.

Die Obergrenze des Trochitenkalkes ziehen wir mit der Unterkante des Mergelhorizontes, der, worauf wir schon hingewiesen haben, dem Mergelhorizont III von PAUL (1936, 1956) entspricht. Damit legen wir die Grenze Trochitenkalk/Plattenkalk um ca. 2–4 m tiefer als in Südwestdeutschland, wo die *Spiriferina*bank als Grenzniveau definiert worden ist. Da die *Spiriferina*bank, die im Raum der Dinkelberge noch nachgewiesen werden konnte (BROMBACH, 1903), im schweizerischen Ostjura nicht entwickelt ist oder als solche nicht erkannt werden kann, da die *Spiriferinen* fehlen, haben wir den etwas tiefer liegenden Mergelhorizont zur Grenzziehung Trochitenkalk/Plattenkalk herangezogen. Die Trochitensedimentation findet aber ihr Ende nicht überall mit der so definierten Grenze; Schill-Trochitenkalke sind zum Teil auch noch im Unteren Plattenkalk anzutreffen.

Vergleichen wir die Schichtfolge unseres Trochitenkalkes mit den Äquivalenten in Südwestdeutschland, so fallen, ganz allgemein, vier wesentliche Punkte der Verschiedenheit in der faziellen Ausbildung auf:

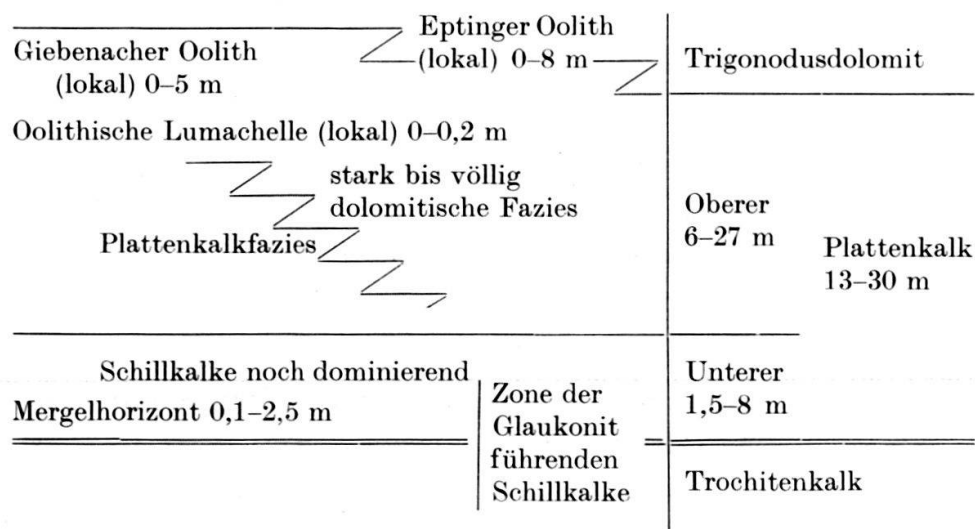
1. Der Trochitenkalk des Schweizer Jura ist in rein karbonatischer Fazies entwickelt. Ton-, Mergel- und Knauerhorizonte fehlen.
2. Von Bedeutung ist der relativ grosse Anteil dolomitischer Kalke bis kalkiger Dolomite am Aufbau der Schichtfolge. In allgemeiner Richtung SE macht sich der Einfluss der dolomitischen Fazies immer stärker bemerkbar.
3. Der relative Anteil der *Encriniten*kalke am Aufbau der Schichtfolge ist wesentlich grösser im Trochitenkalk unseres Untersuchungsgebietes als in der entsprechenden Formation Südwestdeutschlands (siehe S. 159).
4. Lagen mit schön erhaltenen Fossilien sind im Trochitenkalk des Schweizer Jura äusserst selten. Die starken Strömungen im Randsaum des Trochitenkalkmeeres zerschlugen die fossilisierbaren Reste der Tiere zu Schill.

b) Plattenkalk

Wir vermeiden die Verwendung der irreführenden Bezeichnung *Nodosuskalk*¹¹⁾, die in den letzten 50 Jahren im Sprachgebrauch der Schweizer Jurageologen allgemein üblich war und greifen auf die ältere, durch MOESCH (1867) eingeführte Benennung *Plattenkalke*¹²⁾ zurück. Plattenkalk ist ein Faziesbegriff, der als Formationsname Verwendung findet. In typischer Ausbildung kann der Plattenkalk im Aargauer und Basler Tafeljura beobachtet werden, während die Serie weiter südlich, im Faltenjura, eine etwas andersartige Entwicklung zeigt.

Die Untergrenze der Formation ist mit dem Mergelhorizont gezogen worden und kann, innerhalb des Untersuchungsgebietes, als synchron betrachtet werden. Die Obergrenze des Plattenkalkes wird durch den Einsatz der völlig dolomitischen Fazies markiert. Es ist dies geradezu ein Musterbeispiel einer schräg zu den Zeitebenen verlaufenden Faziesgrenze. Wir können deshalb den Plattenkalk niemals als stratigraphische Einheit auffassen, sondern nur als Formation im angelsächsischen Sinne, als lithologisch gleichartig ausgebildete Serie.

Die lithostratigraphische Gliederung des Plattenkalkes im östlichen Schweizer Jura kann durch folgendes Schema umrissen werden:



Die Fazies des *Trigonodusdolomites* setzt im mittleren Württemberg ein und greift, wenn wir die Schichtfolge nach S verfolgen, in immer tiefere Horizonte hinunter. Im Raum des schweizerischen Jura verlaufen die Isopen generell SW-NE. Dem entsprechend, weist der Plattenkalk in der NW-Ecke des Untersuchungsgebietes (Augst, Wyhlen, Basel) die grösste Mächtigkeit mit 28-30 m auf. Gegen E, rheinaufwärts, reduziert sich die Formation stetig (Eiken 25 m, Kaisten 22 m, Waldshut 14-15 m). Auch nach S ist eine kräftige Abnahme der Mächtigkeit zu beobachten (Meltingen 22 m, Weissenstein 15 m, Hauenstein-Staffelegg 13-17 m).

¹¹⁾ Die Zone des *Ceratites nodosus* (BRUGUIÈRE) käme im Hauptmuschelkalk des Schweizer Jura irgendwo in den *Trigonodusdolomit* zu liegen. Bis heute ist im ganzen Untersuchungsgebiet noch nie ein *Ceratit* gefunden worden, der nach modernen Klassifikationen zur *nodosus*-Gruppe hätte gestellt werden können.

¹²⁾ Die Bezeichnung *Plattenkalk* ist auch nicht völlig befriedigend, da sie für andere Schichtgruppen ebenfalls Verwendung findet: Oberes Norian (Ostalpen), Oberes Rauracien (Westjura), Mittlerer Malm (Helvetikum). Es steht aber kein besserer Ausdruck zur Verfügung.

Es muss allerdings beachtet werden, dass diese Reduktion des Plattenkalkes in südöstlicher Richtung nicht nur durch das Tiefergreifen der Trigonodusdolomit-Fazies bedingt ist, sondern dass in gleicher Richtung auch eine tatsächliche Mächtigkeitsabnahme des Hauptmuschelkalkes festzustellen ist (siehe Fig. 2, Isopachenkarte, S. 209), von der hauptsächlich Plattenkalk und Trigonodusdolomit betroffen werden, während sich der Trochitenkalk nur unbedeutend reduziert.

Betrachten wir zunächst den Unteren Plattenkalk. Der Mergelhorizont ist im ganzen Untersuchungsgebiet entwickelt, konnte auch im Raum der Dinkelberge beobachtet werden und lässt sich selbst am südöstlichen Schwarzwaldrand als durchgehendes Leitniveau verfolgen (Mergelhorizont III, nach PAUL 1936, 1956). Im Schweizer Jura lassen sich ein bis mehrere, 5–40 cm starke Bänder von grauen bis braunen Mergeln und dolomitischen Mergelkalken beobachten, die sich im mittleren Teil der Zone der Glaukonit führenden Schillkalke in fast allen Profilen finden und wohl den besten aller Leithorizonte im Hauptmuschelkalk des Untersuchungsgebietes markieren. Als Faziesfossilien führen die Mergel und Mergelkalke Pleuromyen. Der Horizont erhält besondere Bedeutung dadurch, dass er das einzige Niveau im Hauptmuschelkalk des Schweizer Jura ist, welches Ceratiten führt. Stellen wir alle Funde zusammen, so ergibt sich folgendes Bild (genaue Fundorte siehe Tafeln IV und V):

- 2 *Ceratites (Progonoceratites) robustus* RIEDEL (schlecht erhalten)
- 2 *C. (P.) robustus terminus* WENGER
- 10 *C. (Acanthoceratites) compressus* PHILIPPI (schlecht erhalten)
- 4 *C. (A.) compressus compressus* PHILIPPI
- 6 *C. (A.) evolutus* PHILIPPI (schlecht erhalten)
- 1 *C. (A.) evolutus* cf. *tenuis* RIEDEL (Lesestück)
- 1 *C. (A.) evolutus evolutus* PHILIPPI

Ein Fund von *C. (A.) evolutus bispinatus* WENGER stammt aus einem ca. 6 m über dem Mergelhorizont liegenden Niveau.

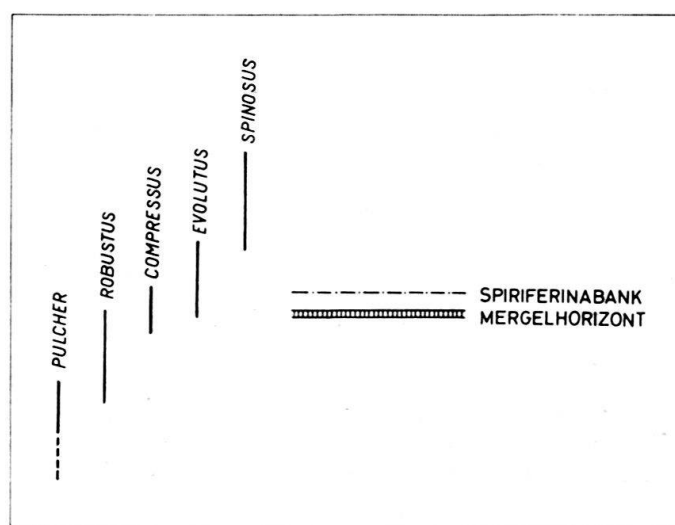


Fig. 1. Ausschnitt aus der Chronologie der wichtigsten Ceratiten-Arten in Südwestdeutschland nach R. WENGER (1957).

Der Mergelhorizont vermittelt uns also nur einen kleinen aber scharf definierten Ausschnitt aus der bekannten Ceratitenfolge im Hauptmuschelkalk Deutschlands (siehe Fig. 1).

Vergleichen wir unseren Mergelhorizont nach der lithologischen «Bankstratigraphie» mit den vermutlichen Äquivalenten in Südwestdeutschland, so ergibt sich eine recht gute Übereinstimmung der auftretenden Ceratiten. Interessant ist aber, dass im mittleren Württemberg der Formenkreis der *compressus*-Gruppe stellenweise nicht vertreten zu sein scheint.

Der Untere Plattenkalk unterscheidet sich, abgesehen von den basal auftretenden Mergeln und Mergelkalken, lithologisch kaum vom Oberen Trochitenkalk. Wir können eine rasche, ungesetzmässige Wechsellagerung von stellenweise Trochiten führenden und bankweise glaukonitischen Bruchschillkalken, fein- bis grobkörnigen, lagig und schlierig dolomitisierten Kalken, dolomitischen Kalken und kalkigen Dolomiten beobachten. Eine etwas höhere Grenzziehung zwischen Trochitenkalk und Plattenkalk, wie etwa in Südwestdeutschland, wäre an sich logischer. Im Schweizer Jura fehlt aber in entsprechender Höhe ein Leithorizont, der eine eindeutige Zeitmarke für diese Grenze hätte abgeben können. Wir haben deshalb die Trennungsebene Trochitenkalk/Plattenkalk mit der Unterkante des Mergelhorizontes gezogen.

Die Obergrenze des Unteren Plattenkalkes ziehen wir mit dem Zurücktreten der Schillkalke, was aber durchaus nicht in allen Profilen gleichzeitig erfolgt. Dies spiegelt sich in der Mächtigkeit des Komplexes, die mit 1,5–8 m relativ grossen Schwankungen unterworfen ist. Es besteht ein kontinuierlicher Übergang vom Unteren Plattenkalk, der noch in Trochitenkalk-Fazies entwickelt ist, zum Oberen Plattenkalk, der eine andersartige Ausbildung zeigt. Es sei deshalb der Grenze zwischen den beiden Schichtgliedern keine allzu grosse Bedeutung beigemessen.

Der Obere Plattenkalk setzt sich zur Hauptsache aus einer Folge von mehr oder weniger dolomitisierten Kalken von wechselndem Habitus zusammen, während Encrinitenkalke fehlen und Schillkalke stark zurücktreten. Der Typus der Plattenkalk-Fazies wird charakterisiert durch bis mehrere Meter mächtige Komplexe einer äusserst regelmässigen Wechsellagerung von 7–15 cm dick gebankten, hellgrauen, feinkörnigen Kalken und 3–5 cm starken, hellbeigen bis gelben, manchmal tonigen, dolomitischen Zwischenlagen. Die Anklänge an die Tonplatten-Fazies von Baden-Württemberg sind unverkennbar. Als Faziesfossil findet sich in den dolomitischen Zwischenlagen, allerdings selten, *Pemphix sueuri* DESM. Auch Nester von *Coenothyris* sowie Siedlungen von *Enantiostreon* und *Placunopsis* können als schöne Beispiele von Biocoenosen in guten Aufschlüssen des Oberen Plattenkalkes hie und da beobachtet werden.

Die Komplexe von Kalken mit dolomitischen Fugen erscheinen in ihrer Einförmigkeit wie gemauert; sie bauen zu einem grossen Teil den Oberen Plattenkalk des Aargauer und Basler Tafeljura auf. In den entsprechenden Niveaux des Faltenjura treten solche rhythmisch sedimentierten Schichtpakete nur untergeordnet auf, wie etwa in der Überschiebungszone zwischen Meltingen und dem Hauenstein. Im übrigen besteht der Obere Plattenkalk des östlichen Faltenjura aus einer Folge von mehr oder weniger dolomitischen Kalken bis kalkigen Dolomiten mit vereinzelt Zwischenlagen von Bruchschillkalken. Im SE-Zipfel des Untersuchungsgebietes,

im Raume Schinznach–Baden, ändert der Obere Plattenkalk seine fazielle Ausbildung im Sinne einer immer intensiveren Dolomitisierung. Wir können dort eine Serie von 5–30 cm, aber auch bis 2 m dick gebankten, beigen, porösen, nur mehr leicht kalkigen Dolomiten beobachten, denen schichtparallel angeordnete Reihen von Löchern und Kalzitdrusen einen speziellen Charakter verleihen. Die fast völlig dolomitische Entwicklung des Plattenkalkes erschwert natürlich eine Abgrenzung zum hangenden Trigonodusdolomit beträchtlich. Man könnte sogar mit guten Gründen den Trigonodusdolomit mit der Oberkante des Unteren Plattenkalkes einsetzen lassen.

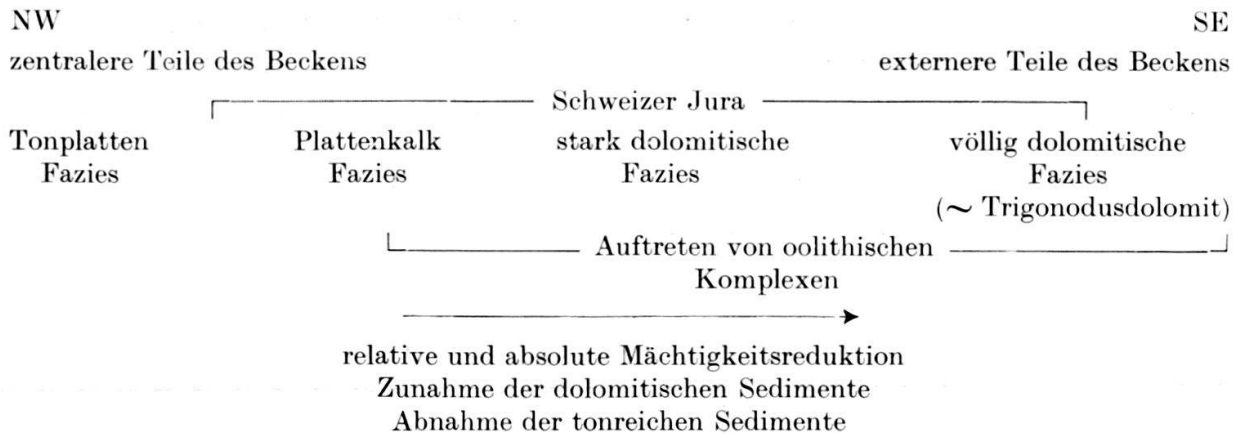
Durchgehende Leithorizonte fehlen im Oberen Plattenkalk des Untersuchungsgebietes. Zonen mit rundlichen bis fladenförmigen Kalzit-Silexkonkretionen sind häufig in den dolomitischen Partien der Serie anzutreffen und können lokal zur Parallelisierung benachbarter Profile herangezogen werden. Beachtung verdienen einige oolithische Niveaux. Im zentralen Teil des Aargauer Tafeljura, im Gebiet Schupfart–Eiken–Kaisten, ist 18–19 m über dem Mergelhorizont eine im Mittel 20 cm starke, oolithische, vielfach silifizierte Lumachelle entwickelt, die schon von BRÄNDLIN (1911) und BRAUN (1920) beschrieben worden ist.

Wir haben auch einen oolithischen Komplex aus dem Dach des Plattenkalkes im Basler und westlichen Aargauer Tafeljura beschrieben und als Giebenacher Oolith bezeichnet. Er besteht aus einer Wechsellagerung von oolithischen und nicht oolithischen, dolomitisierten Kalken und erreicht mit 5 m seine Maximalmächtigkeit im Gebiet von Wyhlen und Augst, wo er schon von DISLER (1914) beobachtet worden war. Im Dinkelberg scheint der Giebenacher Oolith nach BROMBACH (1903) nur lokal entwickelt zu sein, während er auf der Südseite des Rheins, von Augst an ostwärts, bis zur Mündung der Sisseln verfolgt werden kann. Entsprechend dem Tiefergreifen der Trigonodusdolomit-Fazies in dieser Richtung, wandern die Oolithbänke scheinbar in höhere Horizonte.

Der Eptinger Oolith greift im zentralen Teil des östlichen Faltenjura, im Gebiet zwischen Hauenstein und Staffelegg, bis in den obersten Plattenkalk hinunter. Infolge der starken Dolomitisierung ist die primäre, oolithische Struktur der Sedimente nur mehr im Dünnschliff zu erkennen. Interessant sind die Silexkonkretionen aus diesem Niveau, die silifizierte Einschlüsse von Ooiden und organogenem Detritus enthalten (siehe S. 154).

Vergleichen wir unseren Plattenkalk mit den Äquivalenten in Südwestdeutschland, so sind wesentliche Unterschiede in der faziellen Ausbildung unverkennbar:

1. Der Plattenkalk des Schweizer Jura ist in vorwiegend karbonatischer Fazies entwickelt. Ausser dem basalen Mergelhorizont fehlen Ton-, Mergel- und Knauerniveaux völlig, die eine detailliertere Gliederung der Schichtfolge ermöglichen würden.
2. Interessant ist der allmähliche, mit einer Mächtigkeitsreduktion verbundene Fazieswechsel, der im Plattenkalk zwischen oberem Neckar und dem Faltenjura festzustellen ist. Die Richtung des stärksten Faziesgefälles verläuft dabei NW-SE. Die Linien gleicher Dolomitisierungsintensität verlaufen, unter Berücksichtigung des Zusammenschubes des Faltenjura, ungefähr SW-NE.
3. Der Plattenkalk des Schweizer Jura ist relativ fossilarm, speziell in Gebieten, wo die Serie in stark bis völlig dolomitischer Fazies entwickelt ist. Besonders auffällig ist die Beschränkung der Ceratiten auf den basalen Mergelhorizont (vgl. S. 160).



c) Trigonodusdolomit

Die Grenze zum liegenden Plattenkalk ist, wie schon ausgeführt wurde, eine reine Faziesgrenze ohne stratigraphischen Leitwert und ist bedingt durch den Wechsel von der stark dolomitischen zur völlig dolomitischen Fazies. Da dieser Wechsel vielfach kontinuierlich vor sich geht, ist eine eindeutige Grenzziehung, auch in einem einzelnen Profil, oft kaum möglich.

Ganz anders verhält es sich mit dem oberen Abschluss des Trigonodusdolomites und damit des Hauptmuschelkalkes. Ein mehr oder weniger ausgeprägter Hardground mit Bonebed markiert in allen Profilen die Grenze zur hangenden Lettenkohle. Die überall gleichartige Ausbildung des Grenzhorizontes und die schon dargelegte Auffassung, dass Bonebeds dieser Art als Kondensationshorizonte zu deuten sind (siehe S.161), sprechen dafür, dass wir die Grenze Hauptmuschelkalk/Lettenkohle für unser Untersuchungsgebiet durchaus als Zeitebene betrachten können.

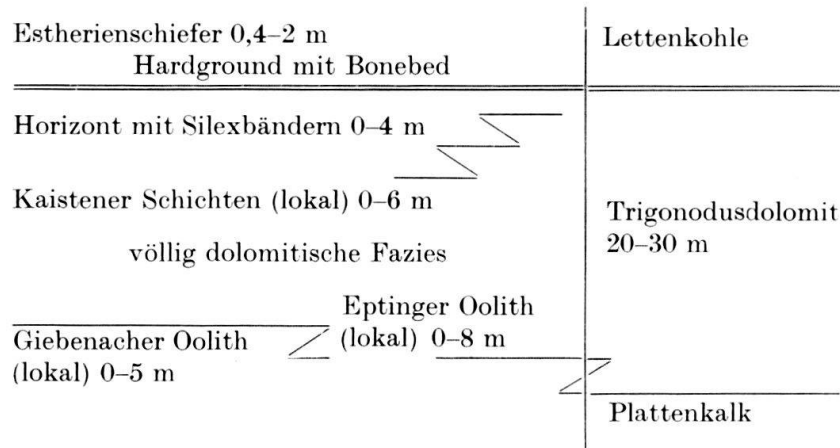
Es könnte erwartet werden, dass mit dem Tiefergreifen der dolomitischen Fazies in südöstlicher Richtung, die Mächtigkeit des Trigonodusdolomites zunehmen würde, entsprechend der Reduktion des Plattenkalkes. Tatsächlich liegt die Grenze Plattenkalk/Trigonodusdolomit im NW des Untersuchungsgebietes stratigraphisch um einiges höher als im SE, doch erfolgt in Richtung des Faziesgefälles auch eine kräftige allgemeine Mächtigkeitsreduktion der Serie, so dass der Trigonodusdolomit im Tafeljura absolut (jedoch nicht relativ zur Gesamtmächtigkeit des Hauptmuschelkalkes) mächtiger entwickelt ist als im Faltenjura.

An der Ergolzmündung (Augst) zeigt der Trigonodusdolomit eine Mächtigkeit von 20–22 m. Verfolgen wir die Serie rheinaufwärts, so nimmt die Mächtigkeit zu (Sisselnmündung 24 m, Kaisten–Waldshut 29–30 m). Im Faltenjura lassen sich überall Werte zwischen 20 und 23 m messen.

Einen Überblick über die lithostratigraphische Gliederung des Trigonodusdolomites im Schweizer Jura soll das Schema auf Seite 201 vermitteln.

Das Typusgestein des Trigonodusdolomites ist ein beiger, poröser, mittel- bis grobkörniger, beim Anschlagen bituminös riechender Dolomit, der beinahe immer kleinste bis faustgrosse Drusen von weissem bis leicht violett gefärbtem Kalzit enthält. Scharfe Schichtfugen folgen sich in Abständen von 0,5–4 m. Dazwischen ist die Bankung eher undeutlich, und die höckerigen Schichtflächen sind vielfach

mit einer bräunlichen bis schwarzen Tonhaut überzogen. Einlagerungen von unregelmässigen Rauhwackebändern, vor allem im oberen Teil der Serie, lockern in einzelnen Profilen die Einförmigkeit der Formation etwas auf.



Von Interesse sind nun einzelne Komplexe im Trigonodusdolomit, die in lithologischen Belangen von der Typusbildung abweichen und als lokale oder regionale Leitniveaux benutzt werden können. Aus dem Faltenjura haben wir den Eptinger Oolith beschrieben, der im unteren Trigonodusdolomit zwischen Liedertswil und der Staffelegg verfolgt werden kann. Im Hauenstein–Staffelegg-Gebiet greift die oolithische Fazies bis in den obersten Plattenkalk hinunter. Es stellt sich die Frage, ob der im Dach des Plattenkalkes im westlichen Tafeljura beobachtbare Giebenacher Oolith nicht identisch mit dem Eptinger Oolith im untersten Trigonodusdolomit des Faltenjura sein könnte. Diese Möglichkeit scheint bei erster Betrachtung äusserst plausibel, das heisst, wenn wir nur dem Verlauf der Faziesgrenze Plattenkalk/Trigonodusdolomit Beachtung schenken. Fassen wir aber den Giebenacher Oolith als Äquivalent des Eptinger Ooliths in einem nordwestlicheren Faziesgebiet auf, so hätten wir hier ein horizontbeständiges oolithisches Schichtglied, dessen Verbreitung auf einen N-S bis NW-SE, also fast senkrecht zu den Isopen verlaufenden Streifen beschränkt wäre. Leider fehlen uns zwischen den Verbreitungsgebieten der beiden Oolithkomplexe die Aufschlüsse, so dass wir bei der Diskussion ihres gegenseitigen Lageverhältnisses auf Vermutungen angewiesen bleiben. Wir haben es vorgezogen, die beiden Schichtglieder auseinanderzuhalten.

Ein weiterer Schichtkomplex, die Kaistener Schichten, weicht in seiner Ausbildung ebenfalls deutlich von der sonst im Schweizer Jura zu beobachtenden Entwicklung des Trigonodusdolomites ab. Wir haben das fossilreiche und lagenweise oolithische Schichtglied bereits eingehend beschrieben und festgehalten, dass die Kaistener Schichten im Tafeljura nur östlich der Linie Wallbach–Gelterkinden entwickelt sind. Sie können als Äquivalent des von PAUL (1956) aus dem Wutachgebiet beschriebenen Hangend-Oolithes betrachtet werden.

Im Faltenjura wird das Dach des Trigonodusdolomites durch einen bis 4 m mächtigen Komplex von gut gebankten Dolomiten mit schichtparallel angeordneten, gebänderten, schwarzen und weissen Silexlagen gebildet. Östlich der Salhöf keilt das dort noch 1,5 m stark entwickelte Schichtglied rasch aus und fehlt jedenfalls schon im Staffelegg-Gebiet. Im Tafeljura findet sich der Horizont mit den

Silexbändern wieder im obersten Trigonodusdolomit. Im Raume Augst–Rheinfelden–Kaisten ist der Komplex 1–3,5 m mächtig, wird aber stets noch von 1,5–5 m eines gut gebankten grobkörnigen, meist rötlichen Dolomits überlagert. Gegen den östlichen Tafeljura zu keilen zuerst die Schichten im Hangenden des Horizontes mit den Silex bei Laufenburg–Sulz aus, und etwas weiter östlich, in der Gegend von Leibstadt, fehlt erwartungsgemäss auch das Niveau mit den Silex; es wird faziell durch die Kaistener Schichten vertreten.

B. Lettenkohle

Die Lettenkohle, durch SCHAUROT (1853) als stratigraphischer Begriff eingeführt, umfasst die Schichten zwischen Hauptmuschelkalk und Hauptkeuper. Als Synonyma werden von den Schweizer Jurageologen auch die Bezeichnungen Unterer Keuper, Lettenkohle-Gruppe und Lettenkeuper verwendet.

Die Abgrenzungen der Lettenkohle zu den liegenden und hangenden Formationen werden von den verschiedenen Bearbeitern sehr unterschiedlich gezogen. Auch der Versionen betreffs Gliederung der Lettenkohle-Gruppe sind ziemlich viele. Eine Streitfrage für sich bildet seit jeher die stratigraphische Stellung der Serie.

In unserem Untersuchungsgebiet ist die Lettenkohle nicht so wechselvoll entwickelt wie in den nördlich anschliessenden Teilen des Germanischen Beckens. Wir können in zwei Abschnitte gliedern, in Estherienschiefer unten und Grenzdolomit oben.

a) Estherienschiefer

Mit «Estherienschiefer, Lettenkohlesandsteine» bezeichnete SCHALCH (1873) seinen mittleren Abschnitt der Lettenkohlegruppe, die Schichten zwischen «Unterm Dolomit mit Bonebed» und «Grenzdolomit». ZELLER (1908) unterteilte im Wutach-Gebiet den entsprechenden Abschnitt von unten nach oben in drei Horizonte: «Estherienschiefer der Unteren Lettenkohle», «Albertischen Horizont» und «Zone der Estherienschiefer bzw. sandigen Schiefer und Sandsteine».

Der Begriff «Alaunschiefer» stammt von MOESCH (1867), und zwar als petrographische Bezeichnung für die in der Lettenkohle des Aargauer Jura eingelagerten «... stark kieshaltigen Schiefer, die zur Gewinnung von Schwefelsäure und Alaun geeignet zu sein scheinen.» Als stratigraphischer Begriff wurde «Alaunschiefer» erst durch MÜHLBERG (1905) eingeführt. Als Typuslokalität kann die Schämbelen bei Brugg gelten.

Die Benennung «Estherienschiefer» wurde meines Wissens erstmals von BROMBACH (1903) für den mittleren Abschnitt der Lettenkohle im Gebiet der Dinkelberge verwendet und später von BRÄNDLIN (1911) und DISLER (1914) übernommen. Als Synonyma hielten sich aber weiterhin «Estherienschiefer» [STRÜBIN (1901), BRAUN (1920), BADER (1925) und HAUBER (1960)], wie auch «Alaunschiefer» [MÜHLBERG (1908), BRAUN (1920) und SENFTLEBEN (1923)].

FRANK (1928a) hat nun gezeigt, dass die «Estherienschiefer» der Unteren Lettenkohle von Württemberg und des südlichen Kraichgaues nicht den «Estherienschiefer» der Schweizer Geologen entsprechen, sondern einen stratigraphisch tieferen Horizont darstellen, der im Süden in dolomitischer Fazies entwickelt ist. Das zeitliche Äquivalent der «Estherienschiefer» von BROMBACH, BRÄNDLIN und DIS-

LER ist im mittleren Württemberg in den «Sandigen Pflanzenschiefern» (PROSI, 1922) der oberen Mittleren Lettenkohle zu suchen. Der Übergang von der Sandstein- zur Tonfazies erfolgt kontinuierlich, verbunden mit einer kräftigen Mächtigkeitsreduktion, zwischen Rottweil und dem östlichen Tafeljura.

Die «Estherienschiefern» von FRANK (1928a) entsprechen also den «Estherienschiefern der Unteren Lettenkohle» von ZELLER (1908), aber weder den «Alaunschiefern» MÜHLBERGS (1905), noch den «Estherienschiefern» von BROMBACH (1903) oder den «Estherienschiefern» STRÜBINS (1901), die ihrerseits dem stratigraphischen Horizont der «Zone der Estherienschiefer bzw. sandigen Schiefer und Sandsteine» von ZELLER (1908) gleichzusetzen sind.

Wir vermeiden deshalb den Ausdruck «Estherienschiefern» und verwenden die Bezeichnung «Estherienschiefer» für unsere basale Lettenkohle = obere Mittlere Lettenkohle in Baden-Württemberg («Sandige Pflanzenschiefer» nach PROSI, 1922) = «Zone der Estherienschiefer bzw. sandigen Schiefer und Sandsteine» nach ZELLER (1908) = «Alaunschiefer» MÜHLBERGS (1905) = «Estherienschiefern» von BROMBACH (1903) = «Estherienschiefer» STRÜBINS (1901). Wir möchten jedoch darauf hinweisen, dass die «Estherienschiefern» von BROMBACH (1903) als stratigraphischer Begriff die Priorität vor den nicht mit ihnen identischen «Estherienschiefern» im Sinne von FRANK (1928a) beanspruchen könnten¹³).

Im Schweizer Jura markiert ein mehr oder weniger deutlich ausgebildeter Hardground mit Bonebed die Grenze zwischen Trigonodusdolomit und Estherienschiefern. FRANK (1928a) vertritt die Auffassung, dass ein solcher Grenzhorizont nicht der einen oder anderen Formation zugeordnet werden dürfe, sondern als Zwischenbildung zu betrachten sei. Diese Ansicht ist aber abzulehnen, denn es resultiert daraus ein stratigraphisches System mit Lücken, die beachtlichen Zeiträumen entsprechen können. Wir betrachten den Hardground mit Bonebed als Basisbildung der Lettenkohle.

Die Estherienschiefer, eine 0,4–2 m mächtige Folge von schwarzen bis bräunlichen, blättrigen bis schiefrigen Tonen, die mit beigen, feinkörnigen, dünn gebankten Dolomiten wechsellagern, bilden einen sehr markanten Horizont, der im ganzen Untersuchungsgebiet entwickelt ist. Neben reichlich Zahn- und Schuppenresten, die sich stellenweise zu eigentlichen Bonebeds anreichern können, führen die Tone lagenweise massenhaft *Estheria minuta* (GOLDF.) und *Lingula tenuissima* BRONN. Die einzelnen Tonplättchen sind vielfach durch limonitische Krusten miteinander verbacken. Feinsandige Schiefertone finden sich als dünne Einschaltungen in den Estherienschiefern des östlichen Tafeljura, zwischen Waldshut und Frick. BRÄNDLIN (1911) und BRAUN (1920) signalisieren Landpflanzenreste aus diesen Zwischenlagen. Im westlichen Tafeljura wie auch im Faltenjura führen die Estherienschiefer keinen detritischen Quarz, was bei palaeogeographischen Betrachtungen nicht ausser Acht gelassen werden soll. Hingegen nimmt die Sandführung von der Aaremündung gegen N rasch zu, und im Gebiet des obersten Neckar erfolgt der fazielle Übergang unserer Estherienschiefer in die Sandigen Pflanzenschiefer von PROSI (1922). Die Obergrenze der Estherienschiefer ziehen wir mit dem Einsatz

¹³) Der Artikel im Lexique stratigraphique international, vol. 1, fas. 5 d 2 (1958) p. 30, wäre in diesem Sinne zu ergänzen.

eines weiteren, geschlossenen Dolomitkomplexes. Wahrscheinlich erfolgt der Umschlag von der Ton- zur Dolomitfazies jedoch nicht überall in der selben Schichthöhe.

b) Grenzdolomit

Wir verwenden für den östlichen Schweizer Jura den Begriff «Grenzdolomit» weiterhin im Sinne von SCHALCH (1873), BROMBACH (1903), ZELLER (1908), BRÄNDLIN (1911), DISLER (1914), BRAUN (1920), SENFTLEBEN (1923) und HAUBER (1960), als Benennung des Schichtgliedes zwischen Estherienschiefern und Gipskeuper. MÜHLBERG (1908) benutzte als Synonym «Zellendolomit», BRÄNDLIN (1911) und BADER (1925) gaben der Bezeichnung «Oberer Dolomit» den Vorzug.

Nach den FRANKSchen (1928a,b, 1930a,b, 1936) Thesen von Faziescharakter aller Schichtgrenzen in der süddeutschen Trias, werden auch unter «Grenzdolomit», der aus dem ganzen Germanischen Becken beschrieben wird, ganz verschiedene, heterochrone Schichtglieder verstanden. So entspricht nach FRANK (1928a) unser «Grenzdolomit» nicht dem «Grenzdolomit» von Mittelwürttemberg und Franken, wo die Benennung durch SANDBERGER (1840) aufgestellt worden war, sondern etwa den mittelwürttembergischen «Linguladolomiten» KLINGLERS (vgl. *Lexique stratigraphique international*, vol. 1, fasc. 5 d 2 (1958) p. 57). Das chronologische Äquivalent des «Grenzdolomites» der Typus-Gegend läge demnach im Schweizer Jura als Teil des unteren Gipskeupers vor. Es dürfte nicht leicht sein, diese Ansicht FRANKS zu bestätigen oder zu widerlegen, weil keine Leitfossilien vorhanden sind. Die Stratigraphie mit Hilfe der «Bankverfolgung von Aufschluss zu Aufschluss» über grössere Räume wird aber immer etwas problematisch bleiben.

Der Grenzdolomit des Untersuchungsgebietes, im Tafeljura 2–6 m, im Faltenjura 1–5 m mächtig, ist als Folge von gut gebankten, feinkörnigen, hellbeigen Dolomiten, die mit Rauhwackebändern wechsellagern, entwickelt. Einzelne Bänke führen eine artenarme Lamellibranchierfauna. Im oberen Teil der Serie werden die Dolomite stets durch Rauhwacken ersetzt, in deren Zellen nebst Dolomitbrocken auch vielfach Paketchen von grünem Ton zu beobachten sind. In einzelnen Profilen finden sich im Grenzdolomit Zwischenlagen von grauen bis bräunlichen, schiefrigen Tonen, die eine Wiederkehr der Estherienschiefer-Fazies darstellen. FRANK (1928a) glaubte in diesen nur lokal auftretenden Tonlagen die Äquivalente der «Grünen Mergel» des Kraichgaues und des nördlichen und mittleren Württemberg entdeckt zu haben, die ihrerseits den fränkischen «Grundgipsschichten» entsprechen sollen. Doch sind die Faziesdifferenzen in der gesamten Lettenkohle zwischen den genannten Gebieten und unserem Untersuchungsgebiet derart gross, dass solche Parallelisierungsversuche nur mit grösster Vorsicht aufzunehmen sind.

Über dem Rauhwacke-Komplex des obersten Grenzdolomites setzen graue und grüne, selten rötliche, vielfach siltige Tone ein, die mit tonigen Dolomiten und dünnen, grosskavernösen Rauhwackebändern wechsellagern. Einschaltungen von dünnen Gipsbändern und -linsen lassen den vollzogenen Übergang zum Gipskeuper erkennen. Wir ziehen also die Trennungslinie Grenzdolomit/Gipskeuper und damit auch die Grenze Muschelkalk/Keuper mit dem Einsatz der ersten Schichten, die die für den Keuper charakteristische Buntmergelfazies zeigen.

c) Stratigraphische Zuordnung der Lettenkohle

Vergleichen wir die Lettenkohle des Schweizer Jura mit der entsprechenden Formation in Südwestdeutschland und in Elsass-Lothringen, so sind grosse Unterschiede in der faziellen Entwicklung unverkennbar. Die ganze Untere und ein Teil der Mittleren Lettenkohle Südwestdeutschlands fehlen im östlichen Schweizer Jura oder sind, nach FRANK (1928a), in Trigonodusdolomit-Fazies entwickelt. Ein Hiatus wird jedenfalls durch den Hardground mit Bonebed an der Basis der Estherienschiefer angedeutet. Es erfolgte jedoch keine Trockenlegung, sondern nur ein Aussetzen der Sedimentation (siehe S. 161). Die Ansicht FRANKS (1928a), dass Sedimentationsunterbrechungen dieser Art nur durch Strömungen hervorgerufen werden können, ist wohl kaum richtig.

BROMBACH (1903), ZELLER (1908), BRÄNDLIN (1911) und BRAUN (1920) vermeinten im Raum der Dinkelberge und des östlichen Tafeljura Äquivalente der «Unteren Dolomite» SCHALCHS (1873) festgestellt zu haben. Die fazielle Entwicklung und der Fossilgehalt dieser geringmächtigen Dolomitkomplexe im Liegenden der Estherienschiefer unterscheiden sich jedoch nicht von der üblichen Ausbildung und der Faunengesellschaft des obersten Trigonodusdolomites, so dass eine Abtrennung der strittigen Horizonte vom Trigonodusdolomit praktisch unmöglich und zudem ungerechtfertigt ist. Daran ändern auch die Bonebeds nichts, die innerhalb dieses Niveau stellenweise auftreten. Aus diesen Gründen können wir auch FRANK (1928a) nicht beipflichten, der in dem zur Diskussion stehenden Dolomitkomplex ein Äquivalent der «Albertibank» ZELLERS (1908) erkannt zu haben glaubte.

Die französischen Geologen ordnen heute die vorwiegend marine Lettenkohle von Elsass-Lothringen, des Morvan und der Provence eindeutig dem Muschelkalk zu (GIGNOUX, 1950; THÉOBALD, 1952). Dagegen rechnen die meisten deutschen Geologen die Lettenkohle zum Keuper, trotz der Vorbehalte, die ZELLER (1907, 1908) angemeldet hat. Effektiv zeigt die Lettenkohle zum Beispiel in Franken und im mittleren und nördlichen Baden-Württemberg viele fazielle Züge (bunte «Mergel», Schiefertone und Landpflanzen führende Sandsteine, Gipseinlagerungen etc.), die eine Zuordnung zum Keuper vollauf rechtfertigen.

Betrachten wir nun die Lettenkohle des Schweizer Jura, so zeigt diese bei einer stark reduzierten Entwicklung fast rein marine Züge und schliesst sich in ihrer Ausbildung durchaus dem oberen Hauptmuschelkalk an. Daran kann auch die scharfe, auf einen Hiatus hindeutende Grenze zum liegenden Trigonodusdolomit und die demgegenüber eher weniger markante Trennungsebene zum hangenden Gipskeuper nichts ändern.

Wir haben die Bonebeds des obersten Hauptmuschelkalkes und der Lettenkohle als marine Mangelsedimente, als Kondensationshorizonte gedeutet. Auch die Estherienschiefer des Schweizer Jura entsprechen einer ganz analogen Bildung, indem wohl der Chemismus des Wassers eine Ausfällung von grösseren Mengen Karbonat nicht ermöglichte. Daher nur geringe Sedimentation von Tonmineralien, die zum Teil von weit her eingeschwemmt sein mochten, sowie Bildung von Eisenschwarten und Bonebeds. Nur die geringmächtigen, Reste von Landpflanzen führenden Schiefertone im Dach der Estherienschiefer des östlichen Tafeljura lassen einen lokalen, vorübergehenden, kontinentalen Einfluss erkennen.

Die Fauna der Estherienschiefer ist neben reichlich Zahn- und Schuppenresten auf *Estheria minuta* (GOLDF.) und *Lingula tenuissima* BRONN beschränkt, während in zwischengeschalteten Dolomitbänken auch *Myophoria goldfussi* ALB. gefunden werden kann. Nach WAGNER (1913) fand *Myophoria goldfussi* im seichten, warmen Meer die ihr zusagenden Lebensbedingungen. Dagegen betrachtet man *Lingula* und *Estheria* im allgemeinen als Faziesfossilien für Brackwassersedimente. Es ist aber zu beachten, dass Linguliden und Estherien auch in normalmarinen Faunengesellschaften anzutreffen sind, worauf schon THÜRACH (1900), WAGNER (1913), FRANK (1928a) und andere hingewiesen haben. Es scheint, dass *Lingula* und *Estheria* eigentliche «lithologische Faziesfossilien» darstellen, charakteristisch nicht in erster Linie für gewisse Lebensbedingungen, sondern vielmehr spezifisch für einen bestimmten Typ von Sedimenten, der in verschiedenen Faziesräumen gleichartig ausgebildet sein kann. Die Möglichkeit einer Fossilisierung von dünnsten Schälchen war offenbar gegeben in tonreichen, unter ruhigen Verhältnissen sedimentierten Absätzen. Wesentlich ist wohl auch, dass Linguliden und Estherien Hornschälchen besitzen. Sie konnten deshalb auch bei für Kalkfällung ungünstigen Verhältnissen ihre Schalen bauen, und diese wurden selbst in einem Milieu fossilisiert, wo Kalk in Lösung ging. Zum Vergleich haben wir Lagen von schiefrigen Tonen, die lithologisch mit unseren Estherienschiefern grosse Ähnlichkeit besitzen, im Trochitenkalk von Bruchsal und Wiesloch untersucht. *Lingula tenuissima* BRONN fand sich sehr häufig, Estherien nur selten.

Wir halten also fest, dass die euryhaline Faunengesellschaft unserer Estherienschiefer nicht gegen ein marines Milieu spricht, jedenfalls fehlen typische Vertreter des brackischen Lebensraumes, wie etwa *Anodontophora*.

Im Grenzdolomit stellen wir, analog wie im Trigonodusdolomit, eine Fauna fest, die sich von der des unteren Hauptmuschelkalkes durch das Fehlen der Echinodermen, Terebrateln, Austern und Cephalopoden unterscheidet, wie dies schon ZELLER (1907, 1908) festhielt. Aber der marine Charakter der Serie wird, abgesehen von der lithologischen Ausbildung, deutlich dokumentiert durch die zahlreichen Funde von *Lima striata* (SCHLOTH.), *Hoernesia socialis* (SCHLOTH.), *Myophoria intermedia* SCHAUR. und *Myophoria goldfussi* ALB. (Fig. 1 und 2, Taf. III). Interessant ist, dass diese, gegenüber der des oberen Trigonodusdolomites doch deutlich verarmte Lamellibranchierfauna sich optimaler Lebensbedingungen erfreute, wie der auffallende Riesenwuchs aller vorkommenden Formen im Grenzdolomit verrät.

Wir kommen also zum Schluss, dass die Lettenkohle des Schweizer Jura einen eindeutig marinen Charakter aufweist, dass sie sich also in bezug auf die Fazies an den Muschelkalk und nicht an den Keuper anschliesst. Dies entspricht auch den Verhältnissen im W und SW. Es scheint uns deshalb für das Gebiet des Schweizer Jura praktischer, dem Usus der französischen Geologen zu folgen und die Lettenkohle als oberstes Glied des Oberen Muschelkalkes zu betrachten.

PALAEOGEOGRAPHISCHE BETRACHTUNGEN UND FAZIESBILD

Die Sedimente des germanischen Muschelkalkes entsprechen Bildungen eines flachen Binnenmeeres, das aber meist Verbindungen zur Tethys besass. Die Trans-

gression des Röt und des Wellengebirges erfolgte durch die «Schlesische Pforte» in südwestlicher Richtung. Das Meer folgte bei seinem Vorstoss nach Südwestdeutschland den schon vorhandenen Tiefenrinnen, der «Fränkischen Strasse» und später der «Schwäbischen Strasse». In einer ersten Inundationsphase gelangte der Untere Muschelkalk zum Absatz.

Mit einer Hebung des Gebietes, wobei sich das Meer entsprechend einer leichten Kippbewegung des Beckens nach SW zurückzog, wurden die Bedingungen für die Bildung des Mittleren Muschelkalkes geschaffen.

Einer erneuten Transgression, wie das Wandern der Grenze Anhydritgruppe/Hauptmuschelkalk zeigt, wieder von N her, entspricht der Einsatz des Oberen Muschelkalkes. Im Verlaufe dieses letzten Zyklus der Muschelkalkzeit schloss sich dann die «Schlesische Pforte» endgültig, und die Verbindung mit der Tethys spielte über die «Burgundische Strasse» zur Provence. Mit der Regression zu Ende der Mitteltrias erfolgte wieder eine langsame Kippbewegung des Beckens mit Einsenkung desselben im SW, so dass sich das Meer in dieser Richtung, das heisst gegen das Rhonegebiet, zurückzog.

Die Transgression des Hauptmuschelkalkes deutet sich im Schweizer Jura bereits in der Serie des Anhydritdolomites an, der stärker marine Züge aufweist als die Hauptanhydritgruppe. Der scharfe Einsatz des Trochitenkalkes zeigt eine weitere Absenkung des Beckens, gefolgt von einer raschen Transgression über ein äusserst flaches Relief an. In der Inundationsphase, der die Serien des Trochiten- und Plattenkalkes entsprechen, blieb die Wassertiefe immer gering, jedenfalls geringer als in den nördlich anschliessenden Teilen des Germanischen Beckens. Ein individuenreiche Fauna, die auf neritische, im Trochitenkalk sogar bis litorale Faziesverhältnisse hindeutet, belebte das Meer. Strömungen und Grundwellengang verhinderten jedoch zur Trochitenkalkzeit grösstenteils die Fossilisierung der abgestorbenen Tiere und sorgten für Bruchschillbildung und mehrfache Umlagerung organogen-detritischer Sedimente.

Der Einsatz des Plattenkalkes ist durch eine weitere Absenkung des Beckens bedingt. Der Meeresgrund lag nun tiefer als der Bereich der Grundwellen, worauf die Seelilien ausstarben und der Bruchschillbildung ein Ende gesetzt war. Rhythmisch gegliederte Kalk/Dolomit-Ton-Sedimente gelangten zum Absatz, wenigstens im NW-Teil des Untersuchungsgebietes. Damit war das Maximum der Transgression erreicht. Es ist auch möglich, die geringeren Wasserbewegungen zur Plattenkalkzeit durch Umstellungen in der Palaeogeographie zu erklären (geschlossene «Schlesische Pforte»).

Noch im Plattenkalk setzte die Regression ein. Dolomitische Sedimente gelangten, zuerst nur im SE, wo die Wassertiefe stets geringer war, später in immer weiter nach NW sich ausdehnenden Gürteln zur Ablagerung und lassen auf Einengung des Meeres und damit auf erhöhte Mineralisation des Wassers schliessen. Dies machte sich auch in einer mehr und mehr verarmenden Fauna bemerkbar. Cephalopoden¹⁴⁾, Terebrateln und Austern fanden im Faziesraum des Trigonodusdolomites keine ihnen günstige Lebensbedingungen mehr vor und starben aus, während gewisse Lamellibranchier und Gastropoden weniger empfindlich reagier-

¹⁴⁾ Ausnahmsweise Zwergformen von *Germanonautilus* in den Kaistener Schichten (HERB, 1957).

ten. Als Folge der reduzierten Wassertiefe setzte auch die Oolith- und Schillbildung wieder ein, wie dies die Schichtkomplexe im Dach des Plattenkalkes und im Trigonodusdolomit dokumentieren.

Mit dem Beginn der Lettenkohlezeit zog sich das Meer in Richtung «Rhonpforte» zurück, verblieb aber in den südwestlichen Teilen des Germanischen Beckens länger als im anschliessenden Südwestdeutschland, wo die Lettenkohle neben brackischen Zügen auch starke kontinentale Einflüsse zeigt, während das entsprechende Schichtglied in der Lorraine und im Jura noch eindeutig marinen Charakter aufweist, bei einer stark reduzierten, aber grosswüchsigen Fauna. Die Verbindung mit der Tethys spielte nun via Provence-Westalpen.

Die Serien des Hauptkeupers entsprechen übersalzen-marinen Verhältnissen mit kontinentalen Einflüssen, in einem äusserst flachen Becken. Einzelne Vorstösse des offenen Meeres nach NE schufen von Zeit zu Zeit wieder normaler marine Bedingungen in Teilen des Germanischen Beckens (z. B. Gansinger Dolomit).

Vergleichen wir den Oberen Muschelkalk des östlichen Schweizer Jura mit den Äquivalenten in Südwestdeutschland, so sind die Unterschiede in der faziellen Entwicklung augenfällig, worauf wir schon bei der Beschreibung der einzelnen Schichtgruppen hingewiesen haben. Eine Detailgliederung des Hauptmuschelkalkes, wie sie zum Beispiel durch ALDINGER (1928), VOLLRATH (1939, 1955a,b,c, 1957, 1958) und WIRTH (1957, 1958) in Baden-Württemberg aufgestellt worden ist, lässt sich in unserem Untersuchungsgebiet nicht durchführen, da die unter ruhigeren Verhältnissen sedimentierten, aus zentraleren Teilen des Beckens bekannten, niveaubeständigen Horizonte wie Ton-, Mergel- und Knauerlagen, wie auch Terebratelbänke, viel seltener sind. Der Hauptmuschelkalk des Schweizer Jura entspricht einer neritischen bis litoralen Bildung in einer breiten, seichten, südlichen Randzone des Germanischen Beckens. Der Übergang von der Ausbildung des Oberen Muschelkalkes internerer Teile des Beckens, in «Germanischer Fazies», zur Entwicklung der Formation in südöstlichen, externeren Räumen des Beckens, von PAUL (1956) als «Alemannische Fazies» bezeichnet, kann im Gebiet der Baar und des Wutachtales Schritt für Schritt verfolgt werden. Die «Alemannische Fazies» entspricht aber nur einer Zwischenstufe. Nach SE erfolgt der Übergang zur «Autochthon-Helvetischen Fazies», zum Rötidolomit. Dieser Übergang bahnt sich, wie die folgenden Ausführungen zeigen werden, bereits im östlichen Schweizer Jura an.

Betrachten wir vorerst die Mächtigkeitsverhältnisse. Der Trochitenkalk reduziert sich nach S und SE nur leicht. Extrapolieren wir im Rahmen der gemessenen Werte und berücksichtigen dabei den Zusammenschub des Faltenjura, so berechnet sich die mittlere Mächtigkeitsabnahme des Trochitenkalkes in allgemeiner Richtung SSE auf ca. 2 m pro 10 km Horizontaldistanz. Weit beträchtlicher ist dagegen die Reduktion von Plattenkalk plus Trigonodusdolomit in allgemeiner Richtung SE. Die Mächtigkeitsabnahme beträgt ca. 8 m pro 10 km Horizontaldistanz. Wir müssen hier Plattenkalk und Trigonodusdolomit als eine Einheit auffassen, da die Grenze zwischen den beiden Formationen heterochron ist.

Ein Gesamtbild vermittelt die Isopachenkarte (Fig. 2) des Hauptmuschelkalkes im östlichen Schweizer Jura. Es ist zu beachten, dass der Faltenjura bei der Konstruktion des Kärtchens nicht abgewickelt wurde. Dies äussert sich in einer leichten Scharung der Isopachen, sowie in einem Abdrehen der Kurven in eine mehr E-W

verlaufende Richtung im Raume des Kettenjura und der Überschiebungszone desselben auf den Tafeljura. Die Ergebnisse der Tiefbohrung Altishofen (KOPP, 1955) zeigen, dass die Mächtigkeitsreduktion des Hauptmuschelkalkes auch unter dem Molassebecken weiter fortschreitet.

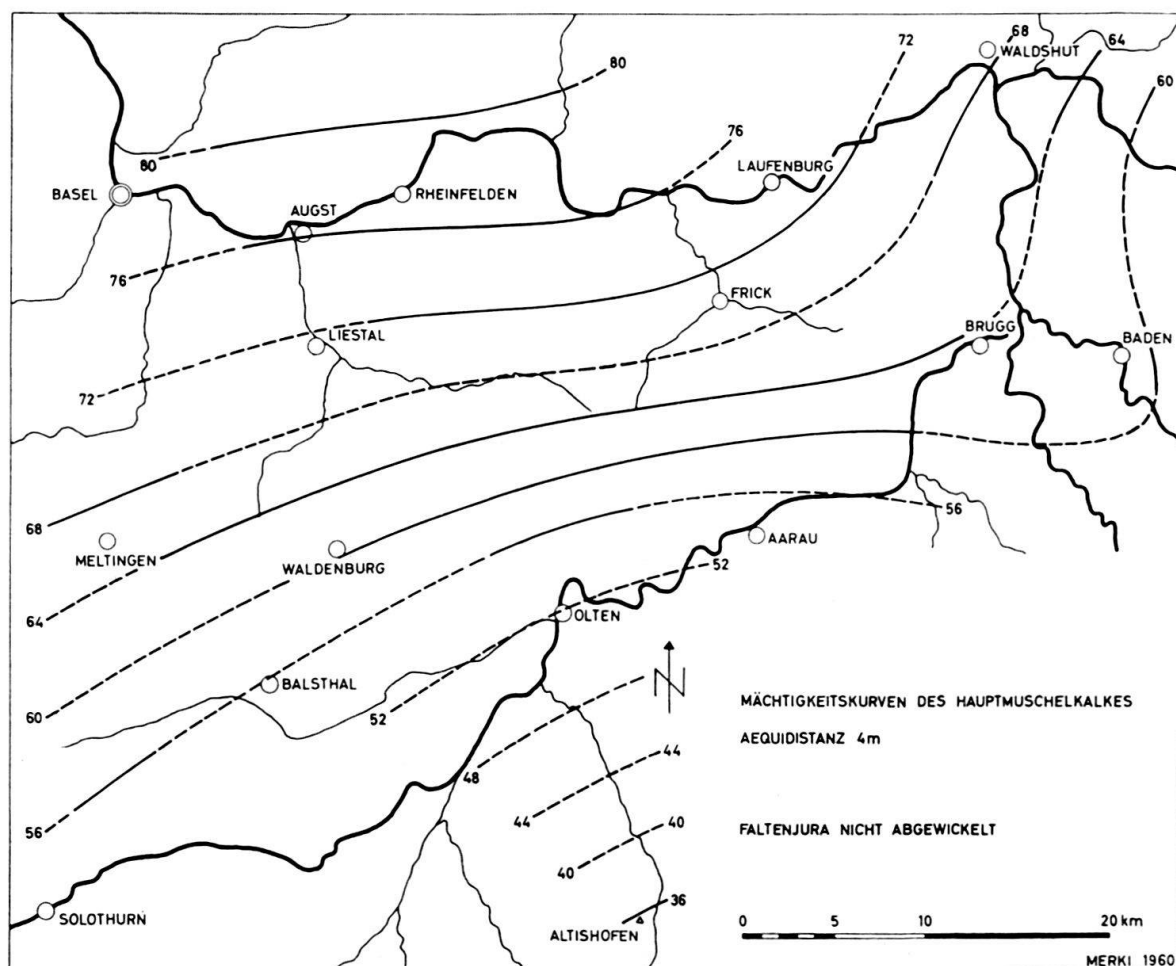


Fig. 2. Isopachen des Hauptmuschelkalkes im östlichen Schweizer Jura.

In gleicher Richtung, in der die Mächtigkeit abnimmt, macht sich im Hauptmuschelkalk ein deutlicher Fazieswechsel im Sinne einer immer intensiveren Dolomitisierung bemerkbar. Wir haben beschrieben, wie die Fazies des Anhydritdolomits in den südlichsten (Weissenstein) und östlichsten (Waldshut) Aufschlüssen des Untersuchungsgebietes in den Trochitenkalk hinaufgreift. Noch augenfälliger ist, neben der schief zu den Zeitebenen verlaufenden Formationsgrenze Plattenkalk/Trigonodusdolomit, die ganz allgemein in südöstlicher Richtung immer tiefer in Platten- und Trochitenkalk hinuntergreifende stark dolomitische Fazies.

Die Isopenkarte (Fig. 3) zeigt das relative Verhältnis zwischen kalkiger und stark bis völlig dolomitischer Fazies im Hauptmuschelkalk des östlichen Schweizer Jura. Die Linien gleichen Anteils der stark bis völlig dolomitischen Fazies am Aufbau der Schichtfolge sind natürlich keine Isopen im strengsten Sinne des Ausdrucks, vermitteln aber ein gutes Bild vom allgemeinen Fazieswechsel in Richtung SE. Auch hier ist im Raume des Faltenjura das Abdrehen der Kurven in eine mehr E-W

streichende Lage durch die Verkürzung des ursprünglichen Sedimentationsbeckens infolge der Jurafaltung zu erklären. Es ist zu beachten, dass der Fazieswechsel nicht gleichmässig vor sich geht, sondern sich am Rand des Molassebeckens intensiviert, was sich vor allem in der Scharung der Isopen im Raume Brugg–Baden äussert.

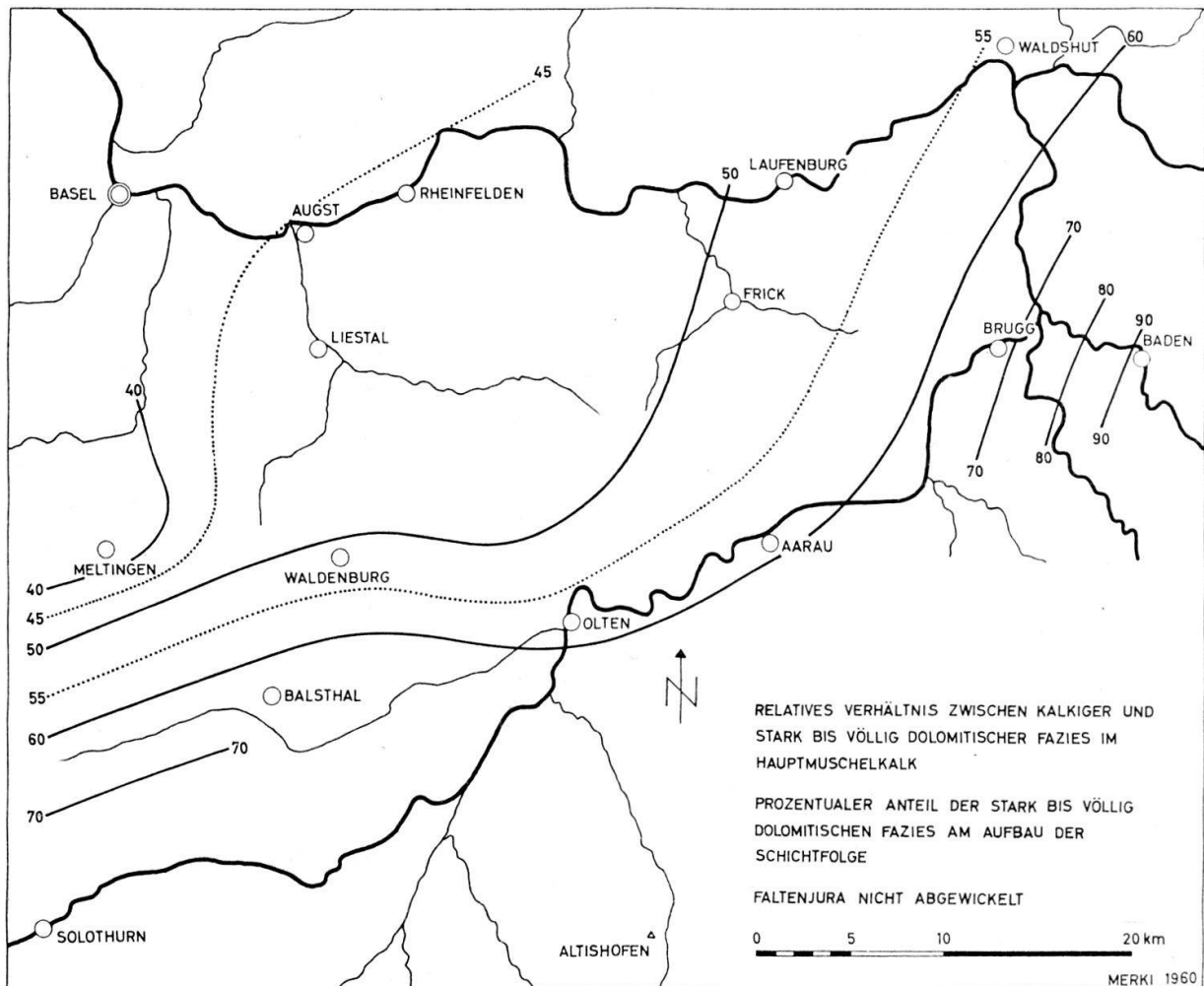
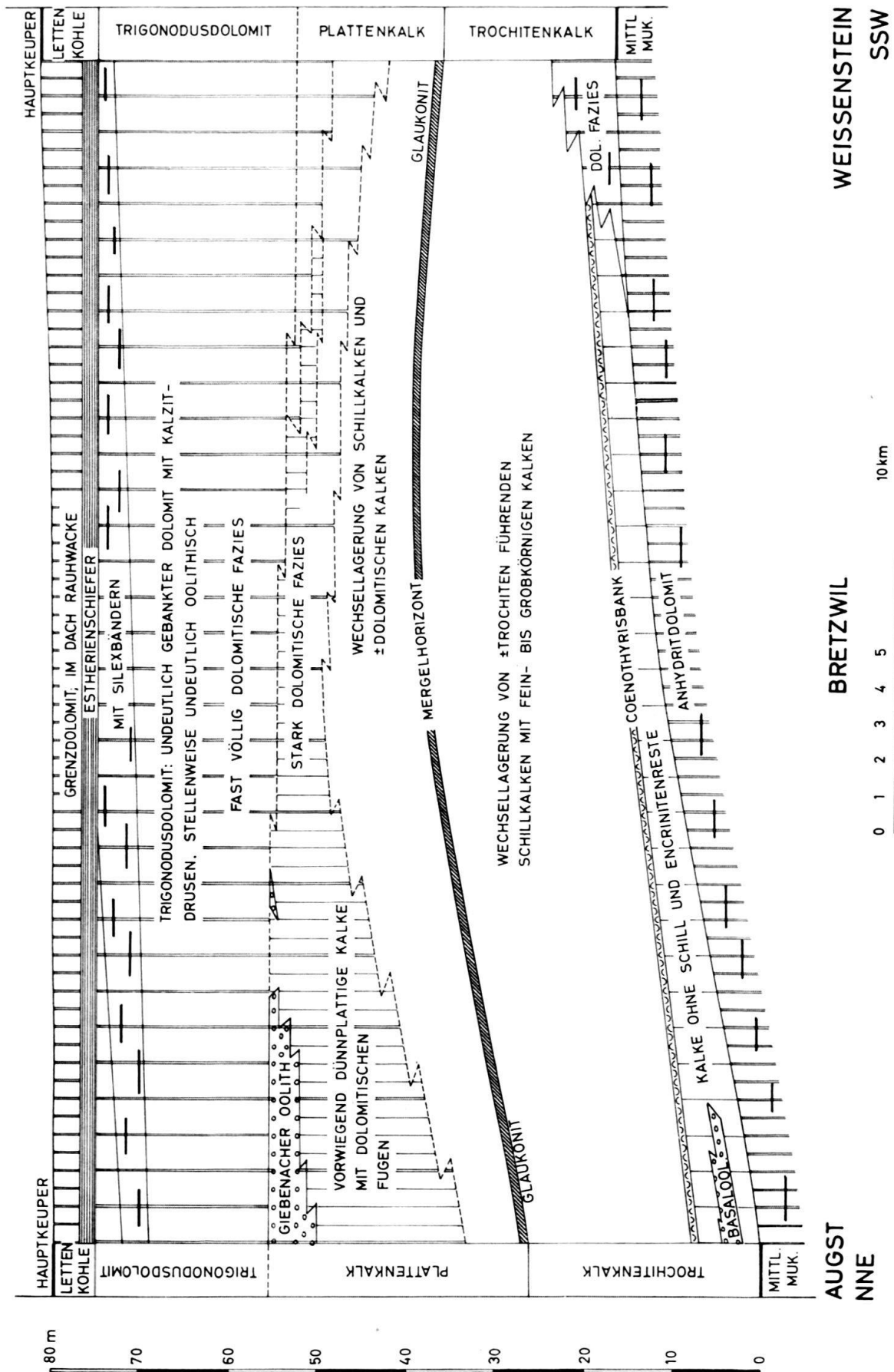


Fig. 3. Linien gleichen Anteils der stark bis völlig dolomitischen Fazies am Aufbau des Hauptmuschelkalkes.

Extrapolieren wir auf Grund der Isopenkarte, so kann mit einiger Sicherheit ausgesagt werden, dass südöstlich einer Linie Bern–Zürich–Winterthur–Stein am Rhein der ganze Hauptmuschelkalk in völlig dolomitischer Fazies entwickelt ist. Dies dürfte nicht zuletzt auch die Erdölgeologen interessieren.

Die beiden Faziesprofile (Fig. 4 und 5) entsprechen zwei NNE–SSW verlaufenden Schnitten durch das Untersuchungsgebiet und sollen das auf den Tafeln IV und V nicht zur Darstellung gelangende Verhältnis zwischen Oberem Muschelkalk des Falten- und Tafeljura einerseits, sowie des östlichen Tafeljura und des Wutach-Gebietes anderseits dokumentieren. Der linke Teil im zweiten Profil (Fig. 5) zeigt den Oberen Muschelkalk des Wutachtales nach der Gliederung, die PAUL (1936, 1956) gegeben hat. Man beachte, dass die beiden Schnitte nach der geographischen Lage der Aufschlüsse ausgerichtet sind und stark schief zur Richtung des grössten Faziesgefälles verlaufen. Dennoch kommt der Übergang von der kalkigen zur dolomitischen Fazies deutlich zum Ausdruck.



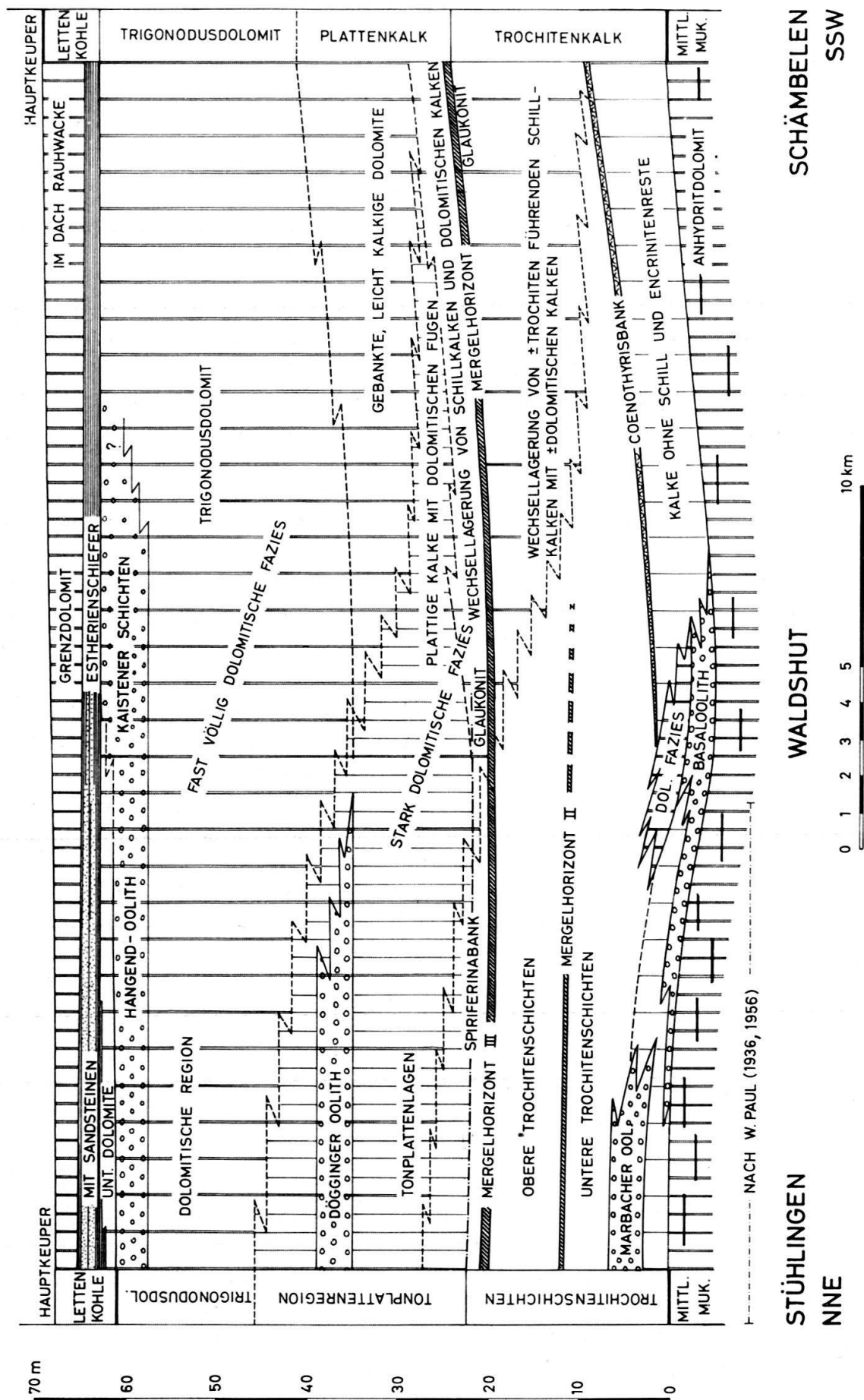


Fig. 5. Faziesprofil Stühlingen-Schämbeelen (Achse 2 auf Kärtchen der Taf. V). Zum Teil nach W. PAUL (1936, 1956).

Der marine Charakter des Oberen Muschelkalkes im Schweizer Jura bleibt immer gewahrt, auch in der Lettenkohle. Terrigene Einschlüsse finden sich nur ganz lokal in den Estherienschiefern des östlichen Tafeljura. Die Einschwemmung des feinen Quarzsandes erfolgte damals zweifelsohne von N bis NE her. Die kräftige Mächtigkeitsreduktion des Hauptmuschelkalkes und der Wechsel zu einer immer stärker dolomitischen Fazies nach SE lassen auf eine Verflachung des Sedimentationsbeckens in dieser Richtung schliessen. Es erfolgte aber kein unmittelbarer Anstieg zu einer Küste, wie das absolute Fehlen von terrigenen Psammiten im ganzen Oberen Muschelkalk des Faltenjura beweist. Es scheint uns dagegen gesichert, dass sich nach SE der Übergang vom germanischen Hauptmuschelkalk in einen, wohl den oberen Teil des autochthon-helvetischen Rötidolomits vollzieht. Diese Auffassung wird auch von BRUNNSCHWEILER (1948) und TRÜMPY (1959) verfochten. Neben lithofaziellen Parallelen kann als Stütze dieser These auch die Fauna herangezogen werden, die der Rötidolomit des Autochthon an einzelnen Stellen führt. Wir verweisen auf die diesbezüglichen Ausführungen von RICOUR (1952b) und TRÜMPY (1959). Die, entsprechend den Faziesverhältnissen, verarmte Fauna erlaubt zwar kaum eine altersmässige Parallelisierung zwischen den germanischen Mitteltrias-Formationen und einzelnen Schichtgliedern im helvetischen Faziesbereich, zeigt aber in ihrer Gesamtheit durchaus germanischen Habitus. Schon FRANK (1930a) brachte die autochthon-helvetische Trias mit der germanischen Trias in Verbindung. Der Autor betrachtete aber den Rötidolomit nur als Äquivalent eines oberen Teiles des Hauptmuschelkalkes.

Wir sehen, dass keine Anzeichen für die Existenz einer mitteltriadischen Schwelle oder gar Landmasse zwischen Faltenjura und den autochthonen Massiven vorhanden sind. Das «Vindelizische Land» GÜMBELS, unter dem bayrischen Molassebecken eindeutig nachgewiesen, besass keinen Ausläufer im Raum des heutigen schweizerischen Molassebeckens. Dies ist auch die Auffassung von FRANK (1930a), RICOUR (1952a) und TRÜMPY (1959), wogegen WAGNER (1956) und DORN (1958) weiterhin eine Landmasse unter den Schweizer Molassebecken annehmen. Diese, unserer Ansicht nach unberechtigte Hypothese hat sich leider auch in die meisten Lehrbücher eingeschlichen. Neue Anhaltspunkte über die Lage der südwestlichen Küste des «Vindelizischen Landes» dürften wohl demnächst die zum heutigen Zeitpunkt angesetzten Tiefbohrungen auf der schwäbisch-württembergischen Seite des Bodensees vermitteln.

RÉSUMÉ DES PRINCIPAUX RÉSULTATS

Ce travail veut donner une description générale du Muschelkalk supérieur dans le Jura suisse. Le terrain n'affleure que dans la partie septentrionale et orientale de la chaîne.

La subdivision du Muschelkalk supérieur et la corrélation des niveaux d'une coupe à l'autre se fait sur des bases lithologiques. Pour cette raison une première partie donne une description détaillée des différents types de sédiments.

Le tableau 1 de la page 145 et les coupes de faciès (fig. 4 et 5) donnent une vue générale sur la subdivision de la série et sur la nomenclature.

La partie stratigraphique de ce travail se divise en deux chapitres. Dans un premier chapitre on décrit les séries locales dans les six régions, délimitées d'après des critères géologiques et géographiques, où le Muschelkalk a été étudié. Les deux tableaux (IV et V) placés à la fin servent de documentation. Dans le deuxième chapitre on trouve une description du Muschelkalk supérieur dans tout le Jura suisse et une comparaison de la série avec celle de l'Allemagne du Sud-Ouest. La dernière partie de ce travail est consacrée à l'étude des variations de faciès et d'épaisseur et de leur importance dans un cadre paléogéographique plus large.

Résumons brièvement les principaux résultats:

a) Le Muschelkalk supérieur de l'Est du Jura peut être subdivisé lithologiquement. De minces lits argileux ou marneux, un banc à *Coenothyris*, des niveaux à silex ou oolithiques servent d'horizons repères. Par contre, des bancs à débris coquillers ou à entroques ne sont pas constants, même sur de courtes distances. Un niveau à Cératites, à la base du Plattenkalk, peut être assimilé à un horizon défini de l'échelle des Cératites établi en Allemagne.

b) Les limites inférieure et supérieure du Hauptmuschelkalk paraissent être isochroniques sur le terrain de recherche. De même, les limites entre Trochitenkalk (calcaires à entroques) inférieur et supérieur et entre Trochitenkalk et Plattenkalk (appelé aussi – à tort – «calcaire à *nodosus*») peuvent être considérées comme des repères. Par contre, la séparation entre Plattenkalk et Trigonodusdolomit n'est qu'une limite de faciès sans valeur chronologique.

c) Bien que réduite, la Lettenkohle du Jura suisse est franchement marine et se rapproche, quant au caractère de sédimentation, du Muschelkalk. Pour cette raison, il nous paraît plus justifié de suivre l'usage des géologues français et de considérer la Lettenkohle (pour ce qui concerne le Jura suisse) comme le terme le plus élevé du Muschelkalk supérieur.

d) Les différences de faciès du Muschelkalk supérieur entre le terrain de recherche et l'Allemagne du Sud-Ouest sont marquantes. Le Hauptmuschelkalk et la Lettenkohle du Jura suisse correspondent à des dépôts plus néritiques ou même littoraux dans une zone large et peu profonde à la bordure Sud du bassin germanique (faciès alémanique, PAUL 1956).

e) On constate en direction du Sud-Est une forte réduction des épaisseurs du Muschelkalk supérieur (voir la carte des isopaques, fig. 2). Le Hauptmuschelkalk présente dans la même direction un changement de faciès, soit une dolomitisation de plus en plus importante (voir la carte des lignes isopiques, fig. 3 et les coupes de faciès, fig. 4 et 5). Le manque de matériel terrigène dans le Hauptmuschelkalk du Jura suisse et certaines analogies de la faune sont deux faits supplémentaires, indiquant que le passage du Hauptmuschelkalk germanique à une partie supérieure du Rötldolomit de la zone autochtone et helvétique se fait sous le bassin molassique suisse. On en déduit, que la «chaîne vindélicienne», dont l'existence est prouvée sous le bassin molassique de Bavière, ne se poursuivait pas sous le plateau suisse.

LITERATURVERZEICHNIS

- ALBERTI, F. (1826): *Die Gebirge des Königreichs Württemberg*. Stuttgart und Tübingen.
- (1834): *Beitrag zu einer Monographie des Bunten Sandsteins, Muschelkalks und Keupers*. Stuttgart und Tübingen.
 - (1864): *Überblick über die Trias*. Stuttgart.

- ALDINGER, H. (1928): *Beiträge zur Stratigraphie und Bildungsgeschichte des Trochitenkalks im nördlichen Württemberg und Baden*. Tübingen.
- ASSMANN, P. (1915): *Die Brachiopoden und Lamellibranchiaten der oberschlesischen Trias*. Jb. k. Preuss. geol. L.-A. 36, 1.
- (1924): *Die Gastropoden der oberschlesischen Trias*. Jb. Preuss. geol. L.-A. 44.
 - (1937): *Revision der Fauna der Wirbellosen der oberschlesischen Trias*. Abh. Preuss. geol. L.-A. [NF] 170.
- BADER, F. (1925): *Beiträge zur Geologie des nordöstlichen Tafeljura zwischen Aare und Rhein*. Zürich.
- BRÄNDLIN, E. (1911): *Zur Geologie des nördlichen Aargauer Tafeljura zwischen Aare- und Fricktal*. Verh. naturf. Ges. Basel, 12.
- BRAUN, L. (1920): *Geologische Beschreibung von Blatt Frick im Aargauer Tafeljura*. Verh. naturf. Ges. Basel, 31.
- BROMBACH, F. (1903): *Beiträge zur Kenntnis der Trias am südwestlichen Schwarzwald*. Mitt. gh. Bad. geol. L.-A. 4, 4.
- BRÜCKNER, W. (1941): *Über die Entstehung der Rauhwacken und Zellendolomite*. Eclogae geol. Helv. 34, 1.
- BRUNNSCHWEILER, R. (1948): *Beiträge zur Kenntnis der Helvetischen Trias östlich des Klausenpasses*. Zürich.
- BUBNOFF, S., & WILSER, J. (1912): *Das Gebiet der Dinkelberge zwischen Wiese und Rhein*. Jber. Mitt. Oberrh. geol. Ver. [NF] 2, 2.
- BUXTORF, A., & CHRIST, P. (1936): *Erläuterungen zum Atlasblatt Nr. 3, Laufen-Bretzwil-Erschwil-Mümliswil*. Schweiz. geol. Komm.
- CAYEUX, L. (1929): *Les roches sédimentaires de France. Roches siliceuses*. Mém. Carte géol. France.
- CELLIERS, I. B. (1907): *Geologische Untersuchungen in der Umgebung von Eptingen, Basel-Land*. Freiburg i. Br.
- DELHAES, W., & GERTH, H. (1912): *Geologische Beschreibung des Kettenjura zwischen Reigoldswil und Oensingen*. Geol. Pal. Abh. [NF] 11, 1.
- DISLER, C. (1912): *Geologische Skizze von Rheinfelden*. Jber. Mitt. Oberrh. geol. Ver. [NF] 2, 2.
- (1914): *Stratigraphie und Tektonik des Rotliegenden und der Trias beiderseits des Rheins zwischen Rheinfelden und Augst*. Verh. naturf. Ges. Basel, 25.
 - (1931): *Geologie des Bezirks Rheinfelden und der angrenzenden Gebiete. Vom Jura zum Schwarzwald*, 6.
- DORN, P. (1958): *Problematik des Vindelizischen Landes*. Geologie, 7, 3-6.
- FAIRBANKS, E. (1925): *A modification of LEMBERGS staining method*. American Mineralogist, 10.
- FIEGE, K. (1944): *Lebensspuren aus dem Muschelkalk Nordwestdeutschlands*. N. Jb. Min. Geol. Pal. Abt. B, 88.
- FRANK, M. (1928a): *Zur Stratigraphie und Bildungsgeschichte der Lettenkohle zwischen Südwürttemberg und dem Kettenjura*. Cbl. Min. Geol. Pal. Abt. B.
- (1928b): *Ein Vergleich der Muschelkalk- und Liastransgression in Süddeutschland*. Geol. Rdsch. 19, 3.
 - (1930a): *Beiträge zur vergleichenden Stratigraphie und Bildungsgeschichte der Trias-Lias-Sedimente im alpin-germanischen Grenzgebiet der Schweiz*. N. Jb. Min. Geol. Pal. Abt. B, Beil.-Bd. 64.
 - (1930b): *Zur Stratigraphie und Bildungsgeschichte des süddeutschen Gipskeupers*. Jber. Mitt. Oberrh. geol. Ver. [NF] 19.
 - (1931): *Marine Strassen und Faunenwanderwege in Süddeutschland zur Triaszeit*. Geol. Rdsch. 22, 1.
 - (1936): *Der Faziescharakter der Schichtgrenzen in der süddeutschen und kalkalpinen Trias*. Zbl. Min. Geol. Pal. Abt. B.
- GIGNOUX, M. (1950): *Géologie stratigraphique*. 4e édition, Paris.
- GRESSLY, A. (1838-41): *Observations géologiques sur le Jura soleurois*. Denkschr. schweiz. naturf. Ges. 2, 4 und 5.
- (1853): *Übersicht der geologischen Verhältnisse der Umgebungen Olten in Bezug auf den Hauenstein-Tunnel*. Mitt. naturf. Ges. Solothurn, 8 (1928).
- GRIPP, K. (1954): *Kritik und Beitrag zur Frage der Entstehung der Kreidefeuersteine*. Geol. Rdsch. 42.

- HAUBER, L. (1960): *Geologie des Tafel- und Faltenjura zwischen Reigoldswil und Eptingen*. Beitr. geol. Karte Schweiz, [NF] 112.
- HERB, R. (1957): *Zur Fauna des Trigonodusdolomits im nördlichen Kanton Aargau*. Eclogae geol. Helv. 50, 2.
- HOHENSTEIN, V. (1913): *Beiträge zur Kenntnis des Mittleren Muschelkalkes und des unteren Trochitenkalkes am östlichen Schwarzwaldrand*. Geol. Pal. Abh. [NF] 12.
- ILLIES, H. (1954): *Zur Entstehung der Kreidefeuersteine*. Geol. Rdsch. 42.
- JESSEN, W. (1932): *Über rezente und fossile Organismenpflaster*. Pal. Zs. 14, 67.
- JÖRG, E. (1941): *Die Tonmergellagen des Hauptmuschelkalks im Breisgau und im Gebiet der Dinkelberge, ihre Fauna und ihre stratigraphische Bedeutung*. Jber. Mitt. Oberrh. geol. Ver. [NF] 30.
- KOKEN, E. (1897): *Die Gastropoden der Trias um Hallstatt*. Abh. k. k. geol. Reichsamt. 17, 4.
- (1898): *Beiträge zur Kenntnis der Gastropoden des süddeutschen Muschelkalkes*. Abh. geol. Spezk. Elsass-Lothringen [NF] 2.
- KOPP, J. (1955): *Die Ergebnisse der Erdölbohrung Altishofen*. Mitt. naturf. Ges. Luzern, 17.
- LEHNER, E. (1920): *Geologie der Umgebung von Bretzwil*. Beitr. geol. Karte Schweiz [NF] 48, Abt. 2. Lexique stratigraphique international. Vol. 1, fas. 4 a 3 (1956).
- Lexique stratigraphique international. Vol. 1, fas. 5 d 2 (1958).
- LINCK, O. (1954): *Die Muschelkalk-Seelilie Encrinus liliiformis*. Naturw. Monatsschr. Deutsch. Naturk.-Ver. «Aus der Heimat», 62, 11/12.
- MANDY, J. (1907): *Geologische Untersuchungen in der Umgebung des Hauenstein-Tunnels*. Freiburg i. Br.
- MAYER, G. (1951a): *Palaeontologische Notizen aus dem Kraichgauer Hauptmuschelkalk*. Beitr. naturk. Forschung Südwestdeutschld. 10, 2.
- (1951b): *Balanoglossites euryostomus MÄGDEF. und andere Lebensspuren aus dem Unteren Hauptmuschelkalk von Bruchsal*. Jber. Mitt. Oberrh. geol. Ver. [NF] 33.
- (1952): *Neue Lebensspuren aus dem Unteren Hauptmuschelkalk (Trochitenkalk) von Wiesloch*. N. Jb. Geol. Pal. Mh. 8.
- (1954a): *Neue Beobachtungen an Lebensspuren aus dem Unteren Hauptmuschelkalk von Wiesloch*. N. Jb. Geol. Pal. Abh. 99, 2.
- (1954b): *Frassspuren oder Kotpillenabdrücke*. N. Jb. Geol. Pal. Mh. 9.
- (1956): *Kotpillen als Füllmasse in Hoernesien und weitere Kotpillenvorkommen im Kraichgauer Hauptmuschelkalk*. N. Jb. Geol. Pal. Mh. 12.
- (1957a): *Spongeliomorphe Gebilde aus dem norddeutschen Muschelkalk*. Der Aufschluss, 8, 4. Rossdorf.
- (1957b): *Seelilien-Kronen im Kraichgauer Muschelkalk*. Der Aufschluss, 8, 10. Rossdorf.
- (1957c): *Die Versteinerungen des Bruchsaler Hauptmuschelkalkes*. Der Aufschluss, 8, 11. Rossdorf.
- (1958a): *Eine Lebensspur von stratigraphischer Bedeutung im Gervillienkalk des Kraichgau*. Der Aufschluss, 9, 4. Rossdorf.
- (1958b): *Rhizocorallien mit Wandkörperchen*. Der Aufschluss, 9, 12. Rossdorf.
- MERIAN, P. (1821): *Übersicht der Beschaffenheit der Gebirgsbildungen in den Umgebungen von Basel*. Basel.
- (1831): *Geognostische Übersicht des südlichen Schwarzwaldes*. Basel.
- MOESCH, C. (1867): *Geologische Beschreibung des Aargauer-Jura und der nördlichen Gebiete des Kantons Zürich*. Beitr. geol. Karte Schweiz, 4.
- (1874): *Der südliche Aargauer-Jura und seine Umgebungen*. Beitr. geol. Karte Schweiz, 10.
- MÜHLBERG, F. (1889): *Kurze Skizze der geologischen Verhältnisse des Bözbergtunnels, des Hauensteintunnels, des projektierten Schafmattunnels und des Grenzgebietes zwischen Ketten- und Tafel-Jura überhaupt*. Eclogae geol. Helv. 1, 5.
- (1901): *Besichtigung der Schuppenstruktur des Muschelkalkes am Nordrand des Ketten-Jura über dem nördlichen Teil des Hauensteintunnels*. Progr. 20. Vers. Schweiz. Geol. Ges. i. Zofingen.
- (1902): *Erläuterungen zur geologischen Karte der Lägernkette*. (Nr. 3). Eclogae geol. Helv. 7, 4.
- (1905): *Erläuterungen zur geologischen Karte des unteren Aare-, Reuss- und Limmat-Tales*. (Nr. 4). Eclogae geol. Helv. 8, 5.

- MÜHLBERG, F. (1908): *Erläuterungen zur geologischen Karte der Umgebung von Aarau*. (Nr. 8). Mitt. Aarg. naturf. Ges. 11.
- (1911): *Der Boden des Aargaus*. Mitt. Aarg. naturf. Ges. 12.
 - (1915): *Erläuterungen zur geologischen Karte des Hauensteingebietes*. (Nr. 16). Schweiz. geol. Komm.
- MÜLLER, A. H. (1950): *Stratonomische Untersuchungen im Oberen Muschelkalk des Thüringer Beckens*. Geologica, 4.
- (1955a): *Beiträge zur Stratonomie und Ökologie des germanischen Muschelkalkes*. Geologie, 4, 3.
 - (1955b): «*Helminthoide*» Lebensspuren aus der Trias von Thüringen. Geologie, 4, 4.
 - (1956): *Weitere Beiträge zur Ichnologie, Stratinomie und Ökologie der germanischen Trias*. Geologie, 5, 4/5.
- NEHER, J., & ROHRER, E. (1958): *Dolomitbildung unter Mitwirkung von Bakterien*. Eclogae geol. Helv. 51, 2.
- (1959): *Bakterien in tieferliegenden Gesteinslagen*. Eclogae geol. Helv. 52, 2.
- PAUL, W. (1936): *Der Hauptmuschelkalk am südöstlichen Schwarzwald*. Mitt. Bad. geol. L.-A. 11, 4.
- (1956): *Zur Stratigraphie und Fazies des Oberen Muschelkalkes zwischen oberem Neckar und Hochrhein*. Schr. Landkr. Donaueschingen, 8.
- PETTIJOHN, F. J. (1957): *Sedimentary rocks*. New York.
- PHILIPPI, E. (1898): *Die Fauna des unteren Trigonodus-Dolomits von Hühnerfeld bei Schwieberdingen und des sog. «Cannstatter Kreidemergels»*. Jh. Ver. vaterl. Naturk. Württemberg.
- (1901): *Die Ceratiten des Oberen deutschen Muschelkalkes*. Pal. Abh. [NF] 4, 4.
- PROSI, A. (1922): *Beiträge zu Kenntnis der Lettenkohle und des untersten Gipskeupers in Schwaben*. Tübingen.
- QUENSTEDT, A. (1843): *Das Flözgebirge Württembergs*. Tübingen.
- RENGGER, A. (1829): *Über den Umfang der Juraformation etc.* Denkschr. (alte) schweiz. naturf. Ges. 1.
- RICOUR, J. (1952a): *A propos de la «chaîne vindélicienne»*. C. R. S. Soc. géol. France 11.
- (1952b): *Faune du Trias de la couverture des massifs cristallins externes des Alpes (Suisse et France)*. C. R. S. Soc. géol. France 14.
 - (1953): *Note préliminaire sur le Trias de la région de Lons-le-Saunier (Jura)*. C. R. S. Soc. géol. France 16.
 - (1957): *Le Trias de la plaine d'Alsace à la lumière de sondages profonds*. C. R. S. Soc. géol. France 12.
- RIEDEL, A. (1916): *Beiträge zur Paläontologie und Stratigraphie der Ceratiten des deutschen Oberen Muschelkalkes*. Jb. k. Preuss. geol. L.-A. 37, 1, 1.
- ROTHER, H. (1955): *Die Ceratiten und die Ceratitenzonen*. Beitr. Geol. Thüringen, 8, 6.
- RÜBENSTRUNK, E. (1909): *Beitrag zur Kenntnis der deutschen Trias-Myophorien*. Mitt. gh. Bad. geol. L.-A. 6, 1.
- RUCHIN, L. B. (1958): *Grundzüge der Lithologie*. Berlin.
- RUTTEN, M. G. (1957): *Remarks on the genesis of flints*. American J. Science, 255.
- SANDBERGER, F. (1840): *Beobachtungen in der Würzburger Trias*. Würzburger naturw. Zs.
- SCHALCH, F. (1873): *Beiträge zur Kenntnis der Trias am südöstlichen Schwarzwald*. Schaffhausen.
- (1892): *Die Gliederung des oberen Buntsandsteins, Muschelkalkes und unteren Keupers nach den Aufnahmen auf Sektion Mosbach und Rappenaubach*. Mitt. gh. Bad. geol. L.-A. 2, 15.
 - (1906): *Nachträge zur Kenntnis der Trias am südöstlichen Schwarzwald*. Mitt. gh. Bad. geol. L.-A. 5, 1.
- SCHAUROTH, C. (1853): *Übersicht der geognostischen Verhältnisse des Herzogtums Coburg etc.* Zs. Deutsch. geol. Ges. 5.
- SCHMIDT, M. (1928): *Die Lebewelt unserer Trias*. Öhringen.
- (1938): *Die Lebewelt unserer Trias (Nachtrag)*. Öhringen.
- SCHNEIDER, E. (1957): *Beiträge zur Kenntnis des Trochitenkalkes des Saarlandes und der angrenzenden Gebiete*. Ann. Univ. Saraviensis, 6, 2/3.
- SENFLEBEN, G. (1923): *Beiträge zur geologischen Erkenntnis der West-Lägern und ihrer Umgebung*. Zürich.
- STÄUBLE, A. (1959): *Zur Stratigraphie des Callovian im zentralen Schweizer Jura*. Eclogae geol. Helv. 52, 1.

- STOLLEY, E. (1934): *Der stratigraphische Wert des Trochitenkalkes für die Gliederung des deutschen Oberen Muschelkalkes*. N. Jb. Min. Geol. Pal. Abt. B, Beil.-Bd. 72.
- STRÜBIN, K. (1901): *Beiträge zur Kenntnis der Stratigraphie des Basler Tafeljura*. Verh. naturf. Ges. Basel, 13.
- STUDER, B. (1853): *Geologie der Schweiz*. Bern u. Zürich.
- SUTER, R. (1915): *Geologie der Umgebung von Maisprach*. Verh. naturf. Ges. Basel, 26.
- THÉOBALD, N. (1952): *Stratigraphie du Trias moyen dans le Sud-Ouest de l'Allemagne et le Sud-Est de la France*. Publ. Univ. Sarre.
- THEODOROWITSCH, G. I. (1955): *Über die Genesis des Dolomits in sedimentären Bildungen*. Zs. angew. Geologie, 1, 2.
- THORNBURG, D. (1925): *Über die geologischen Verhältnisse des alten Hauensteintunnels und des Gsiegrabens bei Läuelfingen*. Verh. naturf. Ges. Basel, 36.
- THÜRACH, H. (1900): *Beiträge zur Kenntnis des Keupers in Süddeutschland*. Geognost. Jh. 13.
- TRÜMPY, R. (1949): *Der Lias der Glarner Alpen*. Denkschr. schweiz. naturf. Ges. 79, 1.
- (1957): *Ein Fund von Halicyne (Crustacea incertae sedis) im mittleren Muschelkalk des Wurtachtales*. Eclogae geol. Helv. 50, 2.
 - (1959): *Hypothesen über die Ausbildung von Trias, Lias und Dogger im Untergrund des schweizerischen Molassebeckens*. Eclogae geol. Helv. 52, 2.
- VILLIERS, L. (1907): *Geologische Untersuchungen der Umgebung von Eptingen und Läuelfingen*. Freiburg i. Br.
- VOLLRATH, A. (1939): *Stratigraphie und Paläogeographie des Oberen Hauptmuschelkalkes in Mittel- und SW-Württemberg*. N. Jb. Min. Geol. Pal. Abt. B, Beil.-Bd. 80.
- (1955a): *Zur Stratigraphie des Hauptmuschelkalks in Württemberg*. Jh. geol. L.-Amt Baden-Württemberg, 1.
 - (1955b): *Zur Stratigraphie des Trochitenkalks in Baden-Württemberg*. Jh. geol. L.-Amt Baden-Württemberg, 1.
 - (1955c): *Stratigraphie des Oberen Hauptmuschelkalks in Baden-Württemberg*. Jh. geol. L.-Amt Baden-Württemberg, 1.
 - (1957): *Zur Entwicklung des Trochitenkalkes zwischen Rheintal und Hohenloher Ebene*. Jh. geol. L.-Amt Baden-Württemberg, 2.
 - (1958): *Beiträge zur Paläogeographie des Trochitenkalkes in Baden-Württemberg*. Jh. geol. L.-Amt Baden-Württemberg, 3.
- WAGNER, G. (1913): *Beiträge zur Stratigraphie und Bildungsgeschichte des Oberen Hauptmuschelkalks und der unteren Lettenkohle in Franken*. Geol. Pal. Abh. [NF] 12, 3.
- (1956): *Muschelkalkmeer und Tethys*. Jber. Mitt. Oberrh. geol. Ver. [NF] 38.
- WEIGELT, J. (1919): *Geologie und Nordseefauna*. Der Steinbruch. Leipzig.
- (1920): *Die Flachmeersäume und die Gesetzmässigkeiten ihres geologischen Baus*. Zs. Deutsch. geol. Ges. 77.
 - (1927): *Über Biostratonomie*. Der Geologe, 42.
- WENGER, R. (1957): *Die germanischen Ceratiten*. Palaeontographica, Abt. A, 108, 1-4.
- WETZEL, W. (1937): *Die Entstehungsgeschichte verschiedener Arten von Kreidefeuersteinen*. Zs. Deutsch. geol. Ges. 89.
- WIRTH, W. (1957): *Beiträge zur Stratigraphie und Paläogeographie des Trochitenkalkes im nordwestlichen Baden-Württemberg*. Jh. geol. L.-Amt Baden-Württemberg, 2.
- (1958): *Profile aus dem Trochitenkalk im nordwestlichen Baden-Württemberg*. Arb. geol.-pal. Inst. TH Stuttgart, [NF] 18.
- ZELLER, F. (1907): *Beiträge zur Kenntnis der Lettenkohle und des Keupers in Schwaben*. Cbl. Min. Geol. Pal.
- (1908): *Beiträge zur Kenntnis der Lettenkohle und des Keupers in Schwaben*. N. Jb. Min. Geol. Pal. Beil.-Bd. 25.

TOPOGRAPHISCHE KARTEN

1:25000, Landeskarte der Schweiz; die Blätter:

Basel 1047, Rheinfelden 1048, Laufenburg 1049, Zurzach 1050, Arlesheim 1067, Sissach 1068, Frick 1069, Baden 1070, Passwang 1087, Hauenstein 1088, Aarau 1089, Balsthal 1107.

1:50000, Landeskarte der Schweiz; die Blattzusammensetzungen:
Basel 213, *Liestal* 214, *Kaiserstuhl* 215, *Mont Raimeux* 223, *Olten* 224.

GEOLOGISCHE KARTEN

1:200000, Geologische Generalkarte der Schweiz:

Blatt 2, *Basel–Bern* (1942).

Blatt 3, *Zürich–Glarus* (1950).

1:25000, Spezialkarten der Schweiz. Geol. Kommission:

GUTZWILLER, A., & GREPPIN, E. (1915): *Geologische Karte von Basel (Erster Teil: Gempenplateau und unteres Birstal)*. Nr. 77.

MÜHLBERG, F. (1901): *Geologische Karte der Lägernkette*. Nr. 25.

– (1904): *Geologische Karte des unteren Aare-, Reuss- und Limmat-Tales*. Nr. 31.

– (1908): *Geologische Karte der Umgebung von Aarau*. Nr. 45.

– (1914): *Geologische Karte des Hauensteingebietes*. Nr. 73.

ROLLIER, L. (1904): *Carte tectonique d'Envelier et du Weissenstein*. Nr. 32.

1:25000, Geologischer Atlas der Schweiz:

KOCH, R., LEHNER, E., MÜHLBERG, M., WAIBEL, A. (1936): *Laufen–Bretzwil–Erschwil–Mümliswil*. Bl. 3.

Geologische Spezialkarten (nicht bei der Schweiz. Geol. Kommission erschienen):

BRAUN, L. (1920): *Geologische Karte der Umgebung von Frick*. 1:25000. (In BRAUN, L. (1920): *Geologische Beschreibung von Blatt Frick etc.*)

SENFTLEBEN, G. (1924): *Geologische Karte der West-Lägern*. 1:10000.

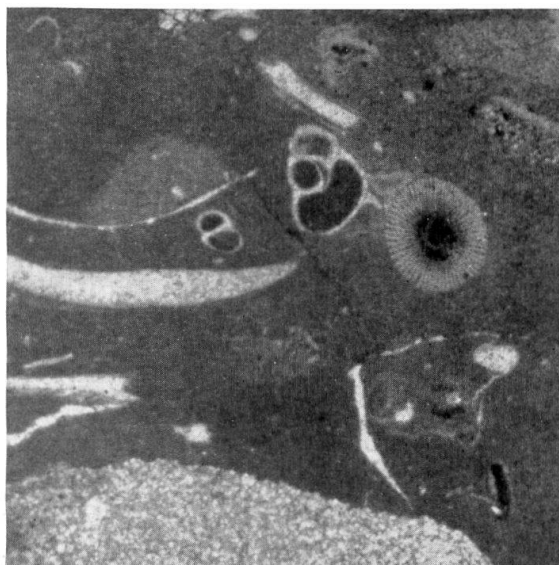
1:25000, Geologische Spezialkarte von Baden:

SCHALCH, F. (1909): *Stühlingen*. Nr. 8216 (144).

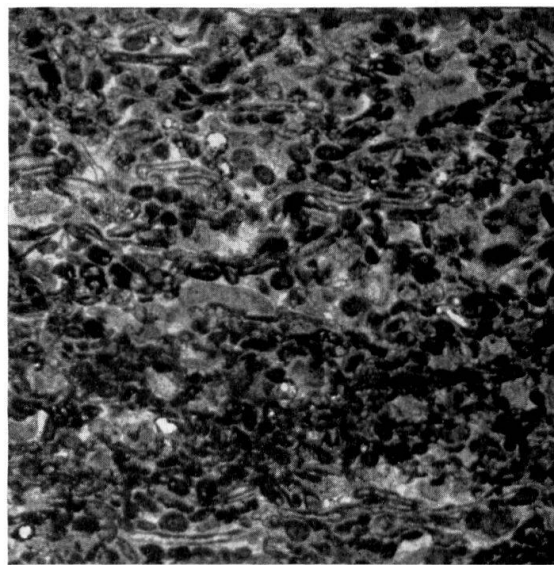
– (1917): *Griessen*. Nr. 8316 (157).

Tafel I

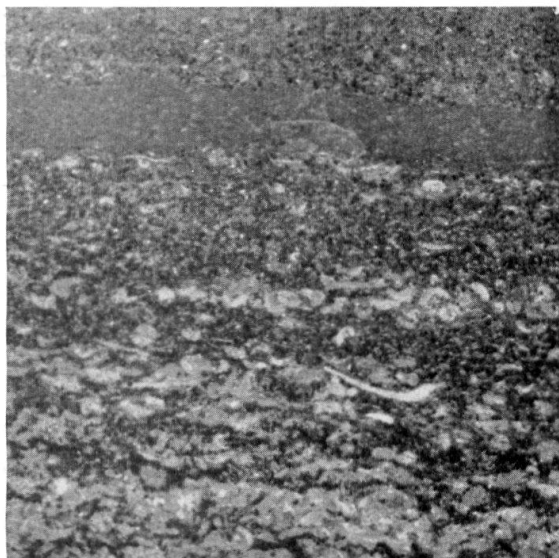
- Fig. 1. Halbschillkalk. Lockere Lagerung von grossen Schalenbruchstücken, Gastropodengehäusen und eines Echinoiden-Stachels in kryptokristalliner, kalzitischer Grundmasse. Kugelige Aggregate idiomorpher Dolomitkristalle im Bindemittel (unten im Bild).
× 10, gewöhnliches Licht, Haematoxylinfärbung.
- Fig. 2. Bruchschillkalk. Deutlich geschichtete Anordnung stark gerollter Schalentrümmer und Onkoide in kryptokristallinem, kalzitischem Bindemittel.
× 10, gewöhnliches Licht, ungefärbt.
- Fig. 3. Bruchschillkalk. Vertikalsortierung des Detritus; Abnahme der Korngrösse gegen oben.
× 5, gewöhnliches Licht, ungefärbt.
- Fig. 4. Bruchschillkalk. Wirre Lagerung der Schalenelemente in kryptokristallinem Bindemittel.
× 10, gewöhnliches Licht, ungefärbt.
- Fig. 5. Bruchschillkalk. Bruchlose Verformung der Schalenreste infolge von frühdiagenetischen Setzungsbewegungen im Sediment, verbunden mit Umkristallisationsvorgängen. Körneraggregate idiomorpher Dolomitkristalle.
× 10, gewöhnliches Licht, ungefärbt.
- Fig. 6. Oolith des untersten Trochitenkalkes (Basaloolith). Ooide, stark gerollte Schalen- und Encrinitenreste in mikrokristallinem, kalzitischem Bindemittel.
× 10, gewöhnliches Licht, ungefärbt.



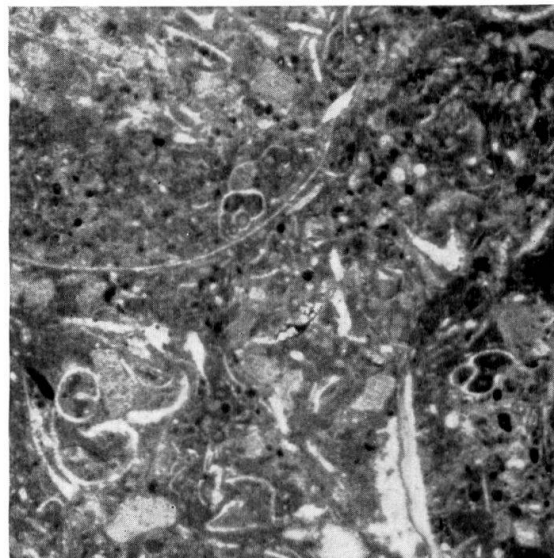
1



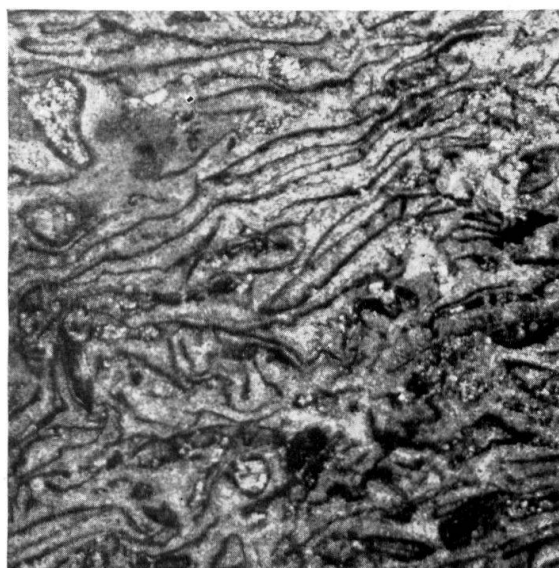
2



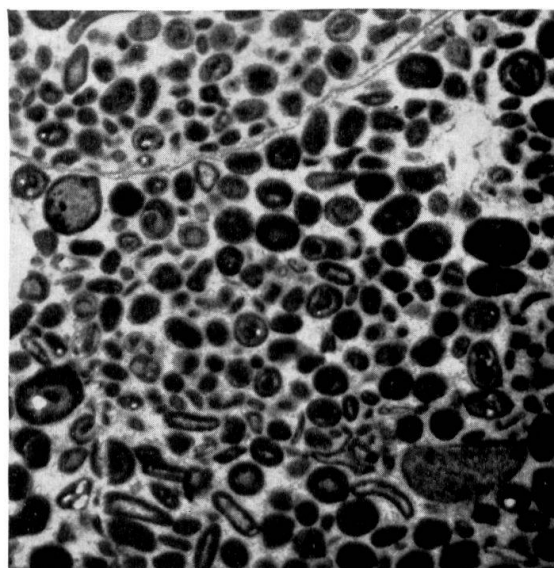
3



4



5



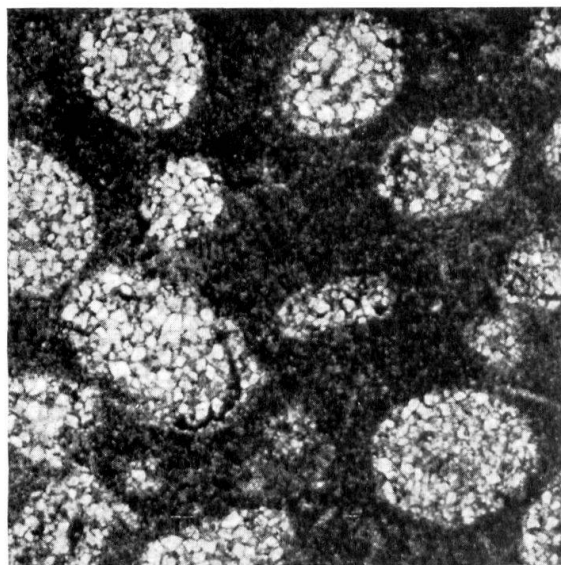
6

Tafel II

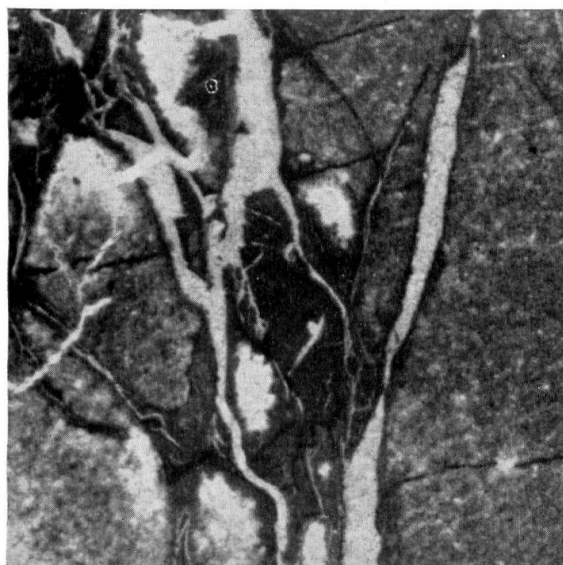
- Fig. 1. Oolithischer Schill-Trochitenkalk. Deformierte, zum Teil dolomitisierte Ooide, gerollte Schalenrümmer und Encrinitenreste in mikrokristallinem, kalzitischem Bindemittel. $\times 10$, gewöhnliches Licht, Haematoxylinfärbung.
- Fig. 2. Oolith des obersten Plattenkalkes (Giebenacher Oolith). Vollständig dolomitisierte Ooide. Ein dunkles, limonitisches Häutchen deutet stellenweise noch die primäre Umgrenzung der Ooide an. Das Bindemittel besteht aus einem mikrokristallinen Gefüge von Kalzit- und Dolomitmikrokristallen. $\times 20$, gewöhnliches Licht, Haematoxylinfärbung.
- Fig. 3. Rauhwaacke (Zellendolomit) aus dem Grenzdolomit. Mikrokristalliner, in Zersetzung begriffener Dolomit, durchzogen von einem Kalzitnetzwerk. $\times 7$, gewöhnliches Licht, ungefärbt.
- Fig. 4. Rauhwaacke aus dem Anhydritdolomit. Netzwerk aus makrokristallinem Kalzit. Der Dolomit in den Zellen ist herausgewittert. Die Aussenwände der Kalzitadern sind mit einer Kruste von Fe-Pigment überzogen. $\times 5$, gewöhnliches Licht, Haematoxylinfärbung.
- Fig. 5. Silixkonkretion aus dem obersten Plattenkalk (Eptinger Oolith). Die Ooide und das Bindemittel sind verkieselt. Das Bild zeigt die Randzone einer Konkretion, wo sich Anhäufungen von Hämatitkristallen beobachten lassen. $\times 10$, gewöhnliches Licht, ungefärbt.
- Fig. 6. Silix aus dem obersten Trigonodusdolomit. Mikrokristallines Gefüge von Chaledon und Quarz. Fasriges Chaledonwachstum in Drusen. $\times 10$, gewöhnliches Licht, ungefärbt.



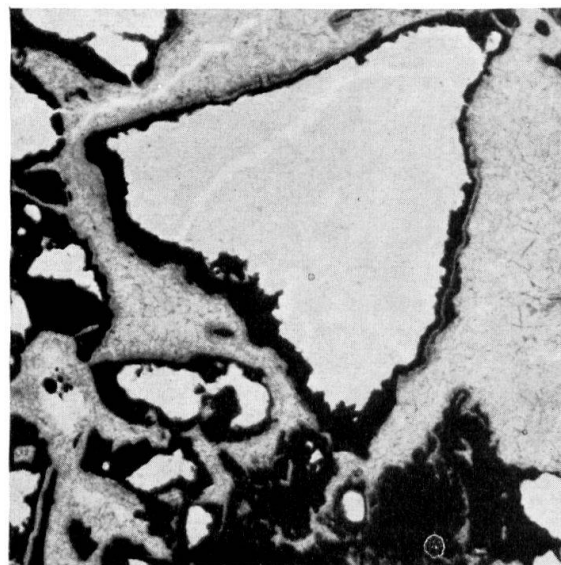
1



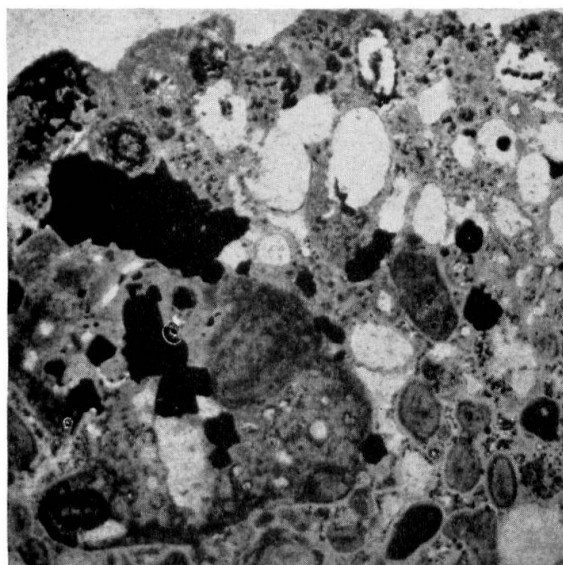
2



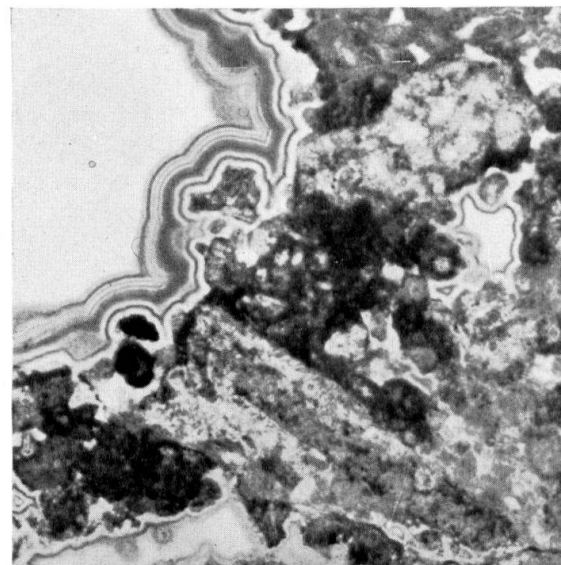
3



4



5



6

Tafel III

Fig. 1. Schalenpflaster (Schichtoberfläche) aus dem Grenzdolomit (Profil 41, Schicht 4).

Hoernesia socialis (SCHLOTHEIM)

Myophoria intermedia SCHAUROTH

Myophoria goldfussi ALBERTI

Original in der Sammlung des geol. Inst. ETH, Zürich

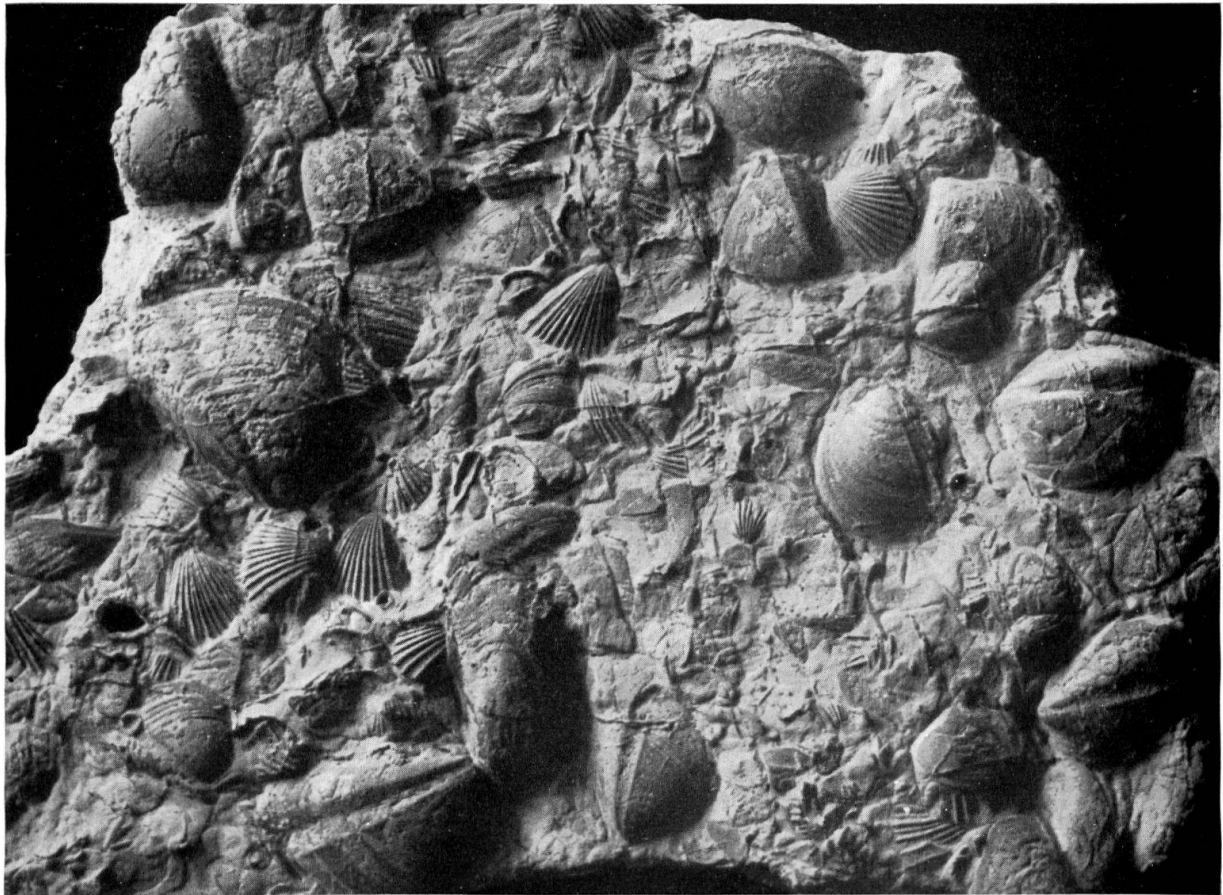
× 0,6

Fig. 2. Schalenpflaster (Schichtunterfläche) aus dem Grenzdolomit (Profil 72, Schicht 21).

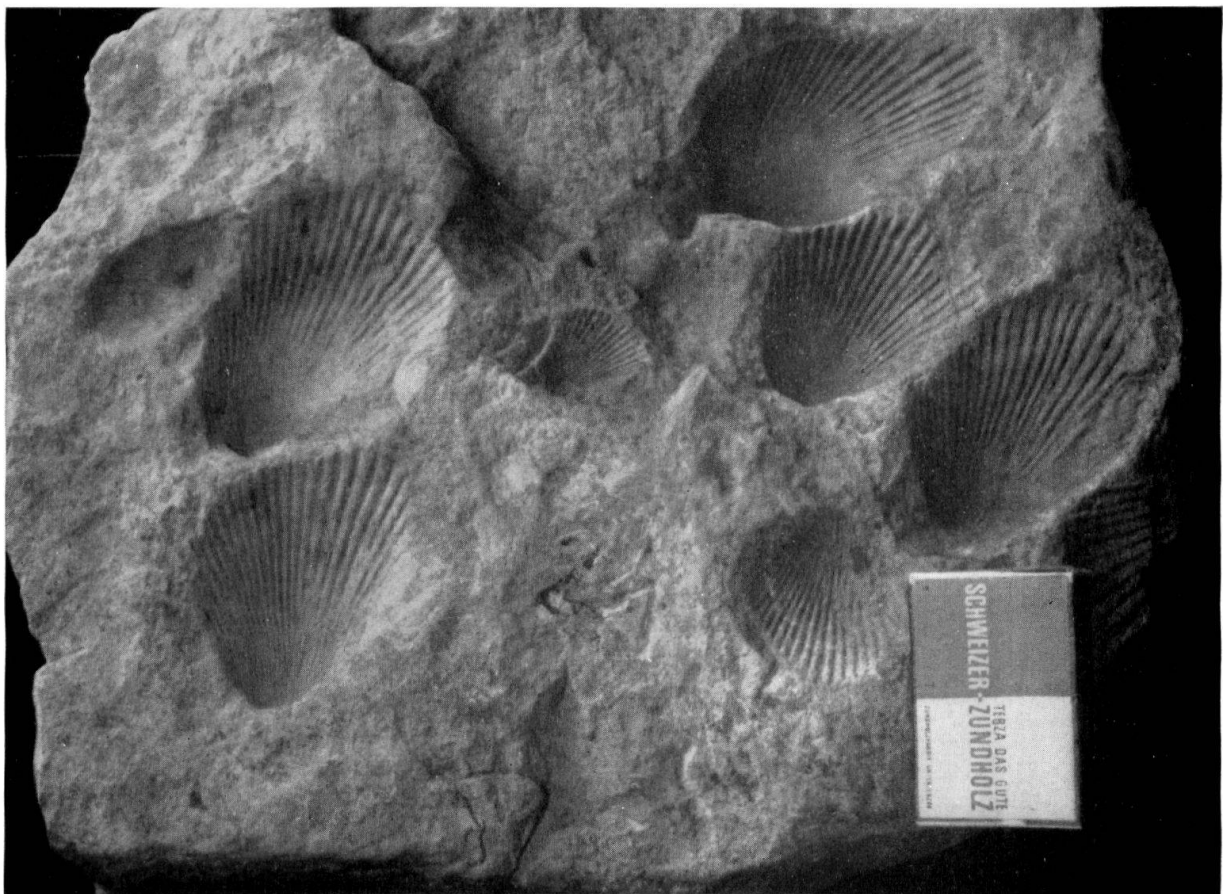
Hohlformen von *Lima striata* (SCHLOTHEIM)

Man beachte die Einregelung der Muscheln.

× 0,5



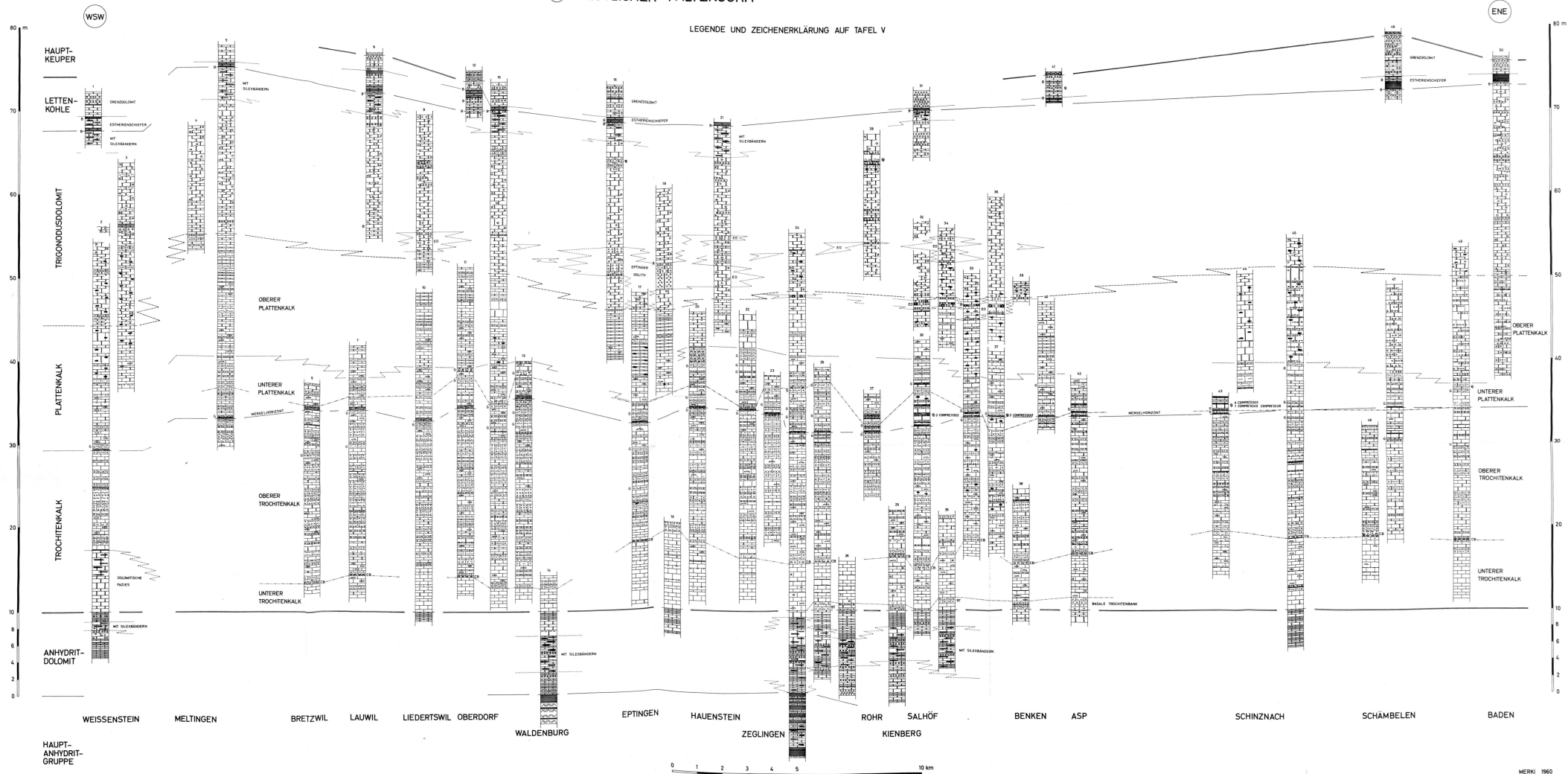
1



2

LITHO-STRATIGRAPHISCHE PROFILE DES OBEREN MUSCHELKALKES A OESTLICHER FALTENJURA

LEGENDE UND ZEICHENERKLÄRUNG AUF TAFEL V



Ⓑ TAFELJURA ZWISCHEN AUGST UND WALDSHUT



