

Beiträge
zur Geologischen Karte der Schweiz

herausgegeben von der

Schweizerischen Geologischen Kommission

(Organ der Schweizerischen Naturforschenden Gesellschaft)
subventioniert von der Eidgenossenschaft

Matériaux
pour la Carte Géologique de la Suisse

publiés par la

Commission Géologique Suisse

(Organe de la Société Helvétique des Sciences Naturelles)
subventionnés par la Confédération

Materiali per la Carta Geologica della Svizzera

pubblicati dalla

Commissione Geologica Svizzera

(Organo della Società Elvetica di Scienze Naturali)
sovvenzionati dalla Confederazione

Neue Folge, 122. Lieferung

Des ganzen Werkes 152. Lieferung

Geologie des Gebietes

zwischen Blauen und Pfirter Jura

(SW Basel)

Mit einem mikropaläontologischen und einem paläogeographischen Beitrag

Mit 19 Textfiguren und 3 Tafeln

Von

Hermann Fischer

Basel

BERN

In Kommission bei KÜMMERLY & FREY AG., Geographischer Verlag, Bern

1965

Druck Stämpfli & Cie., Bern

Vorwort der Geologischen Kommission

Im Herbst 1964 hat Herr Dr. H. Fischer das Manuskript seiner Dissertation «Geologie des Gebietes zwischen Blauen und Pfirter Jura» der Geologischen Kommission eingereicht mit dem Ersuchen, die Arbeit in die «Beiträge zur Geologischen Karte der Schweiz» aufzunehmen.

Mit dem Manuskript hat Herr Fischer auch ein Kartenoriginal 1:25 000 seines Aufnahmegebietes vorgelegt, das den ganzen schweizerischen Anteil von Blatt 1066 Rodersdorf, ein Anhängsel von Blatt 1086 Delémont und einen Teil des Sundgauer Hügellandes umfasst.

In ihrer Sitzung vom 27. Februar 1965 hat die Kommission beschlossen, die Dissertation von Herrn Fischer in den «Beiträgen» zu drucken und zugleich seine Aufnahme als halbes Atlasblatt mit den Erläuterungen herauszugeben. Mit dem Druck von Beitrag und Karte konnte sogleich begonnen werden.

Herr Fischer wird an den Druck seiner Dissertation einen finanziellen Beitrag leisten, wofür ihm bestens gedankt sei.

Das Untersuchungsmaterial ist im Geologischen Institut der Universität Basel deponiert.

Für den Inhalt des Textes und der Illustrationen ist der Autor allein verantwortlich.

Basel, im Mai 1965

Schweizerische Geologische Kommission

Der Präsident:

Prof. Dr. L. VONDERSCHMITT

Vorwort des Verfassers

Im Frühjahr 1958 wurde die vorliegende Arbeit auf Anregung von Herrn Prof. Dr. L. VONDERSCHMITT begonnen. Die geologischen Feldaufnahmen erstreckten sich – mit wesentlichen Unterbrüchen – auf die Jahre 1958–1959 und 1962–1963. Als ursprüngliches Untersuchungsgebiet war das S. A.-Blatt Burg gedacht, welches westlich an das von P. BITTERLI (1945) bearbeitete Blauengebiet anschliesst. In der Folge erwies es sich als notwendig, im Norden einen zusätzlichen Streifen mitzuberechnen, um die Tertiäraufschlüsse im Gebiet von Oltingue zu erfassen. Zur Abklärung der tektonischen Verhältnisse der westlichen Blauen-Antiklinale wurde ferner im Süden noch ein kleiner Geländeabschnitt bearbeitet, welcher auf der bereits bestehenden geologischen Karte (Geolog. Atlas Nr. 1, Blatt Delémont, 1930) etwas ungenau dargestellt ist.

Als topographische Kartenunterlagen standen die Landeskartenblätter Rodersdorf (1066) und Delémont (1086) – vergrössert auf den Massstab 1:10000 – zur Verfügung. Eine Kopie der Feldkartierung befindet sich bei der Schweizerischen Geologischen Kommission, während die Belegsammlung dem Naturhistorischen Museum Basel übergeben wird. Auf eine Kartendarstellung konnte in der vorliegenden Arbeit verzichtet werden, da die geologische Aufnahme zur Erstellung eines separaten Atlasblattes vorgesehen ist (z. Z. bereits in Bearbeitung).

Bereits während der Kartierungsarbeiten drängte sich die Notwendigkeit mikropaläontologischer Untersuchungen auf, da die stratigraphische Stellung von verschiedenen Mergeln, die im allgemeinen ungenügend aufgeschlossen sind, häufig recht unklar war. Mit dem Auffinden zahlreicher umgelagerter Foraminiferen in den stampischen Ablagerungen, zu deren Erklärung ausgedehnte stratigraphische und paläogeographische Studien in regionalem Rahmen notwendig waren, erhielt die vorliegende Arbeit eine etwas ungewöhnliche Bereicherung. Die Ausarbeitung und Zusammenstellung der Ergebnisse wurde im Geologisch-paläontologischen Institut der Universität Basel ausgeführt.

Im Frühjahr 1960 wurden mein Studienkollege H. LUTERBACHER und ich von Herrn Prof. Dr. L. VONDERSCHMITT mit der stratigraphischen Auswertung der mesozoischen Schichtfolge der beiden Bohrungen Courtion 1 und Altishofen 1 betraut. Die Untersuchungen und die Ausarbeitung der Resultate zu einer Publikation, die einen völligen Unterbruch in der Dissertationsarbeit bedingten, zogen sich bis in den Winter 1961/62 hin.

Die Ausführung der Dissertationsarbeit erfolgte unter der Leitung von Herrn Prof. Dr. L. VONDERSCHMITT, Vorsteher des Geologisch-paläontologischen Institutes. Für seine Anregungen und sein Interesse, das er meiner Arbeit entgegenbrachte, sei ihm bestens gedankt. Herrn Prof. Dr. M. REICHEL schulde ich Dank für seine bereitwillige Unterstützung in mikropaläontologischen Fragen, während mir Herr Prof. Dr. H. P. LAUBSCHER vor allem bei tektonischen Problemen mit Rat und Anregungen zur Seite stand. Herrn Prof. Dr. H. SCHAUB bin ich für die Durchsicht der stratigraphischen und mikropaläontologischen Abschnitte zu Dank verpflichtet.

Für die Fossilbestimmungen wurde mir von verschiedener Seite Hilfe zuteil: Herr Dr. h. c. F. WOLTERS-DORF, Naturhistorisches Museum Basel, bearbeitete in zuvorkommender Weise alle Makrofossilien; Herr Dr. H. J. OERTLI, Pau, befasste sich mit den Ostracodenfaunen, während meine Studienkollegen Dr. R. EK-KERT, Abidjan, Dr. R. LEHMANN, Rabat, und H. LUTERBACHER mit der Bestimmung der planktonischen Foraminiferen einen wesentlichen Beitrag zur vorliegenden Arbeit geleistet haben. Ihnen allen sei herzlich gedankt.

Wertvolle Anregungen und verschiedenartigste Hilfeleistungen verdanke ich meinen ehemaligen und derzeitigen Studienkameraden, wobei insbesondere die Herren Doktoren A. SCHNEIDER, L. HAUBER, D. EL-BER, H. U. BARTHOLET und F. STUMM, ferner die Herren H. GOLDSCHMID, H. LORENZ, H. LUTERBACHER, H. MOHLER, H. OESTERLE und V. PÜMPIN genannt seien.

Endlich möchte ich meinen Eltern und meiner Ehefrau für ihre selbstlose Unterstützung danken, welche mir das Studium ermöglicht hat.

Inhaltsverzeichnis

	Seite		Seite
<i>Vorwort der Geologischen Kommission</i>	III	Chattien	40
<i>Vorwort des Verfassers</i>	V	Untere Elsässer Molasse (untere Cyrenenmergel)	40
<i>Inhaltsverzeichnis</i>	VII	Cyathulabank	42
<i>Verzeichnis der Textfiguren und Tafeln</i>	VIII	Obere Elsässer Molasse (obere Cyrenenmergel)	42
<i>Literaturverzeichnis</i>	IX	3. Miocaen	42
<i>Verzeichnis der verwendeten Karten</i>	XIX	Helvétien	42
<i>Erläuterungen zu den topographischen Bezeichnungen</i>	XX	4. Pliocaen (?)	43
Einleitung	1	Sundgauschotter	43
Stratigraphie	2	5. Anhang	44
A. Jura	3	Das Tertiärprofil bei der «Löwenburg»	44
1. Lias	3	C. Quartär	46
Opalinuston (unteres Aalénien)	3	Lössbildungen und Verwitterungslehme	46
2. Dogger	4	Bergstürze, Gehängeschutt und Sackungen	46
Unterer Dogger (Murchisonae- bis Blagdeni-Schichten)	4	Rutschungen	48
Haupttrogenstein	6	Verschwemmter Schutt	48
Unterer Haupttrogenstein	7	Alluvialböden	49
Acuminata-Schichten (Homomyenmergel)	7	Kalktuff	50
Oberer Haupttrogenstein	10	Quellen und unterirdische Entwässerung	50
Ferrugineusoolith	10	Künstliche Veränderungen der Landschaft	51
Callovien (inkl. Variansschichten)	11	Künstliche Aufschüttungen	51
3. Malm	12	Überreste früherer Kulturen	51
Oxfordien	12	Mikropaläontologie	53
Renggeriton	12	Die Mikrofauna des Callovientones	53
Terrain à chailles	13	Die Mikrofauna des Renggeritones	55
Rauracien	14	Die Mikrofauna der Humeralismergel	58
Unteres Rauracien (Liesberg-Schichten, Florigemmaschichten)	14	Stampische Mikrofaunen	59
Oberes Rauracien («Oolithe rauracienne» und «Calcaire à Nérinées»)	15	Obere Foraminiferenmergel	60
Séquanien	17	Septarienton und Cyrenenmergel	61
Unteres Séquanien	17	Umgelagerte oberkretazische und alttertiäre Mikrofaunen	64
«Plattige Kalke» (Vorbourog-Kalke)	17	Paläogeographie	70
Naticaschichten	17	Oberkreide (Turonien-Maestrichtien)	70
Mittleres Séquanien (Humeralisschichten)	19	Alttertiär (Paleocaen und Eocaen)	71
Oberes Séquanien (Verena-Oolith)	22	Sannoisien	72
Kimmeridgien	23	Rupélien	75
B. Tertiär	23	Chattien	79
1. Eocaen	23	Tektonik	81
Bolus, Huppererde	24	A. Tektonische Lage und Gliederung	81
2. Oligocaen	25	B. Tektonische Beschreibung	83
Sannoisien	25	1. Tertiärbucht von Wolschwiller	83
Unteres Sannoisien (Kalkarenite von Oltingue)	25	2. Ostende der Bürgerwald-Antiklinale (inkl. Antiklinale von Oltingue)	84
Stratigraphische Stellung	26	a) Störung «Hinter dem Berg» und Antiklinale von Oltingue	84
Oberes Sannoisien	28	b) Bürgerwald-Aufwölbung	85
Stratigraphische Stellung	32		
Rupélien	33		
Foraminiferenmergel	33		
«Meeressand»	34		
Stratigraphische Stellung	36		
Fischschiefer	38		
Septarienton (Melettaschichten, Blauer Letten)	39		

	Seite		Seite
3. Ill-Synklinale	86	8. Blauen-Antiklinale	96
4. Westende der Landskron-Antiklinale	86	a) Westlicher Abschnitt (Moosmattenberg-Fluhberg)	97
5. Synklinale von Metzleren	90	b) Mittlerer Abschnitt (Amsberg-Challhöchi)	98
6. Blochmont-Antiklinale	91	c) Östlicher Abschnitt (Challstrasse-Grossi Hollen)	100
a) Westlicher Abschnitt (Blochmont bis Hohe Schleife)	91	9. Lützel-Synklinale	102
b) Östlicher Abschnitt (Bergmatte bis Cholacker)	92	<i>C. Die tektonischen Vorgänge während des Tertiärs</i>	<i>103</i>
7. Synklinale von Kiffis-Saalhof-Galgenfels	95	Zusammenfassung der wichtigsten Ergebnisse	105
a) Abschnitt Kiffis-Saalhof	95	Stratigraphie (Tertiär)	105
b) Abschnitt Saalhof-Remelturm-Galgenfels (Remel-Synklinale)	96	Mikropaläontologie	105
		Paläogeographie	105
		Tektonik	106

Verzeichnis der Textfiguren und Tafeln

a) Textfiguren

	Seite
Fig. 1 Rekonstruktion der Unterdogger-Serie bei «Uf Ried»	4
Fig. 2 Übergangszone Blagdenischichten-Haupttrogenstein bei «Felsplatten»	5
Fig. 3 Die Ausbildung des Haupttrogensteins im Blauengebiet	8/9
Fig. 4 Profil längs des Weges von Redel auf die Forstweide	16
Fig. 5 Profil längs der Strasse nördlich Bad Burg	18
Fig. 6 Sannoisienprofil westlich Oltingue	27
Fig. 7 Neue Interpretation der Tertiäraufschlüsse bei Oltingue und Bouxwiller	30
Fig. 8 Die stratigraphische Stellung der Meeressandbildungen am Südrand des Rheintalgrabens	37
Fig. 9 Molasseprofil westlich «Forstbüel» (NW Rodersdorf)	41
Fig. 10 Tertiärprofil bei der «Löwenburg»	45
Fig. 11 Schematische Darstellung der Entstehung der Schuttrelikte auf den Hügelkuppen der Tertiärbucht	49
Fig. 12 Die stratigraphische Stellung der basalen Unteren Süsswassermolasse	78
Fig. 13 Übersicht über die tektonischen Strukturen	82
Fig. 14 Zwei Entwicklungsstadien des östlichen Bürgerwaldgewölbes	85
Fig. 15 Geologische Kartenskizze des SW Endes des Landskrongewölbes bei Bad Burg	87
Fig. 16 Tektonische Skizze der Landskronkette zwischen Burg und der Ruine Landskron	88
Fig. 17 Tektonischer Baustil beidseits der Landskron-Störung	89
Fig. 18 Geologische Kartenskizze der Umgebung des Dürrmattengrabens	93
Fig. 19 Geologische Kartenskizze des Gebietes von «Blüttenen» und «Felsplatten» bei Burg	99

b) Tafeln

- Tafel I Profilserie durch das Gebiet zwischen Blauen und Pfirter Jura, 1:25000.
Tafel II Strukturkarte des Gebietes zwischen Blauen und Pfirter Jura, 1:25000.
Tafel III Paläogeographische Karte des Gebietes rund um den Rheintalgraben (für die Oberkreide und das Paläogen).

Literaturverzeichnis¹⁾

- ABY, H. (1912): Schloss Burg im Berner Jura. Ein Beitrag zur Burgengeschichte des Schweizer Jura. Basel.
- ANDREAE, A. (1884): Ein Beitrag zur Kenntniss des Elsässer Tertiärs (mit Atlas). Abh. geol. Spec.-Karte Elsass-Lothringen, Bd. II/3. Strassburg.
- und KILIAN, W. (1887): Über das Alter des Melanienkalkes und die Herkunft des Tertiärmeeres im Rheintal (Briefwechsel). Mitt. Comm. geol. L.-Unters. Elsass-Lothringen, Bd. I/2. Strassburg.
- (1898): Die Foraminiferen des Mitteloligocäns der Umgegend von Lobsann und Pechelbronn im Unter-Elsass und Resultate der neueren Bohrungen in dortiger Gegend. Mitt. geol. L.-Anst. Elsass-Lothringen, Bd. IV/5. Strassburg.
- AUBERT, D. et BADOUX, H. (1956): Notice explicative, Feuille 1, Neuchâtel (Carte géol. gén. Suisse, 1:200 000). Berne.
- BAATZ, H. und RITZKOWSKI, S. (1962): Wieviel Melanientone (Tertiär) gibt es in Hessen? Notizbl. hess. L.-Amt Bodenforsch., Bd. 90. Wiesbaden.
- BARBIER, R. (1938): Etude micropaléontologique des terrains stampiens du district d'Ohlungen (Bassin de Pechelbronn). Bull. Serv. Carte géol. Alsace et Lorraine, t. 5. Strasbourg.
- BARKER, R. W. (1960): Taxonomic Notes on the Species Figured by H. B. Brady in his Report on the Foraminifera Dredged by H. M. S. *Challenger* During the Years 1873–1876. Soc. economic Paleont. and Mineral., spec. publ. no. 9. Tulsa, Oklahoma.
- BARTENSTEIN, H. und BRAND, E. (1937): Mikro-paläontologische Untersuchungen zur Stratigraphie des nordwest-deutschen Lias und Doggers. Abh. senckenberg. natf. Ges., Abh. 439. Frankfurt a. M.
- BASTIEN, M. T. et SIGAL, J. (1962): Contribution à l'étude paléontologique de l'Oxfordien supérieur de Trept (Isère). II. Foraminifères. Extr. Trav. Lab. Géol. Lyon, n. s., n° 8.
- BATJES, D. A. J. (1958): Foraminifera of the Oligocene of Belgium. Inst. roy. Sc. nat. Belgique, mém. n° 143. Bruxelles.
- BAUMBERGER, E. (1927): Die stampischen Bildungen der Nordwestschweiz und ihrer Nachbargebiete mit besonderer Berücksichtigung der Molluskenfaunen. Eclogae geol. Helv., Vol. 20/4. Basel.
- (1929): Die Deutung des Rigi- und Rossbergprofils auf Grund neuer Fossilfunde. Verh. natf. Ges. Basel, Bd. 40/2. Basel.
- (1934): Die Molasse des Schweizerischen Mittellandes und Juragebietes. Geolog. Führer der Schweiz, Fasc. I (herausgeg. v. d. Schweiz. Geol. Ges.). Basel.
- BERGGREN, W. A. (1960): Some Planctonic Foraminifera from the Lower Eocene (Ypresian) of Denmark and Northwestern Germany. Stockholm Contr. in Geol., vol. 5/3. Stockholm.
- BETTENSTAEDT, F. and WICHER, C. A. (1955): Stratigraphic correlation of Upper Cretaceous and Lower Cretaceous in the Tethys and Boreal by the aid of microfossils. Proc. 4th World Petr. Congr., sect. I/D, pap. 5. Roma.
- , FAHRION, H., HILTERMANN, H. und WICK, W. (1962): Tertiär Norddeutschlands (in: Leitfossilien der Mikropaläontologie). Berlin.
- BHATIA, S. B. (1955): The foraminiferal fauna of the late Palaeogene sediments of the Isle of Wight, England. Journ. Paleont., vol. 29/4. Menasha.
- BITTERLI, P. (1945): Geologie der Blauen- und Landskronkette südlich von Basel. Beitr. geol. Karte Schweiz, N. F., 81. Liefg. Bern.

¹⁾ Im Verzeichnis wurde nur die zitierte Literatur berücksichtigt. Für weitere Angaben, insbesondere die ältere Literatur über den Jura, sei auf die Arbeit von P. BITTERLI (1945) verwiesen.

- BIZON, G. (1960): Révision de quelques espèces-types de Foraminifères du Lias du Bassin Parisien de la collection Terquem. Rev. Micropaléont., vol. 3/1. Paris.
- BLANCKENHORN, M. (1923): Das Unteroligocän und die Melanientone des mittleren Kurhessen. Jb. preuss. geol. L.-Anst. 1922, Bd. 43. Berlin.
- BORCHERT, H. (1960): Deszendenz und synsedimentäre Senkung oder primäre Lagerbildung und Metamorphose bei den Kalilagerstätten des Oberrheintal-Grabens. N. Jb. Mineral., Abh., Bd. 94/1. Stuttgart.
- BOZORGNIA, F. (1960): Das Tertiär zwischen Weisenau und Gau-Bischofsheim mit besonderer Berücksichtigung mikropaläontologischer Untersuchungen im Steinbruch Weisenau. Notizbl. hess. L.-Amt Bodenforsch., Bd. 88. Wiesbaden.
- BRAND, E. (1949): Neue Ergebnisse zur mikropaläontologischen Gliederung des nordwestdeutschen Dogger und Valendis (in: Erdöl und Tektonik in Nordwestdeutschland (Sammelband), herausgeg. von A. BENZ). Amt f. Bodenforsch. Hannover-Celle.
- BROSIUS, M. und GRAMANN, F. (1957): Eine Oligozänbohrung im südlichen Habichtswald bei Kassel. Notizbl. hess. L.-Amt Bodenforsch., Bd. 85. Wiesbaden.
- BRÜCKMANN, R. (1904): Die Foraminiferen des litauisch-kurischen Jura. Diss. Zürich. Königsberg.
- BUXTORF, A. (1908): Geologische Beschreibung des Weissensteintunnels und seiner Umgebung (A. Stratigraphie und Tektonik). Beitr. geol. Karte Schweiz, N. F., 21. Liefg. Bern.
- (1937): Disharmonische Faltung im Callovien-Oxfordien der Movelierkette bei Liesberg (Berner Jura). Eclogae geol. Helv., Vol. 30/2, 1938. Basel.
- , KOPP, J. und BENDEL, L. (1941): Stratigraphie und Tektonik der aufgeschobenen subalpinen Molasse zwischen Horw und Eigenthal bei Luzern. Eclogae geol. Helv., Vol. 34/1. Basel.
- Carte archéologique du Canton de Berne (1876). Texte explicatif par: Baron DE BONSTETTEN, A. QUIQUEREZ et Dr UHLMANN. Genève, Bâle, Lyon.
- CAVELIER, C. (1964): L'Oligocène inférieur du Bassin de Paris. Colloque sur le Paléogène (Bordeaux, 1962). Mém. Bureau Rech. géol. et min., n° 28, I/II. Paris.
- Code of Stratigraphic Nomenclature (1961). American Commission on Stratigraphic Nomenclature. Bull. A. A. P. G., vol. 45/5. Tulsa, Oklahoma.
- COLLET, L. W. et PARÉJAS, E. (1925): Sur la présence du Crétacé supérieur à La Rivière près de Chésery (Ain, France). C. R. Séances Soc. Phys. et Hist. nat. Genève, vol. 42/3. Genève.
- CORDEY, W. G. (1963): The genera *Brotzenia* and *Voorthuysenia* (Foraminifera) and Hofker's classification of the Epistomariidae. Palaeontology, vol. 6/4. London.
- CUSHMAN, J. A. and OZAWA, Y. (1930): A monograph of the foraminiferal family Polymorphinidae, recent and fossil. Proc. U. S. National Mus., vol. 77/6. Washington.
- (1937): A monograph of the foraminiferal family Verneulinidae. Cushm. Lab. foram. Res., spec. publ. no. 7. Sharon.
- and PARKER, F. L. (1947): Bulimina and related foraminiferal genera. U. S. geol. Surv., prof. pap. 210-D, 1946. Washington.
- CUVILLIER, J. et SZAKALL, V. (1949): Foraminifères d'Aquitaine (I. Reophacidae à Nonionidae). Soc. nat. Pétroles d'Aquitaine, Paris. Toulouse.
- DAM, A. TEN und REINHOLD, T. (1942): Die stratigraphische Gliederung des niederländischen Oligo-Miozäns nach Foraminiferen (mit Ausnahme von Süd-Limburg). Meded. geol. Stichting, ser. C-V, n° 2. Maastricht.
- (1944): Die stratigraphische Gliederung des niederländischen Paläozäns und Eozäns nach Foraminiferen (mit Ausnahme von Süd-Limburg). Meded. geol. Stichting, ser. C-V, n° 3. Maastricht.
- DEECKE, W. (1886): Les Foraminifères de l'Oxfordien des environs de Montbéliard (Doubs). Notes géologiques sur le Jura du Doubs par W. Kilian, 4^e partie. Mém. Soc. Emul. Montbéliard, vol. 16. Montbéliard.
- DELBOS, J. et KOEHLIN-SCHLUMBERGER, J. (1866–1867): Description géologique et minéralogique du Département du Haut-Rhin (t. 1/2). Mulhouse.
- DOEBL, F. (1954): Mikrofaunistische Untersuchungen an der Grenze Rupelton–Schleichsand (Mitteloligozän) im Mainzer Becken. Notizbl. hess. L.-Amt Bodenforsch., Bd. 82. Wiesbaden.
- und MALZ, H. (1962): Tertiär des Rheintalgrabens (in: Leitfossilien der Mikropaläontologie). Berlin.

- DOLLFUSS, M. (1920): Erwiderung auf ein Referat von GIGNOUX, M. et HOFFMANN, C. (1920) [siehe dort].
- DORN, P. (1951): Geologie von Mitteleuropa. Stuttgart.
- DORTHE, J.P. (1962): Géologie de la région au Sud-Ouest de Fribourg. *Eclogae geol. Helv.*, Vol. 55/2. Basel.
- DREYFUSS, M. (1926): Contribution à l'étude de l'Oligocène inférieur de la Haute-Saône. *Bull. Soc. géol. France*, 4. sér., t. 26. Paris.
- DROOGER, C. W., KAASSCHIEFER, J. P. H. and KEY, A. J. (1955): The microfauna of the Aquitanian-Burdigalian of Southwestern France. *Verh. Kon. Ned. Akad. Wet., Afd. Natk., ser. 1, vol. 21/2*. Amsterdam.
- EAMES, F. E., BANNER, F. T., BLOW, W. H. and CLARKE, W. J. (1962): Fundamentals of Mid-Tertiary stratigraphical correlation. *Synd. Cambridge Univ. Press*. Cambridge.
- ECKERT, R. (1963): Die obereozänen Globigerinen-Schiefer (Stad- und Schimbergschiefer) zwischen Pilatus und Schratzenfluh. *Eclogae geol. Helv.*, Vol. 56/2. Basel.
- ELLERMANN, C. (1960): Foraminiferen aus dem Oligozän des Schachtes Kapellen (Niederrhein) mit Variationsstatistik von *Elphidium subnodosum* ROEMER. *Geol. Jb.*, Bd. 77. Hannover.
- EMMENEGGER, C. (1962): Géologie de la région sud de Fribourg (Molasse du plateau et Molasse subalpine). Thèse, Fribourg.
- ERNI, A. und KELTERBORN, P. (1948): Ölgeologische Untersuchungen im Molassegebiet südlich Wangen a. d. A.—Aarburg. *Beitr. Geol. Schweiz, geotechn. Ser., Liefg. 26/II*. Bern.
- FABRICIUS, F. (1961): Die Struktur des «Rogenpyrits» (Kössener Schichten, Rät) als Beitrag zum Problem der «Vererzten Bakterien». *Geol. Rdsch.*, Bd. 51/2. Stuttgart.
- FAGGINGER-AUER, W. (1938): Die Foraminiferen-Stratigraphie des schwäbischen Jura. Eine Untersuchung mit dynamischer Betrachtungsweise. *Diss., Marburg*.
- FALKE, H. (1962): Zur Geologie des Mainzer Beckens. *Rektoratsrede, Mainz*.
- FISCHER, H. und LUTERBACHER, H. (1963): Das Mesozoikum der Bohrungen Courtion 1 und Altishofen 1. *Beitr. geol. Karte Schweiz, N.F.*, 115. *Liefg.* Bern.
- FLICHE, P., BLEICHER, M. et MIEG, M. (1894): Note sur les tufs calcaires de Kiffis (Sundgau, Alsace). *Bull. Soc. géol. France*, 3. sér., t. 22. Paris.
- FÖRSTER, B. (1888): Die Gliederung des Sundgauer Tertiärs. *Mitt. Comm. geol. L.-Unters. Elsass-Lothringen*, Bd. I/3. Strassburg.
- (1892): Geologischer Führer für die Umgebung von Mülhausen i. E. *Mitt. geol. L.-Anst. Elsass-Lothringen*, Bd. III/4. Strassburg.
- (1909): Oberer Melanienkalk zwischen Huppererde und Fischechiefer bei Buchweiler im Ober-Elsass. *Mitt. geol. L.-Anst. Elsass-Lothringen*, Bd. VII/1. Strassburg.
- (1911): Ergebnisse der Untersuchung von Bohrproben aus den seit 1904 im Gange befindlichen, zur Aufsuchung von Steinsalz und Kalisalzen ausgeführten Tiefbohrungen im Tertiär des Oberelsass. *Mitt. geol. L.-Anst. Elsass-Lothringen*, Bd. VII/4. Strassburg.
- (1913): Die Versteinerungen aus den Tiefbohrungen auf Kali im Oligocän des Oberelsass. *Mitt. geol. L.-Anst. Elsass-Lothringen*, Bd. VIII/1. Strassburg.
- FRANKE, A. (1936): Die Foraminiferen des deutschen Lias. *Abh. preuss. geol. L.-Anst., N.F.*, Heft 169. Berlin.
- FRENTZEN, K. (1941): Die Foraminiferenfaunen des Lias, Doggers und unteren Malms der Umgegend von Blumberg (Oberes Wutachgebiet). *Beitr. natk. Forsch. Oberrheingeb.*, Bd. VI. Karlsruhe.
- FRIEDEL, E. (1944): Sur quelques sondages profonds du Jura et de la Bresse. *C. R. S. Soc. géol. France*, 1944, n° 11.
- FRÖHLICHER, H. und WEILER, W. (1952): Die Fischfauna der unterstampischen Molasse des Entlebachs, Kt. Luzern, und ihre paläogeographische Bedeutung. *Eclogae geol. Helv.*, Vol. 45/1. Basel.
- FÜCHTBAUER, H. (1958): Die Schüttungen im Chatt und Aquitan der deutschen Alpenvorlandsmolasse. *Eclogae geol. Helv.*, Vol. 51/3, 1959. Basel.
- GEIB, K. W. (1949): Neue Erkenntnisse zur Paläogeographie des westlichen Mainzer Beckens. *Notizbl. hess. L.-Amt Bodenforsch., VI. Folge*, Heft 1. Wiesbaden.

- GIGNOUX, M. et HOFFMANN, C. (1920): Géologie du Bassin pétrolifère de Pechelbronn, Alsace. C. R. S. Soc. géol. France, 1920, n° 12.
- et HOFFMANN, C. (1928): Le bassin pétrolifère de Pechelbronn (Alsace). Etude géologique. Bull. Serv. Carte géol. Alsace et Lorraine, t. 1 (1920–1928). Strasbourg.
- (1950): Géologie stratigraphique. Paris.
- GILLET, S. et SCHNEEGANS, D. (1935): Stratigraphie des terrains jurassiques dans la région de Ferrette (Jura alsacien). Bull. Serv. Carte géol. Alsace et Lorraine, t. 2 (1928–1935). Strasbourg.
- et THÉOBALD, N. (1936): Les sables marins de l'Oligocène du Haut-Rhin. Bull. Serv. Carte géol. Alsace et Lorraine, t. 3. Strasbourg.
- (1944): La faune oligocène de Pechelbronn. Bull. Soc. géol. France, 5. sér., t. 14. Paris.
- (1950): La faune des invertébrés des couches de Pechelbronn. Extr. Rev. Inst. franç. Pétrole et Ann. Combust. liqu., vol. V. Paris.
- (1964): Paléogéographie de l'Oligocène d'Alsace. Colloque sur le Paléogène (Bordeaux, 1962). Mém. Bureau Rech. géol. et min., n° 28, I/II. Paris.
- GOHRBANDT, K. (1961): Die Kleinforaminiferenfauna des obereozänen Anteils der Reingruber Serie bei Bruderndorf (Bezirk Korneuburg, Niederösterreich). Mitt. geol. Ges. Wien, Bd. 54, 1962. Wien.
- GRAHMANN, R. (1920): Der Jura der Pfirt im Ober-Elsass (Ein Beitrag zur Kenntnis der Geschichte des Oberrheintalgrabens). N. Jb. Mineral. etc., Beil.-Bd. 44. Stuttgart.
- GRAMANN, F. (1960): Das ältere Tertiär im nördlichen Vorland des Vogelsberges. Marb. Sitzungsber. 82/I. Marburg.
- (1964): L'Oligocène de la dépression hessoise en sa qualité d'élément formant la jonction entre le bassin de la Mer du Nord et le fossé de la vallée du Rhin. Colloque sur le Paléogène (Bordeaux, 1962). Mém. Bureau Rech. géol. et min., n° 28, I/II. Paris.
- GREPPIN, E. (1908): Erläuterungen zur geologischen Karte des Blauenberges bei Basel. Herausgeg. Geol. Komm. Schweiz. Zürich.
- GREPPIN, J. B. (1870): Description géologique du Jura Bernois et de quelques districts adjacents. Mat. Carte géol. Suisse, 8^e livr. Berne.
- GRESSLY, A. (1838–1841): Observations géologiques sur le Jura soleurois. N. Denkschr. allg. schweiz. Ges. ges. Natw., Bd. 2 (1838), 4 (1840), 5 (1841). Neuchâtel.
- GUILLAUME, S. (1959): Données nouvelles sur la stratigraphie du Crétacé de la région de Lains (Jura). Bull. Soc. géol. France, 7. sér., t. 1. Paris.
- (1960): Présence du Turonien dans la région du lac de Narlay (Jura). C. R. Séances Acad. Sc., t. 250. Paris.
- (1961): Présence de Turonien dans la vallée de l'Ognon (Doubs). C. R. Séances Acad. Sc., t. 253. Paris.
- GÜMBEL, C. W. (1862): Die Streitberger Schwammlager und ihre Foraminiferen-Einschlüsse. Jh. Ver. vaterl. Natk. Württemb., 18. Jg. Stuttgart.
- GUTMANN, K. S. (1913): Die neolithische Bergfeste von Oltingen. Praehist. Zsch., 5. Bd. Leipzig.
- GUTZWILLER, A. (1890): Beitrag zur Kenntniss der Tertiärbildungen der Umgebung von Basel. Verh. natf. Ges. Basel, Bd. 9/I. Basel.
- (1915): Das Oligocän in der Umgebung von Basel. Verh. natf. Ges. Basel, Bd. 26. Basel.
- HAEUSLER, R. (1890): Monographie der Foraminiferen-Fauna der schweizerischen Transversarius-Zone. Abh. schweiz. paläont. Ges., Vol. 17. Zürich.
- HÄFELI, C. (1964): Ein Maestrichtien-Vorkommen nördlich von Biel (Kt. Bern) [vorläufige Mitteilung]. Bull. Ver. schweiz. Petrol.-Geol. u. -Ing., Vol. 30, Nr. 79. Riehen-Basel.
- HAGN, H. (1950): Über Umlagerungsvorgänge in der subalpinen Molasse Oberbayerns und ihre Bedeutung für die alpine Tektonik. Geol. Bavar., Nr. 5. München.
- und HÖLZL, O. (1952): Geologisch-paläontologische Untersuchungen in der subalpinen Molasse des östlichen Oberbayerns zwischen Prien und Sur mit Berücksichtigung des im Süden anschliessenden Helvetikums. Geol. Bavar., Nr. 10, München.
- (1960): Die stratigraphischen, paläogeographischen und tektonischen Beziehungen zwischen Molasse und Helvetikum im östlichen Oberbayern. Geol. Bavar., Nr. 44. München.

- HASEMANN, W. und HEINEMANN, W. (1957): Mittel- und Oberoligozän (Rupelien und Chattien) an der Ostseite des Kaiserstuhls. Mitt. bad. Landesver. Natk. u. Natsch., N.F. 7/1. Freiburg i. B.
- HAUBER, L. (1962): Bericht über die Jahresversammlung 1962 in Romanshorn. Bull. Ver. schweiz. Petrol.-Geol. u. -Ing., Vol. 29, Nr. 76. Riehen-Basel.
- HAUS, H. A. (1937): Geologie der Gegend von Schangnau im oberen Emmental (Kt. Bern). Ein Beitrag zur Stratigraphie und Tektonik der subalpinen Molasse und des Alpenrandes. Beitr. geol. Karte Schweiz, N.F., 75. Liefg. Bern.
- (1960): Mönchsrot als Ölfeld im Westabschnitt der süddeutschen Vorlandmolasse. Bull. Ver. schweiz. Petrol.-Geol. u. -Ing., Vol. 26, Nr. 71. Riehen-Basel.
- HENRICI, H. und HILTERMANN, H. (1962): London-Ton und Moler-Formation und andere Ablagerungen der Tertiär-Meere bei Lamstedt (NW von Stade). Ber. nathist. Ges. Hannover, 106. Hannover.
- HERB, R. (1962): Geologie von Amden mit besonderer Berücksichtigung der Flyschbildungen. Beitr. geol. Karte Schweiz, N.F., 114. Liefg. Bern.
- HILTERMANN, H. (1958): Allochthone Foraminiferen in den Neurather Sanden und in einem Zwischenmittel im Flöz Frimmersdorf. Fortschr. Geol. Rheinl. u. Westf., 1. Krefeld.
- HINSCH, W. (1958): Lexique stratigraphique international, vol. I: Europe, fasc. 5: Allemagne, fasc. 5hl: Tertiaire Allemagne du Nord. 20. Congr. géol. intern. Mexico 1956, Centre nat. Rech. sc. Paris.
- HOFKER, J. (1954): Über die Familie Epistomariidae (Foram.). Palaeontographica, Abt. A, Bd. 105. Stuttgart.
- HOLLIGER, A. (1955): Geologische Untersuchungen der subalpinen Molasse und des Alpenrandes in der Gegend von Flühli (Entlebuch, Kt. Luzern). Verk. Diss. Basel.
- HOTZ, W. (1928): Das Profil der neuen Bohrung von Allschwil bei Basel. Eclogae geol. Helv., Vol. 21/1. Basel.
- HUCKRIEDE, R. (1954a): Über umgelagerte marine Kreide in Hessen. N. Jb. Geol. u. Paläont., Mh., 1954/1. Stuttgart.
- (1954b): Zwei Bohrungen mit marinem Chatt südlich Borken (Hessen). Notizbl. hess. L.-Amt Bodenforsch., Bd. 82. Wiesbaden.
- ILLIES, H. (1962): Prinzipien der Entwicklung des Rheingrabens, dargestellt am Grabenabschnitt von Karlsruhe. Mitt. geol. Staatsinst. Hamburg, Heft 31. Hamburg.
- Institut für Geophysik (ETH Zürich) (1960): Jahresbericht 1960 des Schweizerischen Erdbebendienstes. Zürich.
- JARKE, J. (1958): Sedimente und Mikrofaunen im Bereich der Grenzschwelle zweier ozeanischer Räume, dargestellt an einem Schnitt über den Island-Färöer-Rücken (Nordatlantischer Ozean-Rosengarten-Europäisches Nordmeer). Geol. Rdsch., Bd. 47/1. Stuttgart.
- JENNY, F. (1906): Fossilreiche Oligocänablagerungen am Südhang des Blauen (Juragebirge). Verh. natf. Ges. Basel, Bd. 18. Basel.
- JONES, T. R. (1873): On Swiss Jurassic Foraminifera. On The Jurassic Foraminifera of Switzerland: being a Critical Examination of the Species Described and Figured by MM. Zwingli and Kübler. The geol. Mag., vol. X/5.
- JORDI, H. A. (1955): Geologie der Umgebung von Yverdon (Jurafuss und mittelländische Molasse). Beitr. geol. Karte Schweiz, N.F., 99. Liefg. Bern.
- JÖRG, E. (1951): Die tertiären Sedimente des Limberges bei Sasbach am Kaiserstuhl. N. Jb. Geol. u. Paläont., Mh., 1951. Stuttgart.
- KAASSCHIETER, J. P. H. (1961): Foraminifera of the Eocene of Belgium. Inst. roy. Sc. nat. Belgique, mém. n° 147. Bruxelles.
- KELLER, W. T. (1922): Geologische Beschreibung des Kettenjura zwischen Delsbergerbecken und Oberrheinischer Tiefebene. Eclogae geol. Helv., Vol. 17/1. Basel.
- KESSLER, P. (1909): Die tertiären Küstenkonglomerate in der Mittelrheinischen Tiefebene mit besonderer Berücksichtigung der elsässischen Vorkommen. Mitt. geol. L.-Anst. Elsass-Lothringen, Bd. VII/2. Strassburg.
- (1910): Zur Entstehung der mittelrheinischen Tiefebene. Mber. dtsh. geol. Ges., Nr. 4. Berlin.

- KILIAN, W. (1884): Note sur les terrains tertiaires du territoire de Belfort et des environs de Montbéliard (Doubs). Bull. Soc. géol. France, 3. sér., t. 12. Paris.
- KISSLING, E. (1896): Die Fauna des Mittel-Oligocäns im Berner-Jura. Abh. schweiz. paläont. Ges., Vol. 22, 1895. Zürich.
- KLÄHN, H. (1914): Die Geologie der Umgebung von Colmar (Anh.: Die tertiären Fossilien zwischen Lauch und Fecht, I. Foraminifera 1. Teil). Colmar.
- (1915): Die Fossilien des Tertiärs zwischen Lauch und Fecht (I. Foraminifera 2. Teil, II. Bryozoa, III. Ostracoda). Colmar.
- (1921): Die Foraminiferengeschlechter Rhabdogonium, Frondicularia und Cristellaria der elsässischen und badischen Juraschichten. Freiburg i. B.
- KLÜPFEL, W. (1942): Zur Gliederung und Altersdeutung des Westdeutschen Tertiärs. Zsch. dtsh. geol. Ges., Bd. 94. Berlin.
- KNIPSCHER, H. C. G. (1952): Die Gliederung der ungefalteten Molasse im östlichen Teil Bayerns auf Grund mikropaläontologischer Untersuchungen. Geol. Bavar., Nr. 14. München.
- KOCH, R. (1923): Geologische Beschreibung des Beckens von Laufen im Berner Jura. Beitr. geol. Karte Schweiz, N.F., Liefg. 48/II. Bern.
- KOECHLIN, E. (1933): Über das Vorkommen von Bajocienkorallen im Kanton Baselland. Verh. natf. Ges. Basel, Bd. 48, 1931–1932. Basel.
- KÜBLER, J. und ZWINGLI, H. (1870): Die Foraminiferen des schweiz. Jura. Winterthur.
- KÜMMERLE, E. (1963): Die Foraminiferenfauna des Kasseler Meeressandes (Oberoligozän) im Ahnetal bei Kassel. Abh. hess. L.-Amt Bodenforsch., Heft 45. Wiesbaden.
- LAPPARENT, A. DE (1900): Traité de Géologie (Bd. 3). Paris.
- LAUBSCHER, H. P. (1961): Die Fernschubhypothese der Jurafaltung. Eclogae geol. Helv., Vol. 54/1. Basel.
- (1962): Erdbeben und Tektonik im Rheintal (Habilitationsvorlesung). Verh. natf. Ges. Basel, Bd. 73/2. Basel.
- LEFAVRAIS, A. (1959): Le Crétacé supérieur de la Bresse rencontré par les sondages profonds. C.R. Congr. Soc. Sav.; Colloque Crét. sup. franç., Dijon. Paris.
- (1962): Contribution à l'étude géologique de la Bresse d'après les sondages profonds. Mém. Bureau Rech. géol. et min., n° 16. Paris.
- Leitfossilien der Mikropaläontologie (1962). Herausgeg.: Arbeitskreis deutscher Mikropaläontologen. Berlin.
- LEMCKE, K. (1963): Die Ergebnisse der Bohrung Savigny 1 bei Lausanne. Bull. Ver. schweiz. Petrol.-Geol. u. -Ing., Vol. 30, Nr. 78. Riehen-Basel.
- LEMOINE, P. (1911): Géologie du Bassin de Paris. Paris.
- LINIGER, H. (1925): Geologie des Delsberger Beckens und der Umgebung von Movelier. Beitr. geol. Karte Schweiz, N.F., Liefg. 55/IV. Bern.
- (1926): Über Gitterfaltung im Bernerjura. Eclogae geol. Helv., Vol. 19/3. Basel.
- (1961): Zur Geologie der weiteren Umgebung der Löwenburg (Bernerjura). Regio bas., III/1. Basel.
- LOEBLICH, A. R. and TAPPAN, H. (1957): Morphology and taxonomy of the foraminiferal genus *Pararotalia* LE CALVEZ, 1949. Smithsonian miscell. Coll., vol. 135/2. Washington.
- LORIOU, P. DE (1896–1897): Etude sur les mollusques de l'Oxfordien supérieur et moyen du Jura bernois. Mém. Soc. paléont. suisse, vol. 23/24. Genève.
- LUTZE, G. F. (1960): Zur Stratigraphie und Paläontologie des Callovien und Oxfordien in Nordwest-Deutschland. Geol. Jb., Bd. 77. Hannover.
- MAIKOVSKY, V. (1941): Contribution à l'étude paléontologique et stratigraphique du Bassin potassique d'Alsace. Mém. Serv. Carte géol. Alsace et Lorraine, n° 6. Strasbourg.
- MALAPRIS, M. et RAT, P. (1961): Données sur les Rosalines du Cénomaniens et du Turonien de Côte-d'Or. Rev. Micropaléont., vol. 4/2. Paris.
- MARKS, P. (1951): A Revision of the Smaller Foraminifera from the Miocene of the Vienna Basin. Contr. Cushman Found. foram. Res., vol. II/2. Washington.
- MARTINI, E. (1960): Braarudosphaeriden, Discoasteriden und verwandte Formen aus dem Rupelton des Mainzer Beckens. Notizbl. hess. L.-Amt Bodenforsch., Bd. 88. Wiesbaden.

- MAYNC, W. (1952): Critical taxonomic study and nomenclatural revision of the Lituolidae based upon the prototype of the family, *Lituola nautiloidea* LAMARCK, 1804. Contr. Cushm. Found. foram. Res., vol. III/2. Washington.
- (1958): Note sur *Pseudocyclamina jaccardi* et sa synonymie. Rev. Micropaléont., vol. 1/1. Paris.
- MEYER, L. (1926): Réflexions sur la genèse des alluvions anciennes du Sundgau. Extr. Bull. Soc. Hist. nat. Colmar, 1925. Colmar.
- (1927): War zur Unteroligocänzeit die burgundische Pforte nach Westen abgeschlossen? Centralbl. Mineral. etc., Abt. B, Nr. 4. Stuttgart.
- (1928): Etude stratigraphique du terrain oligocène de la Haute Alsace et du territoire de Belfort. Bull. Serv. Carte géol. Alsace et Lorraine, t. 1 (1920–1928). Strasbourg.
- Mikrofauna SSSR, sb. XI (1960). Trudy VNIGRI, vyp. 153. Leningrad.
- MOHLER, W. (1938): Mikropaläontologische Untersuchungen in der nordschweizerischen Juraformation. Abh. schweiz. paläont. Ges., Bd. 60. Basel.
- MOOS, A. VON (1935): Sedimentpetrographische Untersuchungen an Molassesandsteinen. Schweiz. mineral. u. petrogr. Mitt., Bd. 15. Zürich.
- MORNOD, L. (1949): Géologie de la région de Bulle (Basse-Gruyère). Molasse et bord alpin. Beitr. geol. Karte Schweiz, N.F., 91. Liefg. Bern.
- MOROZOVA, V. G. et MOSKALENKO, T. A. (1961): Foraminifères planctoniques des dépôts limitrophes du Bajocien et du Bathonien du Daghestan central (Nord-Est du Caucase). Aus: Voprosy Mikropaleontol., SSSR, n° 5. Trad. n° 3578 Bureau Rech. géol. et min. Paris.
- NOSTITZ, S. VON (1949): Die Foraminiferen und Ostracoden des Callovien und Oxfordien im Rheintal Oberbadens. Unveröffentl. Diss. Freiburg i. B.
- OERTLI, H. J. (1956): Ostrakoden aus der oligocänen und miocänen Molasse der Schweiz. Schweiz. paläont. Abh., Bd. 74. Basel.
- ORBIGNY, A. D' (1846): Foraminifères fossiles du bassin tertiaire de Vienne. Paris.
- OSNOVY paleontologii. Obshaya chast. Prosteishie (1959). Herausgeg.: D. M. RAUZER-CHERNOUSOVA & A. V. FURSENKO. Akad. Nauk SSR. Moskva.
- PAALZOW, R. (1912): Die Foraminiferen des Cyrenenmergels und des Hydrobiontes des Mainzer Beckens. Offenb. Ver. Natk., Ber. 51–53. Offenbach a. M.
- (1924): Foraminiferen aus den Cerithiensanden von Offenbach a. M. Offenb. Ver. Natk., Ber. 54. Offenbach a. M.
- (1932): Die Foraminiferen aus den Transversarius-Schichten und Impressa-Tonen der nordöstlichen Schwäbischen Alb. Jh. Ver. vaterl. Natk. Württemb., 88. Jg. Stuttgart.
- PAUL, B. (1938): Gliederung und Foraminiferenfauna des Rheintaltertiärs bei Bruchsal. Mitt. bad. geol. L.-Anst., Bd. 12/1. Freiburg i. B.
- PFLUG, H. D. (1959): Die Deformationsbilder im Tertiär des rheinisch-saxonischen Feldes. Freiburger Forsch.-H., C 71. Berlin.
- PIVETEAU, J. (1952): Traité de Paléontologie, t. 1. Paris.
- QUIQUEREZ, A. (1866): Château de la Burg. Bull. Soc. Conserv. Monum. hist. Alsace, 2. sér., vol. 4 (1865–1866). Paris–Strasbourg.
- RENZ, O. (1936): Über ein Maestrictien-Cénomanienvorkommen bei Alfermée am Bielersee. Eclogae geol. Helv., Vol. 29/2, 1937. Basel.
- RIGASSI, D. (1957): Le Tertiaire de la Région Genevoise et Savoisiennne. Bull. Ver. schweiz. Petrol.-Geol. u. -Ing., Vol. 24, Nr. 66. Riehen-Basel.
- ROEDER, H. A. (1882): Beitrag zur Kenntniss des Terrain à chailles und seiner Zweischaler in der Umgegend von Pfirt im Ober-Elsass. Diss. Strassburg.
- ROLLIER, L. (1893): Etude stratigraphique sur les terrains tertiaires du Jura bernois (Partie septentrionale). Nouvelles coupes du Tertiaire jurassien. Eclogae geol. Helv., Vol. 4/1. Lausanne.
- (1910): Troisième supplément à la description géologique de la partie jurassienne de la feuille VII (de la carte géol. de la Suisse au 1:100 000). Mat. Carte géol. Suisse, n. s., 25^e livr. Berne.

- ROLLIER, L. (1911): Le faciès du Dogger ou Oolithique dans le Jura et les régions voisines. Mém. publ. Fond. «Schnyder v. Wartensee». Zürich.
- ROTHPLETZ, W. und LINIGER, H. (1963): Brackisches Oligozän im westlichen Delsberger Becken. *Eclogae geol. Helv.*, Vol. 56/1. Basel.
- RUTSCH, R. F. (1961–1962): Zur Palaeogeographie der subalpinen Unteren Meeresmolasse (Rupélien) der Schweiz. *Bull. Ver. schweiz. Petrol-Geol. u. -Ing.*, Vol. 28, Nr. 74–75. Riehen-Basel.
- SACAL, V. et DEBOURLE, A. (1957): Foraminifères d'Aquitaine (II. Peneroplidae à Victoriellidae). *Mém. Soc. géol. France*, n. s., t. 36, fasc. 1, mém. n° 78. Paris.
- SAID, R. and BARAKAT, M. G. (1958): Jurassic microfossils from Gebel Maghara, Sinai, Egypt. *Micro-paleontology*, vol. 4/3. New York.
- SCHAD, A. (1953): Die Bedeutung der Bohrung Karlsruhe 1 für die Beurteilung des Tertiärs im Rheingraben. *N. Jb. Geol. u. Paläont., Abh.*, Bd. 97. Stuttgart.
- , SÖLL, H. und WITTMANN, O. (1955): Ergebnisse von Bohrungen im Tertiärhügelland zwischen Müllheim und Istein im badischen Oberland. *Jh. geol. L.-Amt Baden-Württemb.*, Bd. 1. Freiburg i. B.
- (1957): Einige Ergebnisse des Erdölaufschlusses bei Landau/Rheinpfalz. *Geol. Jb.*, Bd. 74. Hannover.
- SCHMASSMANN, H. (1945): Stratigraphie des mittleren Doggers der Nordschweiz. *S. A. Tätigkeitsber. natf. Ges. Baselland*, Bd. 14, 1944. Liestal.
- SCHMIDT, C., BRAUN, L., PALTZER, G., MÜHLBERG, M., CHRIST, P. und JACOB, F. (1924): Die Bohrungen von Buix bei Pruntrut und Allschwil bei Basel. *Beitr. Geol. Schweiz, geotechn. Ser.*, 10. Liefg. Zürich.
- SCHNEEGANS, D. (1934): Notice explicative sommaire (Feuille Ferrette). *Serv. Carte géol. Alsace et Lorraine. Strasbourg.*
- (1935): Notes sur la tectonique du Jura alsacien. *Bull. Serv. Carte géol. Alsace et Lorraine*, t. 2 (1928–1935). Strasbourg.
- et THÉOBALD, N. (1948): Observations nouvelles sur le chevauchement frontal du Jura alsacien. *Bull. Soc. géol. France*, 5. sér., t. 18. Paris.
- SCHNEIDER, A. (1960): Geologie des Gebietes von Siegfriedblatt Porrentruy. *Beitr. geol. Karte Schweiz, N. F.*, 109. Liefg. Bern.
- SCHUH, F. (1952): Beitrag zur Alttertiärstratigraphie Nordwestdeutschlands, ausgehend von der Untersuchung einer fast geschlossenen Bohrkernfolge von über 300 m aus dem nordwestlichen Mecklenburg. *Geol. Jb. f. d. Jahr 1950*, Bd. 66. Hannover.
- SCHWAGER, C. (1865): Beitrag zur Kenntniss der mikroskopischen Fauna jurassischer Schichten. *Jh. Ver. vaterl. Natk. Württemb.*, 21. Jg. Stuttgart.
- (1868a): Foraminiferen der Transversariuszone (in: A. OPPEL und W. WAAGEN: Über die Zone des Ammonites transversarius). *Geogn.-paläont. Beitr.*, Bd. I/2. 1866. München.
- (1868b): Foraminiferen der Zone des Ammonites Sowerbyi (in: W. WAAGEN: Über die Zone des Ammonites Sowerbyi). *Geogn.-paläont. Beitr.*, Bd. I/3, 1867. München.
- SEIBOLD, E. und I. (1953): Foraminiferenfauna und Kalkgehalt eines Profils im gebankten unteren Malm Schwabens. *N. Jb. Geol. u. Paläont., Abh.*, Bd. 98/1. Stuttgart.
- (1955): Revision der Foraminiferen-Bearbeitung C. W. Gümbel's (1862) aus den Streitberger Schwamm-Mergeln (Oberfranken, Unterer Malm). *N. Jb. Geol. u. Paläont., Abh.*, Bd. 101/1. Stuttgart.
- (1956): Revision der Foraminiferen-Bearbeitung C. Schwagers (1865) aus den Impressaschichten (Unterer Malm) Süddeutschlands. *N. Jb. Geol. u. Paläont., Abh.*, Bd. 103/1–2. Stuttgart.
- (1960): Foraminiferen der Bank- und Schwamm-Fazies im unteren Malm Süddeutschlands. *N. Jb. Geol. u. Paläont., Abh.*, Bd. 109/3. Stuttgart.
- SITTER, L. U. DE (1939): Origin of oil in the lower Oligocene of the Upper Rhine valley, Pechelbronn field. *Geol. en Mijnb.*, 1. Jg., N. S., No. 9. Den Haag.
- SONNE, V. (1958): Obermitteloligozäne Ablagerungen im Küstenraum des nordwestlichen Mainzer Beckens (mit besonderer Würdigung des «Zeilstücks» bei Weinheim/Rhh.). *Notizbl. hess. L.-Amt Bodenforsch.*, Bd. 86. Wiesbaden.
- (1963): Zur Verbreitung unteroligozäner Schichten (Sannois) im westlichen Mainzer Becken. *Notizbl. hess. L.-Amt Bodenforsch.*, Bd. 91. Wiesbaden.

- SONNE, V. und GEIB, K. W. (1963): Einige neue fossilführende Tertiärvorkommen im Randgebiet des nord-westlichen Mainzer Beckens. Notizbl. hess., L.-Amt Bodenforsch., Bd. 91. Wiesbaden.
- SPANDEL, E. (1909): Der Rupelton des Mainzer Beckens (seine Abteilungen und deren Foraminiferenfauna). Offenb. Ver. Natk., Jber. 50. Offenbach a. M.
- SPECK, J. (1953): Geröllstudien in der subalpinen Molasse am Zugersee (und Versuch einer paläogeographischen Auswertung). Diss. Univ. Zürich. Zug.
- STAESCHE, K. und HILTERMANN, H. (1940): Mikrofaunen aus dem Tertiär Nordwestdeutschlands. Abh. Reichsst. Bodenforsch., N. F., Heft 201. Berlin.
- STÄUBLE, A. J. (1959): Zur Stratigraphie des Callovian im zentralen Schweizer Jura. *Eclogae geol. Helv.*, Vol. 52/1. Basel.
- STCZEPINSKY, A. (1960): Etude des ostracodes du Sannoisien de l'Alsace. *Bull. Serv. Carte géol. Alsace et Lorraine*, t. 13/1. Strasbourg.
- TCHIMICHKIAN, G., REULET, J. et VATAN, A. (1958): Etude pétrographique des matériaux mollassiques de quelques sondages profonds de Bresse. *Eclogae geol. Helv.*, Vol. 51/3, 1959. Basel.
- THÉOBALD, N. (1935): Contribution à la paléontologie du bassin oligocène du Haut-Rhin et du territoire de Belfort. Les poissons oligocènes. *Bull. Serv. Carte géol. Alsace et Lorraine*, t. 2 (1928–1935). Strasbourg.
- (1937): Les Insectes fossiles des terrains oligocènes de France. Nancy.
- (1948): Carte de la base des formations alluviales dans le Sud du Fossé rhénan. *Mém. Serv. Carte géol. Alsace et Lorraine*, n° 9. Strasbourg.
- (1952): Histoire géologique de la bordure septentrionale de l'Est du Bassin Parisien. *Ann. Univ. Sarav.*, I/1. Saarbrücken.
- (1957): Excursions géologiques dans le Jura. III: Le Jura alsacien. Excursion géologique à travers le Jura alsacien. *Bull. bim. Soc. Hist. nat. Doubs*, n° 13. Lab. Géol. Besançon.
- THURMANN, J. et ETALLON, A. (1861–1846): *Lethæa Bruntrutana* ou Etudes paléontologiques et stratigraphiques sur le Jura bernois. *N. Mém. Soc. helv. Sc. nat.*, vol. 18–20. Zürich.
- TOBIEN, H. (1949): Säugetierpaläontologische Daten zur Altersbestimmung des tieferen Tertiärs im Rheintalgraben. *Ber. natf. Ges. Freib. i. B.*, Bd. 39 (1943–1949). Freiburg i. B.
- TOBLER, A. (1897a): Der Jura im Südosten der oberrheinischen Tiefebene. *Verh. natf. Ges. Basel*, Bd. 11. Basel.
- (1897b): Der Kalktuff von Kiffis, Elsass. *Eclogae geol. Helv.*, Vol. 5/1. Lausanne.
- TRIEBEL, E. (1963): Mikrofossilien aus dem Untergrund der Stadt Frankfurt a. M. *Natur u. Museum*, Bd. 93/6. Frankfurt a. M.
- TRÜMPY, R. et BERSIER, A. (1954): Les éléments des conglomérats oligocènes du Mont-Pèlerin (Pétrographie, statistique, origine). *Eclogae geol. Helv.*, Vol. 47/1. Basel.
- (1962): Mesozoischer Untergrund und ältere Meeresmolasse im schweizerischen und oberschwäbischen Molassebecken. *S. D. Erdöl-Zsch.*, Heft 9, Wien–Hamburg.
- VASILENKO, V. P. (1954): Anomaliniidae, Iskopaïemye Foraminifiery SSSR. *Trudy VNIGRI*, n. s., n° 80. Leningrad.
- VERNET, J. P. (1956): La géologie des environs de Morges. *Diss. Univ. Lausanne*. Basel.
- VINCIENNE, H. (1936): Le Crétacé supérieur de Cuiseaux (S.-et-L.). *C. R. S. Soc. géol. France*, 1936, n° 7.
- (1938): Découverte de Foraminifères non remaniés dans le calcaire lacustre oligocène de Coligny (Ain). *C. R. S. Soc. géol. France*, 1938, n° 7.
- et CLIQUET, P. (1948): Extension du Crétacé supérieur dans le S du Jura. A propos de la Brèche de Narlay. *C. R. S. Soc. géol. France*, 1948, n° 6.
- VONDERSCHMITT, L. (1941): Bericht über die Exkursionen der Schweizerischen Geologischen Gesellschaft im nordschweizerischen Jura (8.–11. Sept. 1941). *Eclogae geol. Helv.*, Vol. 34/2. Basel.
- (1942): Die geologischen Ergebnisse der Bohrungen von Hirtzbach bei Altkirch (Ober-Elsass). *Eclogae geol. Helv.*, Vol. 35/1. Basel.
- WAGNER, W. (1919): Ein Beitrag zur Wüschelrutenfrage. *Mitt. philomat. Ges. Elsass-Lothringen*, Bd. 5 (1913–1915). Strassburg.

- WAGNER, W. (1924): Woher und wann trat das Tertiärmeer zum erstenmal in die Rheintalsenke ein? Notizbl. Ver. Erdk. u. hess. geol. L.-Anst. Darmst. 1924, F. 5/7. Darmstadt.
- (1938a): Das Unteroligozän (Sannoisien) im Rheintalgraben unter Berücksichtigung seiner Lagerstätten. Notizbl. hess. geol. L.-Anst. Darmst., F. 5/19. Darmstadt.
 - (1938b): Das Mainzer Becken. Eine Zusammenstellung unter besonderer Berücksichtigung der Rheintaltektonik. Jber. u. Mitt. oberrh. geol. Ver., N.F., Bd. 27. Stuttgart.
 - (1950): Das Erdöl im Rheintalgraben mit besonderer Berücksichtigung der Neubohrungen im Untermiozän Hessens. Zsch. dtsh. geol. Ges., Bd. 100 (Jg. 1948). Hannover.
 - (1955a): Die tertiären Salzlagerstätten im Oberrheintal-Graben. Zsch. dtsh. geol. Ges., Bd. 105 (Jg. 1953). Hannover.
 - (1955b): Das Auftreten von Unteroligozän im Mainzer Becken. Notizbl. hess. L.-Amt Bodenforsch., Bd. 83. Wiesbaden.
 - (1956): Zur Frage der Altersbeziehung von Meeressand zu Rupelton im Mainzer Becken und im Rheintalgraben. Notizbl. hess. L.-Amt Bodenforsch., Bd. 84. Wiesbaden.
- WEBER, H. (1951): Mikropaläontologische Untersuchungen im Tertiär des Rheintalrandes bei Wiesloch in Baden. Erdöl u. Kohle, 4. Jg., Nr. 9. Hamburg.
- WEILER, W. (1953): Die Verbindung des mitteloligozänen Rheintalgrabens mit dem Mittelmeer. Jber. u. Mitt. oberrh. geol. Ver., N.F., Bd. 34 (1952). Stuttgart.
- (1956): Bemerkungen zu dem Aufsatz von J. Gorges: «Marines Unterstamp von Epteroide südlich von Grossalmerode». Notizbl. hess. L.-Amt Bodenforsch., Bd. 84. Wiesbaden.
- WENZ, W. (1921): Das Mainzer Becken und seine Randgebiete. Heidelberg.
- WERVEKE, L. VAN (1897): Die Entstehung des Rheintales. Strassburg.
- (1908): Die Tektonik des Sundgaues und ihre Beziehungen zur Tektonik der angrenzenden Teile des Jura-gebirges. Mitt. geol. L.-Anst. Elsass-Lothringen, Bd. VI/2. Strassburg.
 - (1934): Der Verlauf und das Alter der Hauptverwerfungen und der übrigen wichtigeren Störungen und Bewegungen im Gebiet des Mittelrheintalgrabens. Abh. heidelb. Akad. Wissensch., 21. Abh. Heidelberg.
- WILSER, B. (1923): Paläogeographische Untersuchungen über das Eozän und Unteroligozän im Oberrheingebiet. Mitt. u. Arb. geol.-paläont. Inst. Univ. Heidelb., N. F., Nr. 73, in: Verh. nathist.-med. Ver. Heibelb., N. F., Bd. 15/1. Heidelberg.
- WIRTH, E. (1954): Die nördliche Verbreitungsgrenze des Unteroligozäns im Rheintalgraben und ihre wirtschaftliche Bedeutung. Notizbl. hess. L.-Amt Bodenforsch., Bd. 82. Wiesbaden.
- WITTMANN, O. (1949a): Stratigraphie und Paläogeographie des Tertiärs nördlich von Basel. Zsch. dtsh. geol. Ges., Bd. 101. Hannover.
- (1949b): Das südöstlichste Ende des Oberrheingrabens. Geol. Rdsch., Bd. 37. Stuttgart.
 - (1953): Zur Stratigraphie und Bildungsgeschichte der Meeressandbildungen entlang der Rheintalflexur bei Lörrach. Jber. u. Mitt. oberrh. geol. Ver., N.F., Bd. 33 (1951). Freiburg i. B.
- ZIEGLER, J. H. (1959): Mikropaläontologische Untersuchungen zur Stratigraphie des Braunjura in Nordbayern. Geol. Bavar., Nr. 40. München.
- ZIEGLER, M. A. (1962): Beiträge zur Kenntnis des unteren Malm im zentralen Schweizer Jura. Diss. Zürich.
- ZIEGLER, P. A. (1956): Geologische Beschreibung des Blattes Courtelary (Berner Jura). Zur Stratigraphie des Séquanien im zentralen Schweizer Jura. Beitr. geol. Karte Schweiz, N.F., 102. Liefg. Bern.

Verzeichnis der verwendeten Karten

a) Publierte geologische Karten

- Geologische Generalkarte der Schweiz, 1:200000, Blatt 2: Basel–Bern (1942)¹).
Geologische Karte der Schweiz, 1:100000, Blatt 2: Belfort–Basel (A. JACCARD und A. MÜLLER, 1874)¹).
Carte géologique de la France, 1:50000, Feuille XXXVII-22: Ferrette (Serv. Carte géol. Alsace et Lorraine, 1934).
Carte géologique de la France, 1:50000, Feuille XXXVII-21: Altkirch–Huningue (Service Carte géol. France, 1958).
Geologischer Atlas der Schweiz, 1:25000, Nr.1, Bl.92–95: Movelier–Soyhières–Delémont–Courrendlin (W. T. KELLER und H. LINIGER, 1930)¹).
Geologische Spezialkarte, 1:25000, Nr. 49: Geologische Karte des Blauenberges südlich Basel (E. GREPPIN, 1908)¹).
Geologische Spezialkarte, 1:25000, Nr. 83: Geologische Karte von Basel. Zweiter Teil: SW Hügelland mit Birsigtal (A. GUTZWILLER und E. GREPPIN, 1917)¹).

b) Unveröffentlichte geologische Karten

- W. T. KELLER: Originalkartierung des S. A.-Blattes Burg (nur schweizerischer Anteil), 1:25000²).
P. BITTERLI: Originalkartierung des S. A.-Blattes Blauen (nur schweizerischer Anteil), 1:10000²).
P. BITTERLI: Originalkartierung des S. A.-Blattes Blauen (nur französischer Anteil), 1:25000²).

c) Topographische Karten

- Topographischer Atlas der Schweiz (Siegfried-Atlas), 1:25000, Blatt Nr. 6: Burg (Nachträge bis 1945).
Landeskarte der Schweiz, 1:25000, Blatt 1066: Rodersdorf (Nachträge bis 1956).
Landeskarte der Schweiz, 1:25000, Blatt 1067: Arlesheim (Nachträge bis 1959).
Landeskarte der Schweiz, 1:25000, Blatt 1086: Delémont (Nachträge bis 1958).

¹) Herausgegeben von der Schweizerischen Geologischen Kommission, Organ der Schweizerischen Naturforschenden Gesellschaft.

²) Deponiert bei der Schweizerischen Geologischen Kommission.

Erläuterungen zu den topographischen Bezeichnungen

Sowohl die Kartierung als auch die geologische Beschreibung des Untersuchungsgebietes basieren auf den Blättern der Landeskarte 1:25000. Hinweise auf den Topographischen Atlas (Siegfried-Atlas) wurden durchwegs speziell bezeichnet (S. A.-Blatt ...).

Durch Änderungen der Flurnamen und durch die Dialekt-Schreibweise auf den Blättern der Landeskarte – besonders letzteres nimmt sich im Text eher schwerfällig aus – ergeben sich einige Differenzen, die mit Rücksicht auf die ältere Literatur kurz angeführt werden sollen (links = S. A., rechts = L. K.):

- *Auf Kahl* = *Chalhöchi* (PTT = Kahlhöhe)
- *Matten auf Ried* = *Uf Ried* (südlich Metzerlen)
- *Brünnliacker* = *Pt. 581 – Tellen* (südlich Metzerlen)
- *Geissberg* = *Pt. 500* (NE Burg)
- *Falkenfelsberg* = *Galgenfels* (SW Burg)
- *Sentenberg* = *Forstweid* (südlich Forstberg)
- Andere Numerierung der Grenzsteine auf dem Geologischen Atlasblatt Nr. 1, Delémont, zwischen «Chlösterli» und Fluhberg.

Auch innerhalb der einzelnen Ausgaben bzw. Nachträge der Landeskarte bestehen unterschiedliche Bezeichnungen, wobei dem Text die im Kartenverzeichnis angeführten Ausgaben zugrunde liegen:

- *Bschissenebnetchopf* (1953) = *Schützenebnetchopf* (1956)
- *Pt. 692* (= falsch) (1953) = *Pt. 592*, Forstweid (1956)
- Verschiedene abgeänderte bzw. beigefügte vermessene Punkte.

Folgende Flurnamen, die zweimal vorkommen oder durch eine ähnliche Schreibweise gekennzeichnet sind, könnten zu Verwechslungen Anlass geben:

- *Blauenberg* (nördlich Kiffis) hat nichts zu tun mit dem in der älteren Literatur häufig gleich bezeichneten *Blauen* (Blauenkette).
- *Bergmatte* (südlich Wolschwiller)
- *Bergmatten* (südlich Burg)
- *Baholz* (südlich Metzerlen)
- *Bannholz* (SW Lutter)
- *Remel* (Oxfordcombe SW Remelturm)
- *Remel* (nördl. Chalhöchi; wird im Text nicht verwendet)
- *Chöpfli* (südlich Metzerlen)
- *Chöpfli* (südlich Forstberg)

Ferner wurden einige Bezeichnungen verwendet, die sich nicht mehr auf dem Kartenabschnitt des untersuchten Gebietes befinden:

- *Blauen*, Blauenkette, Blauen-Antiklinale (der Name befindet sich auf Blatt Arlesheim)
- *Blochmont*, Blochmontkette, Blochmont-Antiklinale (der Name findet sich ausserhalb des untersuchten Gebietes auf Blatt Rodersdorf)
- *Hard* und *Oberfeld* (die Bezeichnungen befinden sich am Nordrand von Blatt Delémont).

Einleitung

Geographische Lage. Das Untersuchungsgebiet liegt abseits der grossen Verkehrswege am südlichsten Ende des Rheintalgrabens, wobei flächenmässig ungefähr zwei Drittel bereits zu Frankreich gehören. Es umfasst – wie bereits im Vorwort erwähnt wurde – etwas mehr als den SE-Quadranten von Blatt Rodersdorf (entspricht dem S. A.-Blatt Burg).

Morphologisch ist das Gebiet durch zwei Grosselemente charakterisiert: einerseits durch die markanten bewaldeten Höhenzüge des rheintalischen Faltenjura, die bis auf eine Höhe von 875 m ü. M. aufsteigen, und andererseits durch das schwach hügelige Tertiärland – einen südlichen Ausläufer der grossen oberrheinischen Tiefebene – mit einer Höhenlage von 350–450 m ü. M.

Die Entwässerung des Gebietes erfolgt nach drei Richtungen. Die Wasserläufe der Blauensüdseite fliessen gegen Süden in die Lützel, welche bei Laufen in die Birs mündet. Der schwache Höhenzug, auf dem die Kirche von Wolschwiller steht, trennt als schmale Wasserscheide das östlich gelegene Einzugsgebiet des Birsig (oberes Leimental), der sich bei Basel in den Rhein ergiesst, vom westlichen Einzugsgebiet der Ill, die allgemein nordwärts fliesst und erst unterhalb Strassbourg den Rhein erreicht.

Bisherige Untersuchungen. Eine erste geologische Bearbeitung erfuhr das Gebiet zwischen Blauen und Pfirter Jura durch A. TOBLER (1897a); ein kleines Übersichtskärtchen ergänzt seine Ausführungen. Bei den von R. GRAHMANN (1920) durchgeführten Untersuchungen im Pfirter Jura (ebenfalls mit Kärtchen), die sich vor allem mit der rheintalischen Bruchtektonik befassen, wurde der Westteil meines Untersuchungsgebietes – allerdings recht mangelhaft – miteinbezogen. Eine ausführliche Beschreibung des schweizerischen Anteils von S. A.-Blatt Burg findet sich bei W. T. KELLER (1922); seine für dieses Gebiet unveröffentlichte Kartierung wurde bei der Erstellung der geologischen Karte 1:50000, Blatt Ferrette, mitberücksichtigt. Die Bearbeitung des französischen Abschnittes führte D. SCHNEEGANS (1934, 1935) durch.

In zahlreichen regionalstratigraphischen und paläontologischen Publikationen aus dem letzten Jahrhundert und der Jahrhundertwende werden einzelne Lokalitäten aus dem Untersuchungsgebiet gelegentlich angeführt. Die entsprechenden Angaben finden sich bei P. BITTERLI (1945, S. 1), so dass an dieser Stelle auf eine nochmalige Aufzählung verzichtet werden kann. Ergänzend seien nur folgende stratigraphischen Arbeiten genannt: *Jura und Tertiär*: J. DELBOS & J. KOECHLIN-SCHLUMBERGER (1866/67), *Jura*: S. GILLET & D. SCHNEEGANS (1935), *Tertiär*: A. ANDREAE (1884) und L. MEYER (1928).

STRATIGRAPHIE

Übersicht. Als ältestes Schichtglied treten im Gebiet des S. A.-Blattes Burg die *Opalinustone* zutage. Ihre Verbreitung beschränkt sich auf den tief aufgerissenen Gewölbekern bei «Uf Ried» (= Matten auf Ried der älteren Autoren). Auch der *Untere Dogger* lässt sich nur im Osten des Untersuchungsgebietes nachweisen, während der *Hauptrogenstein* die breiten Rücken der Blauen- und Blochmont-Antiklinalen bildet. Die meist schmale Zone des steilstehenden *Callovien-Oxfordien* tritt als Combe in Erscheinung; nur im Gebiet von Bergmatte–Abywald und am westlichen Blattrand bei Blochmont nehmen diese inkompetenten Schichtglieder einen breiteren Raum ein.

Als häufig steil stehende, orographisch markant hervortretende Gewölbeflanken gibt das *Rauracien* der Landschaft ihr typisches Gepräge; flächenmässig dominieren die Rauracienkalke im Gebiet der Mulde von Metzleren und des westlichen Landskron-Gewölbes. Das *Séquanien* weist innerhalb der mesozoischen Schichtglieder die grösste Verbreitung auf. Es bedeckt die flachen Gewölbeschenkel, bildet die Synklinalen und ist am Aufbau des östlichen Bürgerwald-Gewölbes massgebend beteiligt. Nur ganz im Westen (NW und SW von Kiffis) reichen die Kalke des *Kimmeridgien* noch etwas in das Untersuchungsgebiet herein.

Die ganze Bucht von Wolschwiller ist erfüllt von den verschiedenartigsten Sedimenten des Tertiärs. Längs ihrer Umrandung treten diese Gesteine, die Glieder aus dem *Eocaen* bis ins *Chattien* umfassen, zutage. Weitere Tertiärablagerungen finden sich in der Mulde von Kiffis, wobei besonders ein isoliertes Vorkommen von marinem *Helvétien* nachgewiesen werden konnte.

Ausgedehnte Bildungen des *Quartärs* bedecken das Vorgelände der Jurafalten, so vor allem mächtige Bergstürze und Schuttdecken, Löss und fluviatile Aufschüttungen.

Trotz der in neuerer Zeit geforderten strikten Unterscheidung der stratigraphischen Begriffe (z. B. für USA: Code of Stratigraphic Nomenclature, 1961) wird im folgenden bei der stratigraphischen Detailbeschreibung die bisherige Unterteilung beibehalten. Diesbezügliche Abänderungen liegen ausserhalb des Rahmens dieser Arbeit.

A. Jura

Die nachfolgende Zusammenstellung gibt eine Übersicht über die im untersuchten Gebiet vorkommenden jurassischen Schichten:

Malm	Kimmeridgien	unteres Kimmeridgien	
	Séquanien	Verena-Oolith (oberes Séquanien) Humeralisschichten (mittleres Séquanien) Naticaschichten (unteres Séquanien) «Plattige Kalke» (Vorbourg-Kalke)	
	Rauracien	oberes Rauracien < Calcaire à Nérinées Oolithe rauracienne unteres Rauracien (Liesberg-Schichten, Florigemmaschichten)	
	Oxfordien	Terrain à chailles < Pholadomyenschichten Thurmannschichten Renggeriton	
Dogger	Callovien	Anceps-Athleta-Eisenoolith Dalle nacrée Callovienton Macrocephalusschichten	
	Bathonien	Variansschichten Ferrugineus-Oolith oberer Hauptrogenstein Acuminata-Schichten (Homomyenmergel)	
	Bajocien	unterer Hauptrogenstein Blagdeni-Schichten Humphriesi-Schichten Sauzei-Schichten Sowerbyi-Schichten	} Unterer Dogger
Lias	Aalénien	Murchisonae-Schichten (oberes Aalénien) Opalinuston (unteres Aalénien)	

I. Lias

Opalinuston (unteres Aalénien)

Die Vorkommen an Opalinuston beschränken sich auf die Wiesenzone von «Uf Ried» südlich Metzleren, wobei diese Mergel nur in kleinen temporären Anrissen der Beobachtung zugänglich sind. Einzig bei Pt. 600 traten anlässlich einer Korrektur des Strassenbordes an der Challstrasse die Opalinustone in grösserem Umfange zutage – allerdings handelt es sich bei diesem Aufschluss um abgerutschte Massen.

Eingelagert in die dunkelgrauen, glimmerführenden Mergel fanden sich chaillenartige Knollen von Zentimeter- bis Faustgrösse. Sie bestehen aus unregelmässig angeordneten fladen- und nierenförmigen grauen Konkretionen und sind stark von Limonit durchsetzt (Toneisengallen).

Makrofossilien konnten keine gefunden werden. Der Schlämmrückstand lieferte zahlreiche kleine, himbeerförmige Pyritagglomerationen (Rogenpyrit, vgl. F. FABRICIUS, 1961) und eine individuenarme Mikro-

fauna mit Ammodisciden, Milioliden (u. a. Ophthalmidien), Lageniden (Nodosarien, Dentalinen, Lenticulinen, Lingulinen), Ostracoden, kleine Pentacriniden-Stielglieder und Armfragmente von Ophiuren.

Über die Mächtigkeitsverhältnisse können keine Angaben gemacht werden; gemäss der einschlägigen Literatur dürften die Opalinustone auch in unserem Gebiet gegen 100 m erreichen.

2. Dogger

Unterer Dogger (Murchisonae- bis Blagdeni-Schichten)

Der Untere Dogger lässt sich nur in der weiteren Umgebung von «Uf Ried» nachweisen. Dabei handelt es sich um die wohlbekannte Lokalität (Matten auf Ried), die vor allem durch A. TOBLER (1897a), aber auch durch W. T. KELLER (1922), H. SCHMASSMANN (1945) und P. BITTERLI (1945) eine eingehende Beschreibung erfahren hat. Leider sind aber in heutiger Zeit die Aufschlussverhältnisse durch Schuttüberdeckung derart schlecht, dass in stratigraphischer Hinsicht keinerlei neue Daten ermittelt werden konnten. Wie bereits P. BITTERLI (1945) und H. SCHMASSMANN (1945) bemerkt haben, stimmen Profil und Profilbeschreibung bei A. TOBLER (1897a) bei weitem nicht überein, insbesondere was die Mächtigkeit der Humphriesi-Schichten anbelangt. Es wurde daher der Versuch unternommen, anhand der verschiedenen Angaben und der eigenen Geländebeobachtungen eine Rekonstruktion der Verhältnisse südlich «Uf Ried» durchzuführen (Fig. 1), wobei für den Unteren Dogger eine Mächtigkeit von rund 80 m resultiert.

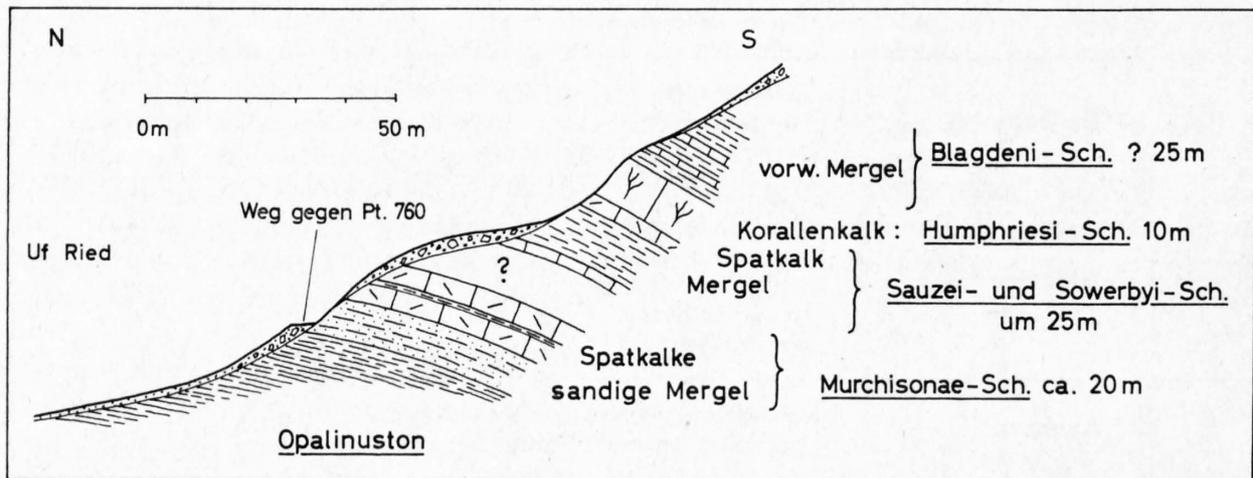


Fig. 1: Rekonstruktion der Unterdogger-Serie bei «Uf Ried»

Längs des ganzen Waldrandweges südlich «Uf Ried» findet sich an der Bergseite Blockschutt von Unterm Dogger mit Korallen (u. a. *Thamnastrea terquemi* EDWARDS & HAIME, *Thamnastrea cf. marcovi* KOBY), Resten von Cidariden und Belemniten. Ca. 60 m südlich des Weges tritt der harte, teils koralligene, teils spätige, grobkristalline Humphriesi-Kalk als markantes Felsband zutage. A. TOBLER (1897a) hat sich mit der Fossilführung dieser Schichten ausführlich befasst, insbesondere auch mit der Ausdehnung der koralligenen Fazies (Blauenfazies). Einen weiteren Beitrag zur Verbreitung der Bajocien-Korallen lieferte E. KOEHLIN (1933).

Bei Pt. 760 sind in einem kleinen Anriss die Murchisonae-Schichten blossgelegt: die braunen, harten, feinspätigen Sandkalke sind stark von Limonit durchsetzt und enthalten eine beträchtliche Menge an feinem Quarzdetritus. Die Kalke werden durch eine Mergelzone unterteilt. Dieser Teil der Murchisonae-Schichten ist sehr fossilarm; ausser Crinoidentrümmern konnten lediglich einige Lamellibranchier-Reste, kleine Lituliden, Ammodisciden und Lenticulinen nachgewiesen werden.



Fig. 2: Übergangzone Blagdeni-Schichten/Hauptrogenstein bei «Felsplatten»

Ca. 120 m NNW von Pt. 760, in der Wegkurve, stossen schlecht aufgeschlossene graue, etwas mergelige Kalke, die Korallen führen (u. a. *Isastrea richardsoni* EDWARDS & HAIME, ? Humphriesi-Schichten), an Hauptrogenstein. Diese Serie lässt sich längs einer Störungszone gegen Westen verfolgen.

Ein weiterer Unterdogger-Aufschluss bildet das Strassenbord der Challstrasse bei «Felsplatten». Ca. 50 m strassenabwärts von Pt. 659 stehen die wohlgeschichteten, harten Spatkalke der oberen Humphriesi-Schichten an. Anlässlich der Strassenverbreiterungsarbeiten war ferner bei Pt. 659 der Übergang Blagdeni-Schichten / unterer Hauptrogenstein während kurzer Zeit der Beobachtung zugänglich (Fig. 2); heute ist das Strassenbord bereits wieder von Schutt bedeckt.

Im Tälchen südlich «Felsplatten» lassen beträchtliche Blockschuttmassen eindeutig auf das Vorhandensein von Unterem Dogger schliessen – dieses Vorkommen ist bis jetzt noch nicht beachtet worden. P. BITTERLI (1945) hat in seiner Arbeit erstmals auf die schmale Unterdogger-Zone nördlich des Brunnenberges aufmerksam gemacht. Dieser durch eine Aufschubung hervorgerufene Gewölbeaufbruch lässt sich weit gegen Westen nachweisen, wobei der Untere Dogger mindestens 100 m in unser Untersuchungsgebiet hinein verfolgt werden kann. Längs des Weges liessen sich folgende Fossilien aufsammeln: häufig *Isastrea* cf. *bernardi* D'ORBIGNY, *Cidaris* (*Balanocidaris*) *cucumifera* AGASSIZ, *Chlamys ambigua* (MÜNSTER), *Chlamys* cf. *dewalquei* (OPPEL) und *Pleurotomaria* sp.

Eine letzte Bemerkung gilt dem angeblichen Unterdogger im Tälchen westlich des Amsberges. Dieses längs einer Störung linsenförmig eingezeichnete Vorkommen unmittelbar am Nordrand von S. A.-Blatt Soyhières (Geol. Atlas der Schweiz, Nr. 1, 1930) kann nicht bestätigt werden. Bei den an dieser Stelle aufgefundenen vereinzelt Unterdogger-ähnlichen Blöcken handelt es sich zweifellos um Blockschutt von Variansschichten, der von der NW gelegenen Rippe stammt. Ein gegen Westen konstruiertes Längsprofil bestätigt diese Auffassung.

Hauptrogenstein

Der Hauptrogenstein lässt sich als breiter Gewölberücken sowohl der Blochmont- als auch der Blauen-Antiklinale über weite Strecken verfolgen. Da sich die Geländeform dem Verlauf der Schichtflächen weitgehend anpasst, sind gute Aufschlüsse und zusammenhängende Profile nur unter besonderen Voraussetzungen gegeben: längs der z. T. tief eingeschnittenen Quertälchen mit ihren Geländeabbrüchen, an der Challstrasse von Metzleren nach Röschenz, an zwei neuerstellten Wegen am Abhang der Challhollen (noch nicht auf der Karte) und rund um den tief erodierten Unterdoggerkern von «Uf Ried».

Analog den Verhältnissen auf S. A.-Blatt Blauen lässt sich auch für das eigene Untersuchungsgebiet folgende Unterteilung des Hauptrogensteins durchführen (von oben nach unten):

Ferrugineusoolith: ca. 5–6 m

Oberer Hauptrogenstein: 10–15 m

Acuminata-Schichten (Homomyenmergel): über 2 m

Unterer Hauptrogenstein: vermutlich um 80 m.

Die gesamte Serie erreicht demnach rund 100 Meter. Da die Mächtigkeit für den unteren Hauptrogenstein nicht eruiert werden konnte und die entsprechenden Angaben in der Literatur sehr variieren (90 bis 130 m), ist es nicht möglich, einen genaueren Wert anzugeben. Beiläufig sei erwähnt, dass auch H. SCHMASSMANN (1945) für das Blauengebiet auf einen ähnlichen Betrag kommt. Die von R. GRAHMANN (1920) geäusserte Ansicht, im Pfirter Jura und im Blauengebiet lasse sich wegen des Fehlens der Acuminata-Schichten eine Gliederung des Hauptrogensteins nicht durchführen, kann sowohl für den westlichen Blauen als auch für das Blochmontgewölbe widerlegt werden.

So gut einerseits der Hauptrogenstein im grossen Rahmen mit dem der benachbarten Gebiete übereinstimmt, so unterschiedlich ist andererseits seine Ausbildung im einzelnen. Beim Vergleich von detaillierten Profilaufnahmen (z. B. bei P. BITTERLI, 1945) herrscht selbst über kürzeste Entfernungen eine nur geringe Übereinstimmung, besonders was die Mächtigkeiten der verschiedenen Abschnitte, sowie die Lage der Mergelhorizonte und Omissionsflächen anbetrifft. Diese Verhältnisse lassen auf sehr rasche Wechsel des Ablagerungsmilieus schliessen.

Unterer Hauptrogenstein

Von den «Felsplatten» bis zur Chall-Passhöhe durchquert die Strasse den gesamten Hauptrogenstein. Während kurzer Zeit war der Übergang Blagdeni-Schichten/Hauptrogenstein der Beobachtung zugänglich (vgl. Profil, Fig. 2). Die Untergrenze des Hauptrogensteins ist nicht scharf; innerhalb einer Übergangszone vollzieht sich der Wechsel von vorwiegend dunkeln Mergeln und Mergelkalken zum typischen Rogenstein. Wie aus dem Profil, das ungefähr die untersten 20 m des Hauptrogensteins umfasst, ersichtlich ist, besteht ein Grossteil des Gesteins aus rekristallisierten Kalken, die z. T. noch eine undeutliche oolithische Struktur erahnen lassen (diagenetische Umkristallisation?). Im Hangenden folgt längs der Strasse eine mächtige oolithische Serie, die aber von einzelnen tektonischen Störungszonen durchsetzt wird und somit für eine detaillierte Aufnahme nicht in Frage kommt.

Weitere recht schöne Aufschlüsse finden sich am Bord der Challstrasse am Blauen-Südschenkel. Aber auch hier ist die Serie über grössere Strecken gestört und wird somit zu Einzelaufschlüssen abgewertet. Von der Passhöhe strassenabwärts gegen SW ergibt sich summarisch folgende Sukzession:

- Ca. 20 m längs der Strasse – fast in Streichrichtung – helle, gut gebankte, feine Oolithe (Liegendes der Acuminata-Schichten, Schicht *o* in Fig. 3).
- 20–25 m stark tektonisierte Zone.
- Weiterhin weissliche, dichtoolithische Kalke, übergehend in braune, teils spätige Oolithe.
- Ca. 175 m SW der Passhöhe (unmittelbar neben einer gegen die Strasse geneigten Scherfläche) steht eine ca. 2 m mächtige *Mumienbank* an: hellbrauner, dichter Kalk (Kalkpelit) mit eingestreuten Mumien (Durchmesser 1–6 mm).
- Bräunliche Oolithe.
- Ca. 50 m SW der Mumienbank: braune, oolithische Mergelkalk-Bank von 1 m Mächtigkeit. Sie ist fossilreich und enthält Korallen, dicke Serpulit-Krusten, Stacheln von *Cidaris cf. zschokkei* DESOR, Terebrateln und unbestimmbare Schalenrümmer.
- Nach einer längeren tektonisierten Zone gelangt man wieder in stratigraphisch höhere Schichtglieder.

Leider ist es anhand der Lagerung unmöglich, den Mumienhorizont und die mergelige Fossilbank stratigraphisch einzugliedern. Das Vorhandensein einer Mumienbank im oberen Teil des unteren Hauptrogensteins im Blauengebiet ist seit langem wohlbekannt. L. ROLLIER (1911) fand sie im Gebiet von Grellingen 7 m, P. BITTERLI (1945) im «Chälengraben» (= Kehlengraben) ca. 15 m unterhalb der Acuminata-Schichten. Nach den Untersuchungen von H. SCHMASSMANN (1945, S. 150) erreichen die weiter östlich als konstanter Mergelhorizont vorkommenden Maeandrina-Schichten das Blauengebiet nicht mehr. Nach den eigenen Beobachtungen scheint es hingegen nicht abwegig, die mergelige Fossilbank mit Korallen und Serpeln als einen den Maeandrina-Schichten entsprechenden Horizont zu betrachten.

Auch in den östlichen Challhollen lässt sich die ca. 2½ m mächtige Mumienbank an einem von Pt. 665 gegen WNW führenden, neuerstellten Weg nachweisen (ca. 200 m WNW Pt. 665, unmittelbar vor der Kurve um die erste Geländerippe). Eine weitere Sequenz von ca. 10 m unterem Hauptrogenstein in vorwiegend oolithischer Ausbildung ist in den westlichen Challhollen aufgeschlossen; die entsprechenden Angaben finden sich in Fig. 3.

Weniger gut zusammenhängende Serien und Einzelaufschlüsse, die nicht näher erläutert zu werden brauchen, erstrecken sich entlang der Quertäler und der steilen Blauen-Nordflanke im östlichen Teil des Kartenblattes. Erwähnenswert ist höchstens ein Anriss im Tälchen südlich des Eichwaldes (2 km südlich Lutter), an dem der untere Hauptrogenstein eine typisch ausgebildete Kreuzschichtung von 10–15° aufweist.

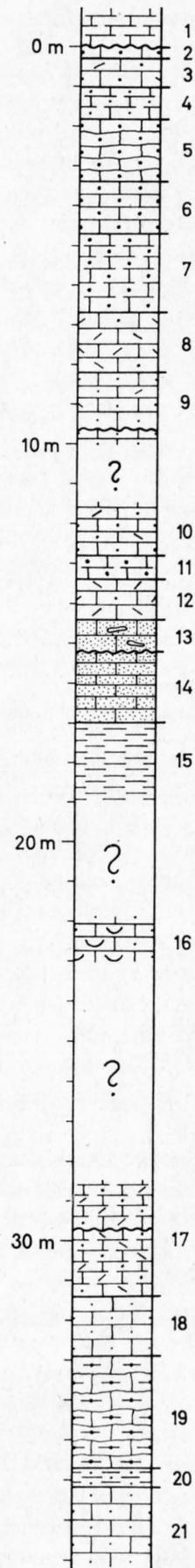
Acuminata-Schichten (Homomyenmergel)

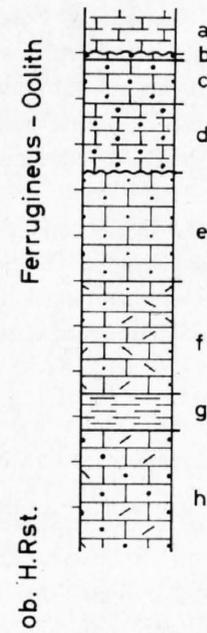
Dieser mergelige Fossilhorizont konnte lediglich auf der Chall-Passhöhe im Schichtverband nachgewiesen werden. Im heutigen Zeitpunkt ist dieser Aufschluss (Strassenbord beidseits der Strasse) bereits fast vollständig wieder von Schutt und Vegetation bedeckt. Die lithologischen Verhältnisse und die Fossilführung gehen aus dem Detailprofil (Fig. 3) hervor.

Die Abgrenzung der Acuminata-Schichten stösst auf gewisse Schwierigkeiten. Während W. T. KELLER (1922) eine Mächtigkeit von ca. 7 m annimmt, beschreibt P. BITTERLI (1945) die Homomyenmergel als 1–2 m dicke Fossilage. Die Beurteilung des Profils auf der Chall-Passhöhe bringt das gleiche Problem mit sich:

Hauptrogensteinprofil Challhollen

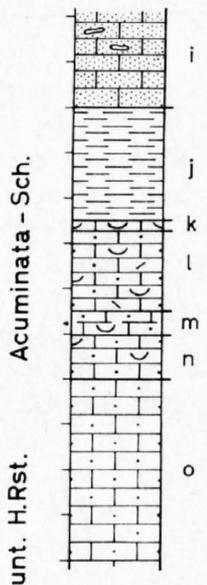
- 1 Variansschichten.
 - 2 Brauner, unverwittert dunkelgrauer Eisenoolith mit limonitischen Konkretionen. Oberflächlich angebohrt, ausgelaugt und von Austernschalen besetzt (Omissionsfläche) (0,25 m).
 - 3 Hellbraune, spätige Oolithe (0,75 m).
 - 4 Schlecht gebankte, gelbbraune, etwas eisenschüssige, oolithische Mergelkalke (0,8 m). Fossilinhalt:
Montlivaltia labechei EDWARDS & HAIME
Echinobrissus clunicularis (LHWYD)
Pleuromya sp.
Gresslya sp.
Plicatula sp.
Ostrea gregarea SOWERBY
 - 5 Schlecht gebankte, hellbraune, z. T. eisenschüssige, grobe Oolithe (1,6 m).
 - 6 Gut gebankte, braune, z. T. limonitische, grobe Oolithe (1,3 m).
 - 7 Gelbbrauner, grober, oolithischer Mergelkalk (verwittert zu Ooidgrus) mit *Echinobrissus amplus* (AGASSIZ) (2,0 m).
 - 8 Gut gebankte, hellbraune, oolithische Echinodermenbreccie (1,5 m).
 - 9 Hellbraune, spätige, feinoolithische Kalke; an der Basis eine Bank mit feinen Pholadenlöchern (1,6 m).
- Aufschlusslos
- 10 Brauner, spätiger Oolith (1,2 m).
 - 11 Gelbbraune, groboolithische Mergelkalke, z. T. zu Ooidgrus zerfallend (0,6 m).
 - 12 Hellbraune, feinoolithische Echinodermenbreccie (1,0 m).
 - 13 Hellbraune, harte, sehr feine Kalkarenite, die von wurstförmigen, bis 20 cm langen Kieselkonkretionen durchsetzt werden (0,8 m).
 - 14 Plattiger, hellbrauner, sehr feinspätiger Kalkarenit. Auf der obersten Schichtfläche eine Kruste von limonitischer Echinodermenbreccie mit vereinzelt Austertrümmern (Omissionsfläche) (1,8 m).
 - 15 Hellbrauner Mergel (2,0 m).
- Aufschlusslos
- 16 Hellbrauner, feinoolithischer, zoogener Trümmerkalk (Echinodermen, feine Muschelschalen, vereinzelt Austern und Belemniten).
- Aufschlusslos
- 17 Gelbbraune, echinodermenreiche, oolithische Mergelkalke mit einer von Austernschalen besetzten Omissionsfläche (2,8 m).
 - 18 Gut gebankte, weissliche, feine Oolithe (1,5 m).
 - 19 Schlecht gebankte, bräunliche, mergelige Oolithe mit Echinodermenresten und Schalentrümmern (2,8 m).
 - 20 Gelbliche, z. T. oolithische Mergel mit *Clypeus* cf. *ploti* KLEIN (0,5 m).
 - 21 Gut gebankte, helle Oolithe.





Hauptrogenstein W Challpass und SSE Amsberg (kombiniert)

- a Variansschichten.
- b Braune, eisenschüssige Oolithe. Oberflächlich angebohrt und von Austernschalen besetzt (Omissionsfläche) (0,1 m).
- c Braune, unverwittert dunkelgraue, z.T. limonitische, etwas spätige, grobe Oolithe (1,0 m).
- d Braune, unverwittert dunkelgraue, eisenschüssige, groboolithische Mergelkalke (verwittern zu Ooidgrus) mit *Gresslya cf. peregrina* (PHILLIPS) und *Pecten* sp. sp. (1,5 m).
- e Braune, z.T. limonitische Oolithe; oberste Bank von Pholaden angebohrt (Omissionsfläche) (2,4 m).
- f Braune, unverwittert dunkelgraue, feinspätige und feinoolithische Kalke (2,5 m).
- g Gelbbraune Mergel (0,8 m?) mit *Hemicidaris luciensis* D'ORBIGNY und *Ostrea* sp. sp.
- h Hellbraune, unverwittert graue, spätige, z.T. recht grobe Oolithe.



Hauptrogensteinprofil Challpass

- i Gut geschichtete, hellbraune, feinspätige, sehr feine Kalkarenite mit vereinzelt eingeschwemmten Ooiden. Im oberen Teil mit wurstförmigen Kieselkonkretionen. Echinodermtrümmer, vereinzelt Bryozoen und Foraminiferen (kleine Lituoliden, Textularien) (2,0 m).
- j Hellbraune, fossilarme Mergel, vereinzelt mit schlecht erhaltenen Ostracoden, Ammodisciden und Lenticulinen (2,5 m).
- k Hellbraune, oolithische, echinodermenreiche Lumachelle (0,2 m).
- l Hellbraune, unverwittert graue, spätige Oolithe und zoogene Kalke. Fossilinhalt: Korallenfragmente, kleine Gastropoden, Lamellibranchier, darunter *Chlamys cf. ambigua* (MÜNSTER), *Ostrea* sp., ferner Echinodermenreste, Bryozoen, reichlich Milioliden und vereinzelt Lageniden (1,8 m).
- m Gelbbraune, oolithische, zoogene Mergelkalke und Mergel (0,5 m). Fossilinhalt:
 Echinodermenreste
 kleine Gastropoden
Lyriodon cf. costatum var. *elongatum* (SOWERBY)
Avicula sp.
Lima sp.
Radula cf. duplicata SOWERBY
Ctenostreon proboscideum SOWERBY
Pecten sp.
Aequipecten hemicostatus (MORRIS & LYCETT)
Velata cf. velata (GOLDFUSS)
Ostrea sp. sp.
Ostrea eduliformis (SCHLOTHEIM)
- n Helle, feinoolithische, zoogene Trümmerkalke und Lumachellen (1,0 m).
- o Weissliche, feine Oolithe.

Fig. 3: Die Ausbildung des Hauptrogensteins im Blauengebiet

Entsprechen die Acuminata-Schichten lediglich den ca. 2–3 m mächtigen, z. T. mergeligen Fossilbänken (v. a. Schichten *l* und *m* des Profils), oder umfassen sie noch die darüber liegenden, fossilarmen Mergel (dies ergäbe zusammen mit Schicht *n* eine Mächtigkeit von 6 m)? Wahrscheinlich trifft die erste Möglichkeit zu, denn bei den homogenen, fossilarmen Mergeln, die mit den darüber liegenden feinen Kalkareniten genetisch in engem Zusammenhang zu stehen scheinen, handelt es sich um Bildungen von nur beschränkter horizontaler Ausdehnung.

Weitere Vorkommen von Mergel­einlagerungen, die vermutlich den Acuminata-Schichten entsprechen dürften, finden sich beim Steinbruch nördlich der Langen Matte und an einem Holzerweg im Tälchen östlich des Eichwaldes (ca. 2 km südlich Lutter). Die Mergel der letzteren Lokalität lieferten aus dem Schlammgut viele Crinoiden-Stielglieder, Echinidenreste, Skeletteile von Ophiuren, kleine Gastropoden, Austernfragmente, Ammodisciden, vereinzelt Dentalinen und Ostracoden.

Oberer Hauptrogenstein

Die besten Aufschlüsse finden sich wiederum längs des neuen Weges am Abhang der westlichen Challhollen, auf der Chall-Passhöhe und an der Challstrasse nördlich der Brunnenberg-Chall-Störung (heute z. T. der Beobachtung nicht mehr zugänglich). Die entsprechenden Angaben sind in Fig. 3 zusammengestellt.

Ein Vergleich mit den Profilen benachbarter Gebiete bringt starke Unterschiede bezüglich Lithologie und Mächtigkeit zum Ausdruck. Während L. ROLLIER (1911), H. SCHMASSMANN (1945) und P. BITTERLI (1945) für den oberen Hauptrogenstein (exkl. Ferrugineusoolith) im Blauengebiet eine Mächtigkeit von 20 bis 30 m angeben¹⁾, bestimmte W. T. KELLER (1922) für die Serie (inkl. Ferrugineusoolith) lediglich 20 m, was mit den eigenen Beobachtungen völlig übereinstimmt.

Über den Acuminata-Schichten folgen die bereits erwähnten 2 m mächtigen, eintönigen Mergel, die zusammen mit der 2½ m betragenden Serie von feinkörnigen Kalkareniten eine fazielle Besonderheit darstellen. Vorwiegend im oberen Teil der Kalkarenite sind wurst- und hantelförmige Kieselkonkretionen recht häufig. Anhand von Dünnschliffen lässt sich erkennen, dass innerhalb dieser Kieselanreicherungen vor allem der karbonatische Zement durch feinkristallinen Quarz ersetzt ist. Dieser Horizont lässt sich von der Chall-Passhöhe gegen SW entlang der ganzen Challhollen (bis NW Brandel) verfolgen und ist auch am Blauen-Nordschenkel südlich Pt. 541 (SW Burg) nachweisbar.

Die *Movelier-Schichten*, die nach H. SCHMASSMANN (1945) ein unbeständiges Schichtglied darstellen, sind sehr schlecht aufgeschlossen und im Vergleich zu den Vorkommen auf S. A.-Blatt Blauen sowohl durch eine geringere Mächtigkeit als auch durch eine wesentlich ärmere Fossilführung gekennzeichnet. Bis zum Ferrugineusoolith folgen 2–3 m teils spätige, teils oolithische Kalke.

Ferrugineusoolith

Dieser charakteristische Horizont mit seinen fossilreichen, oolithischen Mergel­einlagerungen und der geringmächtigen, angebohrten, meist von Austern überkrusteten Eisenoolithbank als oberer Abschluss der Hauptrogensteinserie ist im Gelände recht häufig anzutreffen. Nachfolgend seien die wichtigsten Aufschlüsse angegeben:

- Ca. 150 m westlich der Chall-Passhöhe (kaum mehr sichtbar).
- An der Challstrasse bei Pt. 665 als steilstehende Schichtplatten; sehr fossilreich (Echiniden, Lamelli-branchier, Brachiopoden).
- 60 m westlich Pt. 700 (nördlich «Schützenebnetzhopf»), vgl. Fig. 3.
- Einige Meter SE Pt. 623 (südlich Galgenfels).
- Ca. 100 m SSW Pt. 576 (Hohe Schleife), kleiner künstlicher Anriss östlich des Weges.
- Ca. 200 m WSW Pt. 594 (südlich Amsberg) längs eines neuen Weges.

¹⁾ Nach den Figuren 1 und 2 hat man bei P. BITTERLI zwar den Eindruck, sein angegebener Wert sei wesentlich zu hoch.

Callovien (inkl. Variansschichten)

Das Callovien ist im gesamten Untersuchungsgebiet ausserordentlich schlecht aufgeschlossen. Bei der Kartierung mussten vor allem die morphologischen Verhältnisse und die Verteilung des Callovien-Schuttes als Kriterien verwendet werden. Dank den umfassenden Untersuchungen von A. J. STÄUBLE (1959) ist es möglich, die ungefähren Mächtigkeiten der einzelnen Schichtglieder auch auf unser Gebiet zu übertragen¹⁾. Das Callovien (um 40 m mächtig) lässt sich von oben nach unten folgendermassen unterteilen:

Anceps-Athletaschichten ca. 1 m

Dalle nacrée 2½–6 m

Callovienton um 25 m

Macrocephalusschichten 2–3½ m

Variansschichten (ob. Bathonien) 8–10 m

Die Fossilien der **Variansschichten** lassen sich vielerorts, allerdings meist nur im Schutt, nachweisen. Die reicheren Fundstellen seien nachfolgend aufgezählt: nördlich der Brunnenberg–Chall-Störung anlässlich von Bauarbeiten an der Challstrasse; in der Gegend der kleinen Lichtung NW des Forstberges (an beiden Lokalitäten zusammen mit **Macrocephalusschichten**: *Sphaeriola crassicostata* D'ORBIGNY); am neuen Waldweg bei Pt. 700, Challhollen; zwischen Pt. 576 und Pt. 616 SW der Bergmatte (mit Macrocephalusschichten), ferner die beiden fossilreichsten Stellen an der Holzmatte (südlich Lutter) und an der Bachumbiegung nördlich Kiffis. Folgende Fossilien konnten aufgesammelt werden:

Acanthothyris powerstockensis BUCKMAN & WALKER

(olim *Acanthothyris spinosa* SCHLOTHEIM)

Rhynchonella lotharinga HAAS

Rhynchonella sp. sp.

Rhynchonelloidella alemannica (ROLLIER)

(olim *Rhynchonella varians* SCHLOTHEIM)

Terebratula diptycha OPPEL

Terebratula sp. sp.

Lyriodon cf. *costatum* (SOWERBY)

Lucina despecta PHILLIPS

Venilicardia sp.

Pleuromya elongata (MÜNSTER)

Pleuromya sp.

Gresslya lunulata AGASSIZ

Gresslya peregrina (PHILLIPS)

Pholadomya detoidea (SOWERBY)

Pholadomya bucardium AGASSIZ

Pholadomya sp.

Thracia undulata SCHLIPPE

Gervillia acuta SOWERBY

Ostrea knorri ZIETEN

Ostrea acuminata SOWERBY

Modiola (Brachydontes) striolaris MERIAN

Modiola lonsdalei MORRIS & LYCETT

Perisphinctes sp.

¹⁾ Bei den nächstgelegenen von A. J. STÄUBLE beschriebenen Aufschlüssen handelt es sich um sein kombiniertes Profil 1 («Tschöpferli»–«Hinterhård»/«Blatten», bzw. Tschöpferlireben–Plattenweide nach alter Nomenklatur) auf S. A.-Blatt Blauen und Profil 2 (neuer Waldweg südlich des Amsberges bei Klelnützel) auf S. A.-Blatt Soyhières. Besonders letzteres Profil ist bereits wieder grösstenteils von Schutt bedeckt.

Gute **Callovienton**-Aufschlüsse sind selten; die dunkelgrauen, tonigen Mergel treten vereinzelt an Bachläufen zutage. Solche Stellen finden sich am Waldrand der Lichtung «Wizlesten», ca. 150 m südlich Pt. 635 (SSW Challpass); im SW-Teil der Lichtung «Remel», ca. 100–200 m SE Pt. 680; am Bächlein nördlich des Blauenberges bei Kiffis (ca. 270 m SE Pt. 627) und im Scheibenstand bei «Cholacker» SW Burg.

Im Gegensatz zum Renggeriton weist der Callovienton einen etwas sandigen Habitus auf und hinterlässt einen wesentlich grösseren Schlämmrückstand. Allerdings gibt es auch fette Callovientone, die sich makroskopisch kaum vom Oxfordton unterscheiden lassen; in diesem Falle lässt sich eine Unterscheidung nur mit Hilfe der Mikrofaunen durchführen. Ein Beitrag zur Foraminiferenfauna des Callovientones findet sich in einem besonderen Kapitel dieser Arbeit (vgl. S. 53).

An drei Stellen ist die **Dalle nacrée** aufgeschlossen. Am Weg nördlich «Ring» (NE des Forstberges), ca. 250 m ENE Pt. 742, tritt diese braune, eisenschüssige Echinodermenbreccie in typischer grobspätiger, plattiger Ausbildung in einem kleinen, allerdings versackten Aufschluss auf. Weiter im Westen bildet die Dalle nacrée längs des ganzen SE Waldrandes der Lichtung «Wizlesten» eine markante Geländekante. Ein kleiner Steinbruch ca. 180 m SSW Pt. 635 lässt deutlich erkennen, dass hier die etwas feinspätigere Dalle nacrée eine Mächtigkeit von über 4 m erreicht (im Gegensatz zu den 2,5 m im Callovienprofil Nr. 1 nördlich Kleinlützel von A. J. STÄUBLE, 1959). Als drittes Vorkommen sei noch die Dalle nacrée-Rippe im Wäldchen südlich «Cholacker» bei Burg erwähnt.

In mikrofazieller Hinsicht wird auf die Beschreibung von A. J. STÄUBLE (1959, S. 154ff.) verwiesen; es ist nicht gelungen, anhand der Dünnschliffe neue Aspekte zu erhalten.

Die geringmächtigen, vorwiegend eisenoolithischen **Anceps-Athletaschichten** konnten nirgends nachgewiesen werden.

Eine letzte Bemerkung betrifft das Callovien-Vorkommen SSW von Metzleren auf Blatt Ferrette (Carte géol. de la France, 1:50000). Bei dieser Stelle handelt es sich um den östlichen Abrissrand des grossen Doggerutsches. Eindeutiges Callovien konnte nicht nachgewiesen werden, wohl aber Blockschutt von Unterem Dogger. Es besteht daher der berechtigte Verdacht, dass eine Verwechslung dieser Gesteinsarten vorliegt; die Art der Darstellung bestärkt zudem die gehegten Zweifel.

3. Malm

Oxfordien

Die Oxfordienzonen treten im Gelände als deutliche morphologische Depressionen in Erscheinung. Demzufolge sind sie meist von einer starken Schuttdecke überlagert und entsprechend schlecht aufgeschlossen. Die Verbreitung beschränkt sich auf die mehr oder minder steil aufgerichteten Antiklinalschenkel, und an drei Stellen (Abywald, Rittimatte und Buschlen) bildet dieser Mergelkomplex den Gewölbeabschluss der Blochmont- bzw. Blauenfalte.

Zur Identifizierung des Oxfordien in aufschlusslosen Gebieten helfen dem Kartierenden häufig die dunkle Färbung der Verwitterungslehme vor allem in Maulwurfshaufen (oft mit verwitterten kleinen Fossilien), die Feuchtigkeit des Bodens und der anders geartete Pflanzenbestand. Allerdings ist bei der Beurteilung insofern Vorsicht geboten, als die Mergel nicht selten als Rutschmasse vorliegen.

Die Gesamtmächtigkeit des Oxfordien in tektonisch ungestörter Lagerung dürfte gemäss der einschlägigen Literatur um die 80 m betragen. Dieser Wert steht mit den eigenen Beobachtungen nicht im Widerspruch.

Renggeriton

Die dunkelgrauen, fein glimmerführenden, fetten Mergel sind im Untersuchungsgebiet nur selten aufgeschlossen. Während sie im Bachbett NE des Forstberges (ca. 200 m östlich Pt. 742) an einem kleinen Anschnitt zutage treten, konnten sie weiter westlich auf der Lichtung «Wizlesten» beim Bau von einigen Week-

endhäusern und durch zwei Handbohrungen nachgewiesen werden. Noch an weiteren Stellen wurde der Renggeriton durch künstliche Aufschlüsse freigelegt, so im NE-Teil von «Ob. Ammegersten» (Aushub), auf der «Bergmatte» (Aushub), ferner N und NE von «Hohe Schleife» (Strassenbord). Ein weiteres Vorkommen findet sich am Bächlein ca. 80 m SE Pt. 680 (SW Remel).

Auch die Oxfordtone des Untersuchungsgebietes wurden nach Mikrofaunen untersucht; die entsprechenden Resultate werden in einem speziellen Kapitel erörtert (S. 55).

Terrain à chailles

Den oberen, mächtigeren Teil des Oxfordien bilden die fossilreichen Mergel des Terrain à chailles mit ihren lagig angeordneten kalkpelitischen Knollen. Diese enthalten reichlich feinen Quarzdetritus und vereinzelt Glaukonitkörner. Die Fossilführung wurde vor allem von P. DE LORIOLE (1896/1897) und H. A. ROEDER (1882) eingehend behandelt.

Die **Thurmannschichten** konnten einzig am Grenzweg etwas SW Pt. 630 (Cholacker) eindeutig nachgewiesen werden. Gelb anwitternde, feinsandige Mergel und Mergelkalke bilden dort das Liegende des Terrain à chailles – analog den Verhältnissen in Liesberg.

Der ausgedehnteste Aufschluss in den **Pholadomyenschichten** befindet sich entlang dem nicht bequem zugänglichen Steilhang S und SE des Weges im Abywald. Diese natürlichen Anrisse sind allerdings z. T. stark von mergeligem Material überflossen. Als weitere Aufschlüsse können angeführt werden: Strassenbord an der Challstrasse westlich des «Hörnlichopf» (Übergang Oxfordien–Rauracien: nicht gut aufgeschlossen, aber fossilreich), während Aushubarbeiten nördlich Pt. 576 (westlich Burg), am Wegbord auf der «Rittmatte» und am Steilhang unmittelbar östlich des Fluhberges.

Aus den Pholadomyenschichten konnten folgende Fossilien gesammelt und bestimmt werden:

- Millericrinus echinatus* (SCHLOTHEIM)
- Millericrinus escheri* DE LORIOLE
- Millericrinus horridus* D'ORBIGNY
- Millericrinus bruckneri* AGASSIZ
- Collyrites bicordata* (LESKE)¹⁾
- Holactypus corallinus* D'ORBIGNY
- Serpula* sp.
- Rhynchonella thurmanni* (VOLTZ)
- Zeilleria bucculenta* SOWERBY
- Zeilleria galliennei* D'ORBIGNY
- Pseudomelania liesbergensis* DE LORIOLE
- Pleuromya varians* AGASSIZ
- Gresslya laevigata* DE LORIOLE
- Homomya gracilis* AGASSIZ
- Pholadomya exaltata* AGASSIZ
- Ostrea* sp.
- Perisphinctes* cf. *promiscuus* BUKOWSKI
- Perisphinctes* sp.
- Euaspidoceras* cf. *faustum* (BORISSJAK)

Auffallend ist das häufige Auftreten von *Rhynchonella thurmanni* (VOLTZ) in den Pholadomyenschichten; P. BITTERLI (1945) hat auf diese Tatsache bereits hingewiesen. Auch *Collyrites bicordata* (LESKE), der üblicherweise in den Thurmannschichten auftritt, kann bis nahe an die Rauracien-Untergrenze nachgewiesen werden (F. Woltersdorf machte dieselbe Beobachtung am bekannten Oxfordien-Aufschluss «Fringeli» bei Bärschwil). *Pseudomelania liesbergensis* DE LORIOLE, typisches Fossil für das untere Rauracien (Florin gemmaschichten), erscheint hier bereits im Terrain à chailles.

¹⁾ Über die Autorschaft scheint in der älteren Literatur keine Einigkeit zu herrschen; häufig findet sich DESMOULINS, der den Gattungsbegriff geschaffen hat, als Autor dieser Art.

Ausgesprochenes Pech scheint W. MOHLER (1938) bei den Probenentnahmen im Terrain à chailles verfolgt zu haben, wenn er schreibt (S. 45), dass weder die Chaillen noch die Mergel der von ihm untersuchten Aufschlüsse irgendwelche Foraminiferen enthalten. Im Dünnschliff von Chaillen lassen sich neben Schwammnadeln und grösstenteils verkieselten Echinodermenresten u. a. häufig Ammodisciden, Textularien, Trochamminen, seltener Lituoliden, Milioliden, Nodosarien und Lenticulinen erkennen.

Die feinsandigen Mergel der Thurmannschichten lieferten:

Ammodisciden
Lenticulinen
Lenticulina (Planularia) sp.
Epistomina parastelligera (HOFKER)
Schwammrhaxen
Hexactinelliden-Nadeln
Ostracoden

Eine noch reichere Mikrofauna lässt sich aus den Mergeln der Pholadomyenschichten isolieren:

Ammobaculites sp. (bis 2½ mm lang)
Lenticulina (Lent.) sp. sp.
Lenticulina (Lent.) muensteri (ROEMER)
Lenticulina (Lent.) quenstedti (GÜMBEL)
Lenticulina (Planularia) tricarinella (REUSS)
Lenticulina (Planularia) sp.
Lenticulina (Astaculus) sp.
Epistomina mosquensis UHLIG
Schwammrhaxen
Hexactinelliden-Nadeln
Armfragmente von Ophiuren
Sklerite von Holothurien
Ostracoden

Rauracien

Unteres Rauracien (Liesberg-Schichten, Florigemmaschichten)

Aus dem Terrain à chailles gehen in kontinuierlichem Übergang die grauen bis graubraunen, fossilreichen Mergel und Mergelkalke des unteren Rauracien hervor. Während eine Abgrenzung gegenüber dem Terrain à chailles nach lithologischen Gesichtspunkten kaum durchführbar wäre, gelingt dies anhand der Faunenunterschiede recht genau: die häufig auftretenden Pholadomyen und Rhynchonellen, ferner *Collyrites bicordata* (LESKE) reichen bis unmittelbar an die plötzlich einsetzenden Korallenbiostrome der Liesberg-Schichten. Mit den Korallen entfaltet sich über der geringmächtigen, serpelreichen Übergangszone ein Reichtum an Cidaridenstacheln und Stielfragmenten von Crinoiden. Die vor allem auf Verwitterungsflächen charakteristischen hellen Verkieselungen gaben diesem Abschnitt den in der älteren Literatur oft verwendeten Ausdruck «Terrain à chailles siliceux».

Es lassen sich folgende, z. T. stark verkieselte Fossilien nachweisen:

Holcospongia sp.
Montlivaltia sp.
Isastrea explanata (GOLDFUSS)
Thecoseris sp.
Thamnastrea arachnoides (PARKINSON)
Dimorpharea koechlini (HAIME)
Epismilia sp.

Apiocrinus polycyphus MERIAN
Millericrinus dudressieri D'ORBIGNY
Millericrinus studeri DE LORIOI
Millericrinus sp. sp.
Isocrinus pendulus MEYER
(olim *Pentacrinus amblyscalaris* THURMANN)
Cidaris florigemma PHILLIPS
Serpula prolifera GOLDFUSS
Zeilleria delemontana (OPPEL)
Terebratula sp.
Chlamys intertexta (ROEMER)
Chlamys episcopalis (DE LORIOI)
Chlamys sp.
Ostrea (Alectryonia) hastellata SCHLOTHEIM
Belemnites sp.

Das Unterrauracien, normalerweise am Fusse steiler Abhänge und Felswände, ist meist stark von Blockschutt überdeckt und daher nur dank der typischen Fossilien an meist ungünstigen Aufschlüssen nachweisbar. Einzelne alte Gruben und Weganschnitte liefern wohl noch eine reichliche Fauna, doch ist der Schichtverband nicht mehr zu erkennen. Die besten Verhältnisse finden sich momentan längs des Lützeltales zwischen «Fluefels» und «Chlösterli» (Blatt Delémont).

Längs des ganzen Nordrandes der Blochmont-Antiklinale zeugen massenhaft auftretende Fossilien aus dem Unterrauracien von weiträumigen Bergstürzen, die wegen der jüngeren Schutt- und Lehmbedeckung morphologisch nicht mehr nachweisbar wären. Während die Kalke oberflächlich der chemischen Verwitterung anheimfielen, blieben die völlig entkalkten Fossilrelikte in den Verwitterungslehmen erhalten und treten in Maulwurfshaufen zutage. Nur an den Geländeeinschnitten der Quertäler sind die Bergsturzmassen des Rauracien und Unterséquanien z. T. noch zu erkennen.

Da das gegen 30 m mächtige Unterrauracien sowohl durch seine Lithologie als auch durch seinen Fossilreichtum als charakteristischer Horizont im Felde leicht nachweisbar ist, habe ich mich entschlossen, von der üblichen Kartendarstellung (Geologischer Atlas) abzuweichen, und das Rauracien in einen unteren und einen oberen Abschnitt zu unterteilen.

Oberes Rauracien («Oolithe rauracienne» und «Calcaire à Nérinées»)

Eine verminderte Einschwemmung an terrigenem Material zusammen mit zunehmender Kalksedimentation lässt sich als allmählicher Übergang von dunkeln, mergeligen Serien zu vorwiegend oolithischen Kalcken erkennen. Das gegen 60 m mächtige, klotzige Oberrauracien gibt der Landschaft ihr typisches Gepräge; als steilgestellte Antiklinalschenkel tritt es als markante, scharfe Rippen in Erscheinung, und in flacher Lagerung bildet es mächtige Flühe.

Bewusst wurde auf eine Unterteilung in mittleres und oberes Rauracien verzichtet, denn die Kalke des «Oolithe rauracienne» sind bezüglich Mächtigkeit und Ausbildung starken Unterschieden unterworfen; die recifalen Sedimente bilden mit den Oolithen eine sedimentologische Einheit. Die Korallenriffe (patch reefs), die vielfach bis unmittelbar unter die «Plattigen Kalke» reichen, sind verzahnt mit harten pelitischen Kalcken, mit Pseudoolithen, rekristallisierten zuckerkörnigen Kalcken und kreidigen Kalcken (diagenetisch wenig verfestigte Kalkpelite) mit z. T. geroltem, grobem Riffschutt (vgl. Fig. 4). Nähere Ausführungen über die Sedimentationsverhältnisse sind in dieser Arbeit nicht vorgesehen¹⁾.

Die koralligenen Bildungen treten im Untersuchungsgebiet am auffallendsten an der Blauen-Südseite (Forstberg-Schützenebnetzopf), bei Burg (Schlossfels) und SE Rodersdorf auf. Da die Felswände meist von Sinterkrusten überdeckt sind, können die Korallen am ehesten im Blockschutt unterhalb der Flühe

¹⁾ Zur Zeit befasst sich V. Pümpin, cand. geol., ausführlich mit diesen Problemen. Ferner sei auf die Dissertation von M. A. ZIEGLER (1962) verwiesen.

erkannt werden; es handelt sich vorwiegend um Calamophyllien (u. a. *Calamophyllia flabellum* BLAINVILLE) und Thecosmilien.

Die kreidigen, diagenetisch kaum verfestigten Kalkpelite haben ihre Hauptverbreitung an der Blauen-Südflanke. Sie sind von Osten her (Nenzlingen, Dittingen) verfolgbar bis ins Lützelal westlich «Chlösterli». Weitere Vorkommen lassen sich bei Pt. 486, südlich Rodersdorf, ferner bei Burg, NW Raedersdorf und östlich «Nägeleberg» (östlich Kiffis) nachweisen. Die Verbreitung der andernorts im oberen Rauracien recht häufig auftretenden Silexknollen beschränkt sich auf die östliche Bürgerwaldkette (NW Raedersdorf; bei Pt. 501, «Hinter dem Berg»).

Eine letzte Bemerkung gilt den Mumienbänken. Nicht selten lassen sich im obersten Teil des Rauracien mumienartige Knollen beobachten. Wie bereits P. BITTERLI (1945, S. 16) nachweisen konnte, ist das Anlagungsgefüge der Mumien nicht eindeutig erkennbar. Diese Mumienbänke, normalerweise wohl nur von lokaler Bedeutung (vgl. auch Fig. 4), erreichen im westlichen Landskrongebiet eine beträchtliche Ausdehnung: sie können vom Bachgraben ca. 250 m NE Bad Burg der Grenze entlang verfolgt werden bis über die Strasse

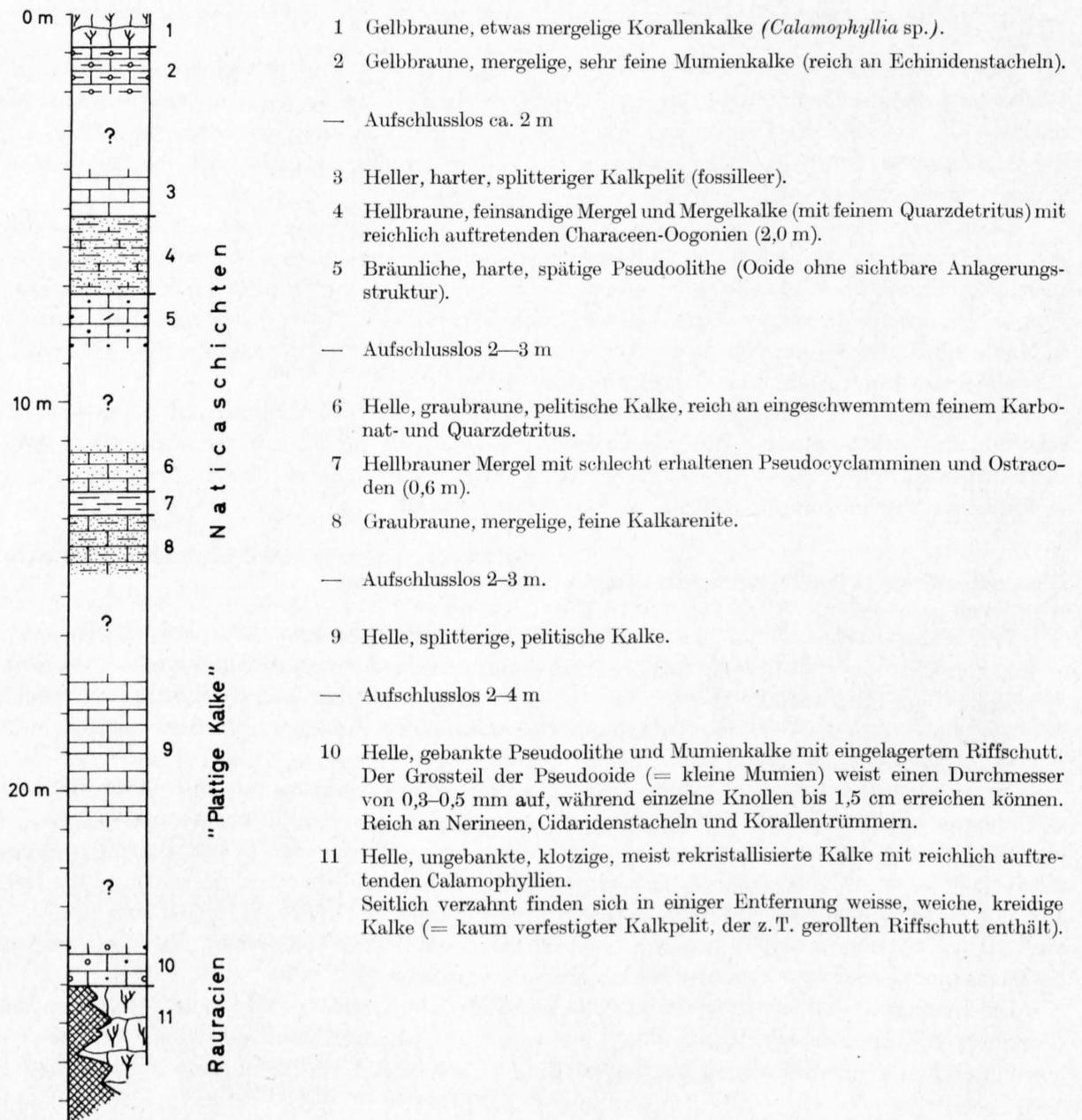


Fig. 4: Profil längs des Weges von Redel auf die Forstweide

Metzerlen–Rodgersdorf hinaus (besonders zwischen Grenzstein 115 und 111 und bei Pt. 507). Da die ruppigen, schlecht gebankten Mumienbänke in diesem Gebiet eindeutig unter den «Plattigen Kalken» liegen, wurden sie dem Rauracien zugerechnet (auf der französischen geolog. Karte, Blatt Ferrette 1:50000, ist diese ganze Zone bereits als Unterséquanien bezeichnet).

Séquanien

Unteres Séquanien

«**Plattige Kalke**» (**Vorbouurg-Kalke**). Dem Beispiel von P. BITTERLI (1945) folgend, wurde aus praktischen Erwägungen die Grenze Rauracien–Séquanien an die Basis der über den klotzigen Riffsedimenten einsetzenden wohlgeschichteten, splitterigen Kalkpelite gelegt (vgl. Fig. 4). Innerhalb dieses Abschnittes, der meist der Beobachtung recht gut zugänglich ist, lässt sich bei der Feldaufnahme im allgemeinen eine genaue Grenzziehung durchführen. Vor allem für das Gebiet nördlich des Lützeltales sind einige Differenzen in der geologischen Darstellung gegenüber dem «Geologischen Atlas der Schweiz» (Nr. 1, 1930) auf diesen Umstand zurückzuführen.

Die «Plattigen Kalke» treten in den weitaus häufigsten Fällen als helle, splitterige, pelitische Kalke mit geringer Fossilführung und mangelnder Mergelsedimentation auf. In dieser Art finden sie sich als dünngebankte Serie längs der Blauen-Südseite bis ins Lützelal. In ähnlicher Ausbildung besitzen sie auf der flach abtauchenden Bürgerwald-Antiklinale nördlich Raedersdorf eine beträchtliche Ausdehnung; im Steinbruch NW Spielberg sind diese dichten, fossilarmen Kalke als eintönige, mächtig gebankte Serie an einer gegen 7 m hohen Wand aufgeschlossen (das ganze Gebiet des Spielberges ist auf der geolog. Karte 1:50000, Blatt Ferrette, fälschlicherweise als oberes Séquanien dargestellt).

Entlang der Landskronkette (vor allem im Steinbruch südlich von Biederthal gut aufgeschlossen) weisen die «Plattigen Kalke» ausser den Kalkpeliten gut gebankte Pseudoolithe und in der obersten Partie eine auffällige, feine Mumienbank auf (\varnothing der Mumien bis 8 mm, daneben reichlich gerollter Detritus). In ähnlich variabler Ausbildung liegt diese Serie in einem kleinen Steinbruch ca. 450 m SSW von Pt. 499 (südlich Wolschwiller) vor. Die mächtigen Kalkbänke sind (von oben nach unten) durch folgende lithologische Merkmale charakterisiert:

- Helle, dichte, pelitische Kalke (Echinodermenreste, Milioliden).
- Helle, bräunliche Kalkpelite mit reichlich aufgearbeiteten, gerundeten Einschlüssen.
- Helle, bräunliche, vorwiegend pseudoolithische Kalke mit z. T. schlecht gerundeten intraklastischen Komponenten und calcitisch-kristallinem Bindemittel (vereinzelt Pseudocyclamminen und Textularien).
- Helle, graubraune Kalkpelite mit reichlich pseudoolithischen Einschlüssen und Mumien (\varnothing bis 1 cm). Fossilinhalt: Nerineen, Echinodermenreste, Pseudocyclamminen, Ammobaculiten, «Nautiloculinen», Textularien, Milioliden und Lenticulinen.
- Helle, gelbbraune Mumienkalke (ähnlicher Fossilinhalt).

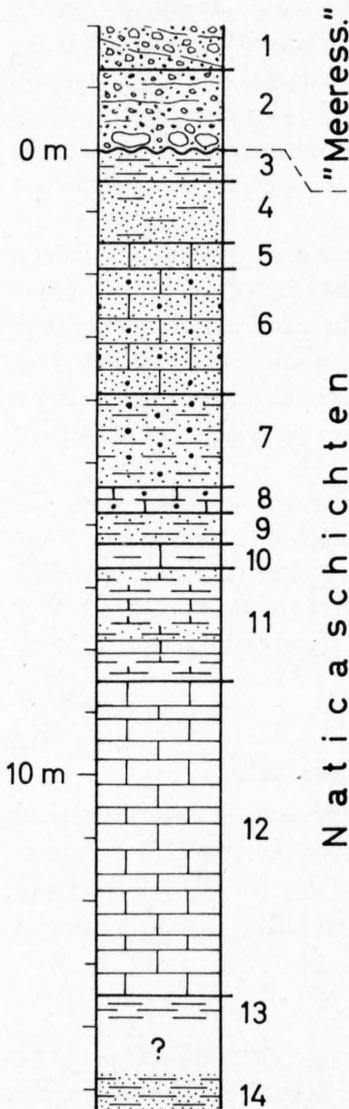
Im Gegensatz zu M. A. ZIEGLER (1962) rechne ich nur die ca. 8–10 m mächtige, rein kalkige Serie, in der sich weder Anzeichen von limnischen Einschwemmungen noch von terrigener Materialzufuhr nachweisen liessen, zu den «Plattigen Kalken». Die darüberliegende, wechselnd mergelig-kalkige Folge ist charakterisiert durch ihren Reichtum an feindetritischem Quarz und durch das Auftreten von vereinzelt Charophytenhorizonten (vgl. Fig. 4 und 5); sie wird bereits den Naticaschichten zugeordnet.

Naticaschichten. Die lithologisch stark wechselnden Naticaschichten sind im ganzen Untersuchungsgebiet nirgends lückenlos aufgeschlossen. Die an den steilgestellten Malmflanken (zwischen den «Plattigen Kalken» und der Hauptmumienbank) ermittelte Mächtigkeit dieser meist von Schutt bedeckten inkompetenten Serie beträgt gegen 40 m.

Das untere Séquanien weist auf der Blauensüdseite, vor allem im Gebiet «Forstweid»–«Chöpfli», eine beträchtliche Verbreitung auf. Eine aus verschiedenen Aufschlüssen (längs des Weges Redel–Forstweid) zusammengestellte lithologische Charakterisierung dieser Serie gibt Fig. 4; bemerkenswert sind der Charo-

phyten- und der Korallenhorizont. Ein weiteres interessantes Detail lässt sich in einem kleinen Aufschluss SE des «Schützenebnetzchopf», unmittelbar am Rande des Kartenblattes, beobachten: einige Meter unterhalb der Hauptmumienbank enthalten braune, spätige, feindetritische Kalke reichlich helle, schlecht gerundete, kalkpelitische Einschlüsse (intraformationale Breccia).

Am Südrand der Mulde von Metzleren konnte das Unterséquanien an mehreren Stellen nachgewiesen werden. Besonders hinter dem Scheibenstand (am Waldrand südlich Metzleren) liegen die Naticamergel in den Einschussfurchen entblösst. Ein guter Aufschluss erstreckt sich nördlich Bad Burg entlang der Strasse nach Biederthal (vgl. Fig. 5). Bei dieser Serie sei besonders der ungeheure Anteil an feindetritischem Quarz



1-2 Rupélien («Meeressand»)

- 1 Helle, bräunliche, gut zementierte Kalkkonglomerate (Ø der Komponenten bis 2 cm; Bindemittel feindetritisch, reich an Quarzkörnern). Die Komponenten setzen sich vorwiegend aus Kalken des unteren Séquanien zusammen. Häufig aufgearbeitete Echinodermenreste und Pseudocyclamminen, daneben aber eine reiche autochthone Mikrofauna (vgl. S. 36). Ausgeprägte Diskordanz innerhalb des «Meeressandes» (vgl. auch S. 35).
- 2 Hellbraune, schlecht zementierte Kalkkonglomerate mit reichlich aufgearbeiteten Séquanien-Fossilien (gerollte Korallen, Cidaridenstacheln, *Natica* sp. und Brachiopoden) (1,3 m).
An der Basis grobe Malmblöcke, dazwischen vereinzelt Austernschalen.

3-14 Unteres Séquanien (Naticaschichten)

- 3 Braune Mergel mit reichlich grobem Kalkdetritus. Fossilien: kleine Gastropoden, Seeigelstacheln und Pseudocyclamminen (0,5 m).
- 4 Graugrüne, calcitisch verfestigte, feine Quarzsande mit kleinen Limonit- und Glaukonitkörnern. Pseudocyclamminen (ca. 1 m).
- 5 Grauer, calcitisch verfestigter, glaukonitführender Quarzsandstein (0,4 m).
- 6 Hellgraue, feinsandige, pseudoolithische Kalke mit sehr viel feinem Quarzdetritus und aufgearbeiteten karbonatischen Komponenten (ca. 2 m). Reichliches Auftreten von *Haplophragmoides* sp. (= «*Nautiloculina oolithica*» MOHLER) und Pseudocyclamminen.
- 7 Graubraune, z.T. recht harte, oolithische Mergel mit reichlich feinem Quarzdetritus (ca. 1,5 m). Fossilien:
Pseudocyclammina jaccardi (SCHRODT)
Natica turbiniformis ROEMER
Natica cochlita THURMANN
Natica eudora D'ORBIGNY
Natica sp.
Lucina substriata ROEMER
Mactromya sp.
Aequipecten strictus (MÜNSTER)
Aequipecten cf. *minerva* (D'ORBIGNY)
- 8 Graubrauner, oolithischer Mergelkalk (0,4 m).
- 9 Graubraune Mergel mit reichlich karbonatischem Detritus (0,5 m). Fossilien: Echinodermen, u. a. *Hemicidaris intermedia* (FLEMING)
Gastropoden, u. a. *Natica* sp.
Ammobaculites coprolithiformis (SCHWAGER): ausserordentlich häufig
Pseudocyclammina jaccardi (SCHRODT)
- 10 Grauer, z. T. limonitisch verfärbter, mergeliger Kalk (wenig Quarzdetritus) mit muscheligen Bruch (0,4 m). Vereinzelt Milioliden.
- 11 Graubraune, z. T. feinsandige, kalkige Mergel mit vereinzelt Kalkbänken (1,8 m).
- 12 Hellgraue, dichte, splitterige Kalke mit vereinzelt Pseudocyclamminen (ca. 5 m).
- 13 Hellbraune, schieferige Mergel, reich an Characeen-Oogonien, Ostracoden und schlecht erhaltenen Pseudocyclamminen.
- 14 Helle, graubraune, z. T. recht harte Mergel mit reichlich feinem Quarzdetritus.

Fig. 5: Profil längs der Strasse nördlich Bad Burg

in einzelnen Schichtgliedern hervorgehoben; das betreffende Gestein kann als feinkörniger, calcitisch verfestigter Quarzsand bezeichnet werden. Wie an andern Stellen enthalten die detritischen Sedimente der Naticaschichten auch hier reichlich Glaukonit.

Ungefähr 500 m östlich von Pt. 547 (südlich Wolschwiller) treten in zwei kleinen Grübchen oberhalb des Weges die Naticaschichten zutage. Ausser den Natica-führenden Mergeln sind braune Kalkarenite, die etwas Glaukonit führen, recht verbreitet. Dieses feindetritische Gestein ist insofern von Interesse, als es mit seinen feinkörnigen, gut gerundeten Komponenten ohne jegliche Struktur stark an einen groben «pellet limestone» erinnert (durchschnittliche Grösse der Körner 0,1–0,2 mm). Diese Kalke enthalten stellenweise Codiaceen und neben den üblichen Lituoliden auch häufig Milioliden.

Der ganze Hang bei St. Martin–Spielberg (SW Oltingue) wird von den Naticaschichten eingenommen (auf der geol. Karte 1:50000, Blatt Ferrette, als Oberséquanien vermerkt). Der beste Aufschluss in diesem Gebiet befindet sich in einer alten Grube (ca. 400 m westlich St. Martin), in der die fossilarme, wechselnd mergelig-kalkige Serie mit einer Mächtigkeit von ungefähr 5 m vorliegt (vereinzelt Gastropoden und kleine Austern).

Die **Mikrofauna** des unteren Séquanien ist in den untersuchten Proben zwar individuenreich, aber sehr eintönig in ihrer Zusammensetzung. An Foraminiferen lassen sich in den Dünnschliffen neben den typischen Sandschalern des unteren Séquanien häufig *Haplophragmoides* sp. («*Nautiloculina oolithica*» MOHLER), Milioliden und Lenticulinen nachweisen. Aus den Mergeln konnten folgende Mikrofossilien isoliert werden:

- Pseudocyclammia jaccardi* (SCHRODT) (durchgehend sehr häufig)¹⁾
- Ammobaculites coprolithiformis* (SCHWAGER) (durchgehend sehr häufig, Länge bis 5 mm)
- Lenticulina* sp. sp. (häufig), darunter:
- Lenticulina* (*Lent.*) *muensteri* (ROEMER)
- Verneulinoides* sp. (selten; vgl. S. 58)
- Miliolid (1 Exemplar)
- Chara* sp. (in einzelnen Horizonten sehr häufig)
- Ostracoden (in einzelnen Horizonten häufig)

Als Ergänzung zu den Ausführungen von W. MOHLER (1938) sei erwähnt, dass die Pseudocyclamminen und Ammobaculiten bereits in den «Plattigen Kalken» auftreten. Im Gegensatz zu seiner Beschreibung weisen die isolierten Pseudocyclamminen aus den Naticamergeln meist einen schlechten Erhaltungszustand auf; vertiefte Suturen und periphere Lappung sind nur in Ausnahmefällen erkennbar. Ein weiteres abweichendes Resultat betrifft das häufige Vorkommen an Milioliden, die in den «Plattigen Kalken» und in den kalkigen Partien der Naticaschichten nachgewiesen werden konnten.

Mittleres Séquanien (Humeralisschichten)

Über den Naticaschichten folgt – im gesamten Untersuchungsgebiet nachweisbar – eine auffallende, harte Mumienbank (Ø der Mumien bis 2 cm), die häufig aufgeschlossen ist oder aber sich als kleine Geländekante bemerkbar macht. Der Beobachtung kaum zugänglich ist hingegen die darüberliegende Mergelzone der Humeralisschichten. Im Bereich der Blauen- und Blochmont-Antiklinalen konnte sie lediglich an der Challstrasse südlich «Hörnli», ferner im südlichen Dürrmattengraben (südlich Wolschwiller) und SW Radersdorf (kleine Grube ca. 530 m SW Pt. 454 und Steinbruch westlich Kreuzfeld, unmittelbar am Rande des Untersuchungsgebietes) nachgewiesen werden. Es handelt sich um eine mehrere Meter mächtige Serie von fossilreichen Mergeln, die mit oft glaukonitführenden Mergelkalken wechsellagern. Der Übergang zum oberen Séquanien ist nirgends aufgeschlossen, doch scheint die Kalksedimentation plötzlich einzusetzen.

Durch die 1960 beginnende rege Bautätigkeit am sanft geneigten Hang südlich «Hörnli» (am Kartenrand gegen «Oberfeld») wurden einige schöne Aufschlüsse in den flach südfallenden Humeralisschichten geschaffen: unter einer ca. 3 m mächtigen Serie von graubraunen Mergeln und Mergelkalken, die z. T. reichlich Brachiopoden, Austern und Echinodermen führen, folgen unvermittelt dunkelgraue, fette Mergel – eine Ausbildung wie sie sonst nirgends angetroffen wurde.

¹⁾ Zur Nomenklatur vgl. die Ausführungen auf S. 58.

Im NW-Teil des Untersuchungsgebietes zeigen die Humeralisschichten eine etwas verschiedene Ausbildung; namentlich im Raume um Raedersdorf lässt sich dank den guten Aufschlussverhältnissen eine recht detaillierte Gliederung durchführen. Die einzelnen Aufschlüsse finden sich entlang der Strasse Moulin de Huttinge—Raedersdorf—Moulin de Raedersdorf und längs des Fahrweges nördlich von «Kreuzfeld». Insbesondere unmittelbar westlich der Moulin de Huttinge lagen anlässlich einer Strassenkorrektur die überaus fossilreichen Humeralismergel während längerer Zeit auf einer Strecke von ca. 200 m entblösst. Erwähnenswert ist das häufige Auftreten von Korallen im westlichen Teil des Aufschlusses und am Waldrand nördlich davon. Dieser Korallenreichtum aus dem Mittelséquanien ist bereits Gegenstand einer ausführlichen Beschreibung bei J. DELBOS & J. KOEHLIN-SCHLUMBERGER (1866, S. 445–447); aber auch A. GRESSLY (1838–1841, S. 239) kannte diese Lokalität, deren Gesteine er als «facies littoral corallien» seinem «terrain portlandien» zuweist (op. cit.: vier Situationsskizzen auf Tafel X). Während sich die beschriebenen Vorkommen vor allem im Gebiet NE und NW von Raedersdorf befinden und seit langem nicht mehr nachweisbar sind, konnten nun bei Moulin de Huttinge folgende Formen, die zum grössten Teil von W. Rothpletz¹⁾, Basel, gesammelt wurden, bestimmt werden:

Calamophyllia flabellum BLAINVILLE
Calamophyllia furcata KOPY
Thecosmilia cf. *furcata* KOPY
Confusastrea rustica (DEFrance)
Epismilia alsatica FROMENTEL & FERRY
Thamnastrea sp.
Cryptocoenia sp.
Chorisastrea sp.

Für das Gebiet von Raedersdorf lässt sich anhand verschiedenster Aufschlüsse folgende Gliederung der gegen 15 m mächtigen Humeralisschichten durchführen (von oben nach unten):

- **Übergangsschichten:** Wechsellagerung von braungrünen, gut geschichteten, pelitischen Mergelkalken und Mergeln. Im unteren Teil sind die Mergellagen häufig und führen reichlich Zeillerien, gegen oben findet ein langsamer Übergang zum oberen Séquanien statt (gut aufgeschlossen im Steinbruch beim Reservoir von Raedersdorf).
- **Mumienbank** (akzessorische Mumienbank nach P. A. ZIEGLER, 1956): 3–4 m hellbraune, harte Kalke, die reichlich bis 1½ cm grosse Algenknollen führen (diese Mumienkalke sind eher typischer entwickelt als die der Hauptmumienbank).
- **Oolithe:** Die 1½–2 m mächtigen Oolithe sind im oberen Teil hell und hart, während sie gegen unten gelblich und etwas mergelig werden (in verwittertem Zustand in Ooidgrus zerfallend). Bei schlechten Aufschlussverhältnissen sind diese Kalke leicht mit dem Verena-Oolith verwechselbar. Sie führen reichlich Pholadomyen und vereinzelt Zeillerien.
- **Humeralismergel** (3–5 m): Gelbliche, fossilreiche Mergel mit vereinzelt dünnen, spätigen Kalklagen und Lumachellen. Bei Moulin de Huttinge in der Mitte des Aufschlusses eine ca. 20 cm mächtige Lage von grünlichen, fetten Mergeln mit ziegelroten Tonschlieren. Vermutlich im oberen Teil vereinzelt kleinere Korallenstöcke (die Fossilführung wird weiter unten behandelt).
- **Austernbank:** Geringmächtige Lumachelle mit vorwiegend kleinen Austern (im Steinbruch westlich Kreuzfeld u. a. mit *Ostrea nana* ETALLON).
- **Mumienbank** (Hauptmumienbank nach P. A. ZIEGLER, 1956): Im oberen Teil helle Mumienkalke, deren Oberfläche von grossen Austern²⁾ besetzt sein kann. Gegen unten übergehend in pseudoolithi-

¹⁾ An dieser Stelle sei Herrn Dr. Rothpletz gedankt, der mir in zuvorkommender Weise einige von ihm gesammelte Fossilien übergeben hat.

²⁾ Im Steinbruch westlich Kreuzfeld schliesst die Hauptmumienbank mit einer typischen Omissionsfläche ab. Die gut aufgeschlossene Schichtfläche ist über mehrere Quadratmeter hinweg übersät von *Ostrea cotyledon* CONTEJEAN, die häufig einen Durchmesser bis 12 cm erreichen kann.

sche Kalke; bei den Pseudooliden handelt es sich ebenfalls um Mumienbildungen, aber von wesentlich geringerer Grösse (Mächtigkeit der ganzen Bank ca. 3 m).

- **Naticaschichten** (oberster Abschnitt): Braune, mergelige Oolithe, die unter dem Einfluss der Verwitterung in Ooidgrus zerfallen (mit *Bourquetia striata* DESHAYES, *Nerinea* cf. *bruckneri* THURMANN, *Pholadomya* sp.) (gut aufgeschlossen im Steinbruch westlich Kreuzfeld).

Der ausserordentliche Reichtum an Makrofossilien in den Humeralismergeln der Gegend um Raedersdorf kann nicht achtlos übergangen werden. In der nachfolgenden Liste sind die gesammelten, bestimmbaren Versteinerungen zweier Aufschlüsse zusammengestellt:

- Kleine Mergelgrube ca. 1 km SSW von Raedersdorf:

Apiocrinus meriani DESOR
Rhynchonella corallina LEYMERIE
Zeilleria humeralis (ROEMER)
Trigonia (Lyriodon) suprajurensis AGASSIZ
Lucina striata ROEMER
Cardium cf. *banneanum* THURMANN
Pholadomya hemicardia ROEMER
Pecten sp.
Ostrea dubiensis CONTEJEAN
Mytilus subpectinatus D'ORBIGNY

- Strassenbord westlich Moulin de Huttinge:

Korallen (vgl. S. 20)
Apiocrinus meriani DESOR
Pentacrinus desori THURMANN
Cidaris philastarte THURMANN (Stacheln)
Hemicidaris intermedia (FLEMING)
Asterocidaris stramonium (AGASSIZ)
Serpula sp.
Zeilleria humeralis (ROEMER)
Terebratula bauhini ETALLON
Bourquetia striata DESHAYES
Natica sp.
Astarte supracorallina D'ORBIGNY
Cardium fontanum ETALLON
Pholadomya protei AGASSIZ
Perna astartina ETALLON
Lima tumida ROEMER
Ctenostreon pectiniforme (SCHLOTHEIM)
Pecten strictus MÜNSTER
Ostrea moreana BUVIGNIER
Ostrea bruntrutana THURMANN
Lithodomus aff. *socialis* THURMANN

Die *Mikrofauna* der Humeralissschichten wird in einem speziellen Kapitel eingehend beschrieben. Generell sind die Fossilien wesentlich mannigfaltiger und besser erhalten als in den Naticaschichten. Im Dünn-
schliff von kalkigeren Partien lassen sich neben den üblichen Lituoliden auch Lageniden, Skeletteile von Ophiuren und Ostracoden erkennen.

Von den vielen geschlammten Mergelproben weisen diejenigen aus der Umgebung von Raedersdorf und südlich «Hörnli» (Blauensüdseite) die reichhaltigsten Faunen auf, wobei in jedem Falle die grossen, dickschaligen Lituoliden dominieren (vgl. S. 58).

Die **Mumienbildungen** sind im Untersuchungsgebiet eine sehr verbreitete Erscheinung. Wie bereits erwähnt, sind diese Algenbildungen nicht nur auf die sogenannte Hauptmumienbank (Basis der Humeralis-schichten) beschränkt, sondern sie können als typisch entwickelte Mumienbänke lokal in stratigraphisch sehr verschiedenen Horizonten auftreten, was – bei schlechten Aufschlussverhältnissen – zu gewissen Schwierigkeiten führen kann. Dies ist der Grund, warum die eigene Kartierung gegenüber der geologischen Karte, Blatt Ferrette (1:50000), etliche Unterschiede aufweist. D. SCHNEEGANS, der den Elsässer Jura kartiert hat, benützt die Mumienbänke als Grenzhorizont Unter-/Oberséquanien, wobei er diese Bildungen als einen einheitlichen Horizont betrachtet (1934), was aber nachweisbar nicht zutrifft¹⁾.

Abschliessend soll eine kurze Zusammenstellung über die Verbreitung der Mumienkalke orientieren:

- Im obersten Rauracien: im Gebiet des westlichen Landskrongewölbes (beträchtliche Ausdehnung, typisch ausgebildet, Lage eindeutig unter den «Plattigen Kalken») und SW der «Forstweid» auf der Blauensüdseite (lokale Verbreitung).
- An der Basis der «Plattigen Kalken»: im Steinbruch SSE Wolschwiller (vermutlich nur lokale Verbreitung).
- Im obersten Teil der «Plattigen Kalken»: am Westende der Landskron-Antiklinale (südlich Biederthal an der Strasse; nur von lokaler Bedeutung).
- Hauptmumienbank an der Basis der Humeralis-schichten: im ganzen Untersuchungsgebiet nachweisbar.
- Akzessorische Mumienbank im oberen Teil der Humeralis-schichten: im Gebiet um Raedersdorf–Moulin de Huttinge (beträchtliche Verbreitung; typisch ausgebildet und daher leicht mit der Hauptmumienbank verwechselbar).
- Im Verena-Oolith: im Nordschenkel des Blochmont-Gewölbes SSW von Lutter (lokales Vorkommen).

Oberes Séquanien (Verena-Oolith)

Die 50–60 m mächtige Kalkserie besitzt in drei Regionen des Untersuchungsgebietes eine beträchtliche Verbreitung. Im Süden, in der Mulde von Kiffis–Saalhof, folgen über den bräunlichen, z. T. mergeligen Kalkbänken der oberen Humeralis-schichten (mit *Astarte supracorallina* D'ORBIGNY) ca. 10 m helle, gut gebankte, pelitische Kalke, die von 12 m vorwiegend oolithischen Kalken überlagert werden. Über einer weiteren, wenig mächtigen Serie von Kalkpeliten dominieren weisse Oolithe und Pseudopisolithe (\varnothing der Körner um 2 mm, mit nur undeutlich erkennbaren Anwachsstrukturen), die unter dem Einfluss der Verwitterung häufig zu Grus zerfallen.

Am weiträumigsten tritt das obere Séquanien entlang der Nordflanke des Blochmont-Gewölbes bis nach Raedersdorf zutage. Im allgemeinen folgen auch hier über den basalen, harten Kalkpeliten weisse, z. T. etwas kreidige, grobe Oolithe, Pseudopisolithe und vereinzelt Mumienkalke (\varnothing der Knollen bis 8 mm). Dass im Verlaufe des oberen Séquanien wechselnde Ablagerungsverhältnisse geherrscht haben müssen, geht aus der längs des Weges NW der Bergmatte aufgeschlossenen Gesteinsserie hervor: das über 40 m mächtige obere Séquanien setzt sich im wesentlichen aus hellen, gut gebankten, splinterigen, pelitischen Kalken zusammen, während in nächster Nähe die Rogensteinfazies dominiert. In einer dünnen Mergelage etwas unterhalb der Profilmittre treten bereits Reste von *Pseudocidaris thurmanni* (AGASSIZ)²⁾, ferner Pseudocyclaminen und Ammobaculiten auf.

Ungefähr 350 m östlich dieses Profils befindet sich der aus der Literatur wohlbekannte kleine Aufschluss mit sichtbarer Auflagerung des Tertiärs auf Malm (vgl. S. 93)³⁾. Diese Malmkalke, die als steilgestellte Rippe vom Dürrmattengraben heraufziehen und unmittelbar östlich des Aufschlusses von einer Überschiebung bedeckt werden, gehören eindeutig dem Oberséquanien an. Die Kalke aus dem rechten Teil des Aufschlusses sind insofern bemerkenswert, als es sich um ein grobes Trümmergestein handelt: in einer recht feinen oolithischen Grundmasse sind bis mehrere cm grosse Einschlüsse, die hauptsächlich aus kalkpelitischem Material, Cyanophyceen- und Solenoporenknollen bestehen, eingebettet. Analoge Bildungen liessen sich auch im Belegmaterial zur Dissertation W. MOHLER (1938) aus dem Oberséquanien des östlich anschliessenden Blauengebietes nachweisen.

¹⁾ Die auf Blatt Ferrette nördlich Raedersdorf eingezeichnete, N–S verlaufende Störung existiert nicht; bei den als Grenzhorizont verwendeten Mumienbänken handelt es sich um zwei stratigraphisch verschiedene Bildungen.

²⁾ In der älteren Literatur wird häufig ETALLON, der den Gattungsbegriff einführte, als Autor dieser Art angegeben.

³⁾ D. SCHNEEGANS (1935, S. 57) und H. LINIGER (1961, S. 51). Während der erste Autor in dem nur 3 m breiten Aufschluss die Grenze Rauracien–Séquanien zu erkennen glaubt, betrachtet letzterer die Malmkalke als oberes Rauracien.

Westlich Oltingue bedecken die hellen, pelitischen und oolithischen Kalke des oberen Séquanien das gegen Osten abtauchende Gewölbe, wobei der Malm beim Dorf selbst nicht mehr zutage tritt. Die mächtige Kalkserie im Liegenden der groben Sannoisien-Konglomerate, die im bekannten Steinbruch hinter den Häusern immer noch gut aufgeschlossen ist, wurde bis jetzt als Séquanien interpretiert (L. ROLLIER, 1910, S. 86; D. SCHNEEGANS auf Blatt Ferrette, 1934; N. THÉOBALD, 1957, S. 144; A. SCHNEIDER, 1960, S. 36); nach eingehenden Untersuchungen konnten diese Kalke nunmehr dem Tertiär zugewiesen werden (vgl. S. 26).

In mikrofaunistischer Hinsicht stimmen meine Beobachtungen recht gut mit denen von W. MOHLER (1938) überein. Anhand der Dünnschliffe liessen sich folgende Formen nachweisen: Ammodisciden (ss), *Haplophragmoides* sp. (= «*Nautiloculina oolithica*» MOHLER) (hh) und andere, kleinere Lituoliden, Textularien (s), Milioliden (s), Lenticulinen (s), *Conicospirillina basiliensis* MOHLER (\varnothing durchschnittlich um 0,8 mm, Höhe 0,3 mm) (s), Cyanophyceen, Stromatoporen und kleine Echinodermenfragmente.

In diesem Zusammenhang darf darauf aufmerksam gemacht werden, dass in der neueren Literatur über jurassische Foraminiferen (vorwiegend östlicher Provenienz) die Art *Conicospirillina basiliensis* MOHLER zur Gattung *Paalzowella* gestellt wird. Ein entsprechender Hinweis findet sich im russischen Lehrbuch «*Osnovy paleontologii*» (1959, S. 345).

Kimmeridgien

In der SW-Ecke des Untersuchungsgebietes (Mulde von Kiffis) folgen über den hellen Verena-Oolithen gelbliche, splinterige, z. T. oolithische Kalke, die sowohl nach ihrem Aspekt als auch gemäss den Mächtigkeitsverhältnissen zweifellos dem unteren Kimmeridgien zuzurechnen sind.

Ausser diesem Vorkommen konnten keine entsprechenden Bildungen nachgewiesen werden¹⁾.

B. Tertiär

Die Tertiärablagerungen nehmen oberflächenmässig ungefähr $\frac{2}{5}$ des gesamten Untersuchungsgebietes ein. Während einige Aufschlüsse an den Jurarändern recht spektakulär sind und deshalb in der Literatur häufig erwähnt werden (z. B. Oltingue, Raedersdorf und Dürrmattengraben), bietet andererseits die grosse Tertiärbucht von Wolschwiller mit ihrer Lössbedeckung nur wenige Anhaltspunkte über Ausbildung und Lagerung der vorwiegend oligocaenen Schichtreihe. Neben vereinzelt Geländeanrissen sind es vor allem kleine, temporäre Aufschlüsse (Löcher, ausgegrabene Baumstrünke usw.) und Häuserneubauten, die bei der geologischen Aufnahme berücksichtigt wurden; zur Zeit der Drucklegung der Karte werden die meisten dieser Aufschlüsse der Beobachtung nicht mehr zugänglich sein.

Trotz dieses Missstandes können einige neue Aspekte zur Kenntnis der Tertiärbildungen angeführt werden. Als Übersicht möge die Tabelle auf der nächsten Seite dienen.

1. Eocaen

Ausser den nachfolgend beschriebenen Rückstandsprodukten konnten im gesamten Untersuchungsgebiet keine eocaenen Ablagerungen nachgewiesen werden. Das nächstgelegene Vorkommen an rheintalischen Eocaenbildungen (limnisch-brackisches Ludien) befindet sich bei Bouxwiller in den früher ausgebeuteten Huppergruben (vgl. Fig. 7).

¹⁾ Unerklärbar ist eine Bemerkung bei P. BITTERLI (1945, S. 2), wonach westlich von Dittingen, bereits auf S. A.-Blatt Burg, Kimmeridgien vorhanden sein soll.

Miocaen	Helvétien		Sandsteine und Turritellenbreccien (nur in der Mulde von Kiffis-Saalhof)
	Stampien	Chattien	obere Elsässer Molasse Austernbank mit <i>Ostrea cyathula</i> untere Elsässer Molasse
Rupélien		Septarienton < sandige Übergangsschichten tonige Mergel Fischschiefer Foraminiferenmergel – «Meeressand»	
Sannoisien		Konglomerate und Süsswasserkalke glaukonitische Kalkarenite (marin)	
Eocaen	Bolus – Hupper		

Bolus, Huppererde

Recht häufig treten im Bereich der Malmkalke Überreste der alttertiären Verwitterungsperiode auf. Diese terrigenen Bildungen, meist nur lokal als Imprägnationen oder Anhäufung erkennbar, befinden sich oft als Einschwemmung bereits auf sekundärer Lagerstätte. Im folgenden beschränke ich mich auf ein paar wesentliche Aufschlüsse, während die Lage einiger weiterer Vorkommen aus der geologischen Karte hervorgeht.

Von Burg (Pt. 481) durch die Klus und anschliessend von Süden her entlang dem kleinen, auf der Karte eingezeichneten Fusspfad gegen das Schloss aufsteigend, stösst man etwa auf halber Höhe auf zwei Höhlen. Es handelt sich dabei um fast horizontal liegende Hupperschlöte in der steil überkippten Rauracienflanke. Der westliche, ca. 4 m breite Schlot, der die besseren Aufschlussverhältnisse bietet, zeigt folgenden Inhalt: Im Kontakt mit den tektonisch arg beanspruchten Rauracienkalken befindet sich eine Serie von grauen, schieferigen, kalkig zementierten Sandsteinen (gegen 1 m mächtig); nach Entfernung des Karbonates bleibt ein beträchtlicher Rückstand an feindetritischem Quarz, weissen (?) kaolinitischen Bestandteilen und etwas Glaukonit übrig. Es folgen wechselnd gelblich bis bräunlich gefärbte, stark mergelige Feinsande, die vereinzelt grössere, gut gerundete Quarz- und Glaukonitkörner enthalten (ca. 80 cm). Das Innere des Schlotes wird von hellen, gelblichen, karbonatisch schlecht verfestigten bis lockeren Quarzsanden eingenommen («wilder Hupper»). Während die feine Fraktion (\varnothing bis 0,5 mm) eckige bis unvollständig gerundete Körner aufweist, besteht die grobe (\varnothing bis max. 1 mm) aus vorwiegend vollkommen gerundeten, durchscheinenden bis glasklaren Komponenten. Östlich des Weges befindet sich eine weitere Balme; sie enthält stark mit ziegelrotem Bolus vermengte Quarzsande.

Südlich Raedersdorf, auf dem Galgenfeld, wurde in früherer Zeit eine Huppergrube ausgebeutet. Noch heute ist in diesem Karstloch der weisse, kalkfreie Quarzsand, der stellenweise limonitische Imprägnationen aufweist, gut aufgeschlossen. Im Gegensatz zum Hupper von Burg sind die Quarzkörner hier vorwiegend eckig – höchstens die grösste Fraktion lässt z. T. eine unvollständige Rundung der Komponenten erkennen.

Boluseinschwemmungen in grossem Masse weist die «Redelsflue» oder – nach der älteren Bezeichnung – der «Rote Steinbruch» auf der Blauensüdseite auf. Die längs Klüften und Schlöten eingedrungenen Eisenlösungen haben die mächtigen Rauracienkalke ziegelrot verfärbt und z. T. völlig umgewandelt. Häufig treten dicke Lagen von Roteisenstein (Rötel) auf, die von calcitischen Drusen, Nestern und Klüften durchsetzt sind.

Der Einfluss der Eisenimprägation lässt sich als Verfärbung entlang der Rauracienfluh gegen Norden bis zur Umbiegung erkennen¹⁾.

Als weiteres grosses Vorkommen lassen sich die Bolustone am Ostende der Antiklinale von Oltingue anführen. Da die roten Tone nur lokal als Einlagerung innerhalb der Sannoisien-Bildungen auftreten (vgl. S. 29), besteht allerdings kein Zweifel darüber, dass sie sich zusammengeschwemmt auf sekundärer Lagerstätte befinden. A. SCHNEIDER (1960, S. 37) hat auf diesen Sachverhalt bereits hingewiesen.

Folgende taschenartige Vorkommen von Bolus und Huppererde seien nur stichwortartig erwähnt:

- Steinbruch etwa 1,2 km SW Lutter: ziegelrote und gelbliche, z. T. fein gebänderte Mergel (mit reichlich Kalk- und Quarzdetritus) als Einlagerung in weissen Oolithen des oberen Séquanien.
- Kleiner Anriss am Wegbord ca. 0,9 km SW Lutter: braune und graue, z. T. gefleckte Tone mit einem beträchtlichen Gehalt an Quarzsand bilden die Füllung eines Schlotes in den Kalken des oberen Séquanien.
- NW der «Bergmatte»: brauner Boluston mit beträchtlichem Gehalt an Quarzdetritus und vereinzelt kleinen Bohnerzkörnern.
- Kleines Pässchen in der steilstehenden Malmflanke östlich des Dürrmattengrabens: dieses an eine Störungszone gebundene Vorkommen ist von beachtlichem Ausmass; leider lassen die Aufschlussverhältnisse zu wünschen übrig. Es handelt sich um braune, durch Boluston gut verfestigte Quarzsande (z. T. ausserordentlich eisenschüssig) und weissen Hupper.

2. Oligocaen

Die meisten Tertiärablagerungen im Untersuchungsgebiet gehören dem Oligocaen an. Während in der Literatur und auf den bestehenden geologischen Karten nur stampische Ablagerungen vermerkt werden, ist es A. SCHNEIDER (1960) anlässlich seiner Vergleichsstudien zur Datierung der «Konglomerate von Porrentruy» gelungen, den Konglomeraten bei Oltingue und Wolschwiller ein praestampisches Alter (Sannoisien) zuzuweisen. Allerdings dienten ihm als Kriterien lediglich die Überlagerung der Konglomerate durch die Foraminiferenmergel (bzw. Meeressand) und die fazielle Ähnlichkeit mit dem «Système de Bourogne»; für eine Abgrenzung dieser Serie gegen das Eocaen fehlten ihm aber jegliche Anhaltspunkte.

Sannoisien

Unteres Sannoisien (Kalkarenite von Oltingue)

Unmittelbar westlich Oltingue und entlang dem nördlichen Abhang gegen «Hinter dem Berg» konnte eine Gesteinsserie nachgewiesen werden, die bisher noch keine Beachtung gefunden hat. Während die in ihrem Habitus malnähnliche Serie im Steinbruch hinter den Häusern von Oltingue von verschiedenen Bearbeitern (vgl. S. 23) zum Séquanien gerechnet wurde, sind dieselben Gesteine weiter westlich auf dem Höhenzug als «Meeressand» bezeichnet (auf Blatt Ferrette, 1:50000). Ein E–W gerichtetes Längsprofil (Fig. 6) lässt die entsprechende Situation erkennen: die auf konstruktive Weise ermittelte Mächtigkeit des unteren Sannoisien erreicht gegen 30 m.

Die Hauptmasse der Serie besteht aus hellen, bräunlichen, im allgemeinen recht feinkörnigen Kalkareniten von wechselndem Gehalt an feinem Quarzdetritus und an Glaukonitkörnern. Das Bindemittel ist durchwegs kalkig-kristallin. Die Lage der vereinzelt Mergeleinschaltungen und konglomeratischen Bildungen geht aus Fig. 6 hervor. Diese eintönige Schichtfolge ist äusserst arm an Makrofossilien, hingegen liefern sowohl Kalke als auch Mergel in bestimmten Horizonten reichliche Mikroorganismen:

¹⁾ Dass das Eocaen bei Raedersdorf im oberen Séquanien und an der «Redelsflue» im Rauracien eingelagert ist, bedeutet aber nicht, dass die Transgressionsfläche auf verschiedene Horizonte übergreift; bei den Vorkommen der «Redelsflue» handelt es sich lediglich um einen sehr tief hinabreichenden Schlot.

Ostracoden (in einigen Mergellagen sehr häufig¹⁾):

- Moencocypris*? sp.
- Haplocytheridea gilletae* STCCEPINSKY 1960
- Haplocytheridea* sp.
- Haplocytheridea*? sp.

Mollusken: kleine Gastropoden (? Pyramidelliden; nicht selten)

- Meretrix* sp. (1 Exemplar)

Echinodermenfragmente (im Dünnschliff, nicht selten)

Foraminiferen (nur im Dünnschliff; sehr häufig in Schicht 12 und an der Basis von Schicht 17, sonst eher selten):

- kleine Lituoliden (selten)
- Textularien (sehr häufig)
- Bigenerinen (selten)
- Milioliden, u. a. Ophthalmidien (z. T. sehr häufig)
- ? Buliminen (sehr selten)
- Bolivinen (sehr selten)
- Lenticulinen (selten)
- Rotaliden (? *Eponides*) (nicht selten)
- Globigerinen (nur in Schicht 12, nicht selten)

Algen:

- Microcodium* sp. (kleine Röhren; in einigen Mergelhorizonten sehr häufig)
- Cyanophyceen, Codiaceen (im Dünnschliff, auf einzelne Zonen beschränkt, nicht selten)
- Charophyten-Oogonien (vereinzelt in den Mergeln)

Während die Basis der Serie (Schicht 17) und Schicht 12 entsprechend ihrem Fauneninhalt den Eindruck eines marinen Ablagerungsmilieus erwecken, weist das übrige Gestein einen mehr oder weniger brackischen Charakter auf. H. J. Oertli, der die isolierten Organismen aus den Mergelhorizonten bestimmt hat, schreibt in seinem Brief: «Die untersuchten Proben sind durchwegs einem Brackwasser-Milieu entnommen; ausser den – wohl eingeschwemmten – Charophyten sind keine limnischen Einflüsse feststellbar.»

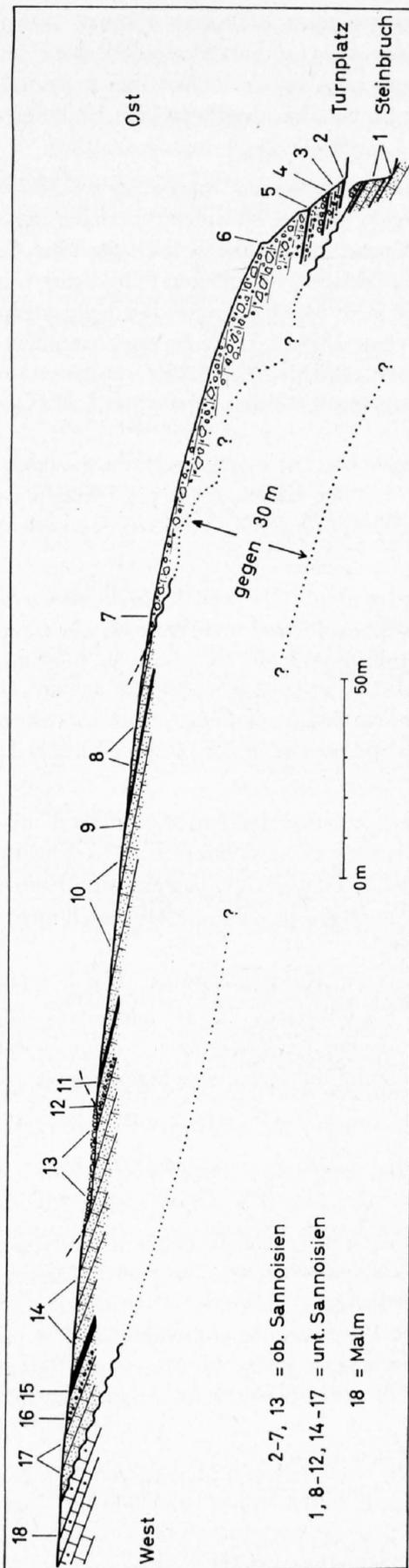
Stratigraphische Stellung. Eine grobe Eingabelung ergibt, dass die glaukonitischen Kalkarenite sicher älter sind als Rupélien (vgl. S. 32), aber jünger als das Siderolithikum, das höchstens als eingeschwemmte Massen auftritt. Es folgt daraus die Berechtigung, diese Serie mit einem entsprechenden Abschnitt der rheinischen Tertiärbildungen zu korrelieren, und zwar innerhalb des Intervalls Melanienkalk – Bunte Mergel (Haustein). Als markanter Horizont in marin-brackischer Ausbildung kommt dafür lediglich die «Versteinerungsreiche Zone» innerhalb der «Streifigen Mergel» in Frage; sie zeugt, als Leithorizont im gesamten Grabengebiet nachweisbar, von der ausgedehntesten marinen Überflutung während Eocaen und Unteroligoocaen.

Altersmässig wird die «Versteinerungsreiche Zone» üblicherweise ins mittlere Sannoisien eingestuft. H. TOBIEN (1949) konnte aber den Nachweis erbringen, dass die unteren Pechelbronner Schichten bereits dem Ludien angehören (vgl. S. 72); somit rückt die «Versteinerungsreiche Zone» altersmässig an die Basis des Sannoisien. Ich betrachte demzufolge die recht mächtige Serie der glaukonitischen Kalkarenite von Oltingue als *unterstes Sannoisien* in marin-litoraler Ausbildung.

Abschliessend seien noch einige ergänzende Bemerkungen zu diesem Kapitel angefügt:

- Gemäss der brieflichen Mitteilung von H. J. Oertli besitzt die Ostracodenart *Haplocytheridea gilletae* STCCEPINSKY eine vertikale Verbreitung vom oberen Eocaen bis ins obere Sannoisien, mit stärkstem Auftreten im Untersannoisien (vgl. auch A. STCCEPINSKY, 1960).
- A. SCHNEIDER (1960, S. 37) erwähnt aus dem Gebiet westlich Oltingue Kalksandsteine mit Spuren von Glaukonit und kleinwüchsigen Foraminiferen als Hangendes des Kalkkonglomerates; er wundert sich

¹⁾ Die aus den Mergelproben gewonnenen Ostracodenschalen sind zum Teil noch nicht beschrieben (nach einer Angabe von H. J. Oertli, Pau).



- 1 Helle, beige bis bräunliche, meist feinkörnige Kalkarenite; reich an feinem Quarzdetritus, mit wechselndem Glaukonitgehalt. Im calcitisch-kristallinen Bindemittel finden sich vereinzelt Foraminiferen.
Zwischengelagert sind drei geringmächtige, graubraune Mergelbänder; besonders das oberste Band ist durch seinen Fossilreichtum ausgezeichnet:
Ostracoden (sehr häufig):
Haplocytheridea gilletae STCHEPINSKY
Haplocytheridea sp.
Charophyten-Oogonien (sehr selten)
kleine Gastropoden (selten)
- 2 Helle, stark sandige Tone mit knolligen Einlagerungen (? verwitterte Kalkgerölle).
- 3 Rostbrauner Boluston mit stark zersetzten Kalkknollen.
- 4 Ziegelrote, stark sandige Bolustone; sie werden überlagert von vollständig durch Bolus verfarbten Konglomeraten.
- 5 Geringmächtige Lage von graubraunen, sandigen Mergeln, die von ziegelroten Bolustonen mit kleinen Geröllen unterteuft werden.
- 6 Schlecht sortierte, grobe Konglomerate (\varnothing der Gerölle bis 1 m), z. T. eisen-schüssig.
- 7 Wechsellnd feine, gut zementierte und grobe, schlecht verfestigte Konglomerate (\varnothing der Gerölle bis Kopfgröße).
- 8 Helle, glaukonitarmer Kalkarenite.
- 9 Gelbbraune Mergel, die vereinzelt Ostracoden (*Haplocytheridea* ? sp.) und Algenfragmente enthalten. Glaukonitreiche, mergelige Kalkarenite als geringmächtige Einschaltungen.
- 10 Heller, schlecht verfestigter Kalkarenit mit reichlichem Algendetritus (Codia-ceen, Cyanophyceen).
- 11 Gelbbraune Mergel mit reichlich Kalkdetritus. Ostracoden: *Moenoocypris* ? sp. und *Haplocytheridea gilletae* STCHEPINSKY.
- 12 Bräunliche, limonitisch verfarbte Konglomerate (\varnothing der Gerölle bis 3 cm). Sie werden überlagert von bräunlichen Kalkareniten mit Algentrimmern (Codia-ceen ?) und einer reichen Foraminiferenfauna (u.a. Globigerinen).
- 13 Oberflächliches Relikt von diskordant auflagernden groben Konglomeraten (oberes Sannoisien). Die unverfestigten Gerölle erreichen Faustgröße.
- 14 Helle, beige, schwach glaukonitführende Kalkarenite (vereinzelte Foraminiferen).
- 15 Gelbbraune, z. T. glaukonitführende Mergel. Fossilinhalt:
Ostracoden (häufig):
Moenoocypris ? sp.
Haplocytheridea gilletae STCHEPINSKY
Charophyten-Oogonien (vereinzelte)
Taschenartige Einlagerung von ziegelrotem, karbonatarmem Quarzsand (\varnothing der Körner bis 4 mm) mit bis 8 mm grossen Bohnerkörnern.
- 16 Helle Kalkarenite mit konglomeratischen Einschlüssen (\varnothing bis 1 cm).
- 17 Hellbraune, harte, glaukonitführende Kalkarenite. Das Gestein weist oft eine durch eingedrungene Eisenlösungen hervorgerufene Bänderung oder Fleckung auf. Fossilinhalt: kleine Gastropoden, Echinodermenfragmente, kleine Algenklumpen, Foraminiferen.
- 18 Oberes Séquanien (weissliche, pelitische, z. T. oolithische Kalke).

Fig. 6: Sannoisienprofil westlich Oltingue

darüber, dass B.FÖRSTER (1909) in seinem Profil keine entsprechenden Bildungen anführt. Dieser Widerspruch beruht darauf, dass die Kalksandsteine, die als Liegendes (unteres Sannoisien) der Konglomeratserie zu betrachten sind, längs des betreffenden Weges reichlich als Blockschutt auftreten. Demzufolge ist das Profil in Fig. 9 bei A. SCHNEIDER unrichtig: die von ihm als «Hydrobien-Kalksand» bezeichnete Serie gehört an die Basis des Sannoisien.

- Aus der alten Huppergrube (nicht mehr aufgeschlossen) SE des nahegelegenen Bouxwiller beschreibt B.FÖRSTER (1909, S. 66) eine zwischen den Foraminiferenmergeln und der Melanien führenden Serie gelegene, gegen 1 m mächtige kalkige Sandlage, die reichlich Quarz und Glaukonit führt (vgl. Fig. 7). Er parallelisiert diesen geringmächtigen Horizont mit den mächtigen Konglomeratbildungen von Oltingue, die er – fälschlicherweise – für «Meeressand» hält, und stellt die Glaukonitsande demnach an die Basis des Mitteloligoçaens (ähnlich äussert sich auch L. MEYER, 1926, S. 7). In diesem Zusammenhang sei auf die Gegenüberstellung der beiden Lokalitäten bei R. GRAHMANN (1920, S. 23/24) aufmerksam gemacht. Seine verworrenen Parallelisierungen und Schlussfolgerungen wurden bereits von L. MEYER (1928, S. 245) aufs heftigste kritisiert. Bei der Beurteilung dieser Angaben nach unseren neuesten Ergebnissen ist man geneigt, die glaukonitische Sandlage von Bouxwiller – als Kondensationshorizont – mit den Kalkareniten von Oltingue zu parallelisieren, während die nur lokal zur Ablagerung gelangten groben Konglomerate (oberes Sannoisien) bei Bouxwiller fehlen.
- Die entsprechenden Bildungen in der Bohrung Allschwil II werden von W. HOTZ (1928, S. 90) kurz umrissen: es handelt sich um eine Folge von Mergelkalken, Kalksandsteinen und Mergeln, die einen brackisch-marinen Einschlag aufweisen. Ähnlich wie in den Bohrungen von Hirtzbach (L. VONDER-SCHMITT, 1942) und bei Kleinkembs (O. WITTMANN, 1949 a, S. 151) liegt auch bei Allschwil das untere Sannoisien bereits vorwiegend als Beckenablagerung vor. In diesem Zusammenhang sei auf das Fehlen der brackischen Ablagerungen des unteren Sannoisien (Plattiger Steinmergel) in der Bohrung Allschwil I hingewiesen (vgl. C. SCHMIDT u. a., 1924).
- Im Belegmaterial zur Dissertation A. SCHNEIDER (1960) finden sich einige Handstücke von glaukonitführenden Kalkareniten, die denen von Oltingue sowohl lithologisch als auch mikrofaunistisch völlig entsprechen. Als Fundorte werden angegeben: Côte de Bourogne, La Chapelle NE Lugnez¹⁾ und Réchésat N Boncourt. Es darf wohl der Vermutung Ausdruck verliehen werden, dass sich die Küstenbildungen des Untersannoisien-Meeres bis in die nördliche Ajoie erstrecken.
- Der von L. ROLLIER (1910) in Fig. 25 skizzierte kleine Aufschluss ist leider nicht mehr zugänglich. Nach seiner lithologischen Beschreibung und der topographischen Lage (op. cit., Fig. 24) handelt es sich zweifellos ebenfalls um unteres Sannoisien und nicht um den oberen Teil der groben Konglomerate. Sicher unteres Sannoisien ist Schicht 10 in Fig. 24 (die beiden von L. Rollier in dieser Figur eingezeichneten Störungen sind weder nachweisbar noch notwendig).

Oberes Sannoisien

Diskordant auf den Schichten des unteren Sannoisien oder des Séquanien ruhen die limnisch-fluviatilen Bildungen des oberen Sannoisien. Ihre Verbreitung beschränkt sich auf das Gebiet um Oltingue–St. Martin–Moulin de Huttinge und auf den Dürrmattengraben südlich Wolschwiller. Im Rahmen seiner Dissertation hat A. SCHNEIDER (1960) diese Lokalitäten bereits einer eingehenden Untersuchung unterzogen, so dass bei der nachfolgenden Beschreibung auf seine Arbeit Bezug genommen werden kann. Im übrigen sei darauf hingewiesen, dass auf der geologischen Karte, Blatt Ferrette (1:50 000), sämtliche Vorkommen zum marinen Rupélien (Meeressand) gestellt werden.

Oltingue. Rund um den Hügel bei Oltingue lassen sich die teils losen, teils gut zementierten Konglomeratbildungen beobachten. In einem kleinen Anriss im SW Dorfbende treten kaum verfestigte, bis kopf-

¹⁾ Es handelt sich wohl um die Lokalität Chap. de St-Imier.

grosse Gerölle zutage, die durch eine schwache Sortierung die Schichtung erkennen lassen. Im bekannten Steinbruch hinter den Häusern (vgl. S. 25) liegen die groben Konglomerate mit sichtbarer Diskordanz auf den etwas gestörten Kalken des unteren Sannoisien. Die Diskordanz lässt sich aber auch anhand des verschiedenen starken Einfallens nachweisen, was auf Fig. 6 deutlich zum Ausdruck kommt.

Die besten Aufschlussverhältnisse finden sich beim Turnplatz westlich der Kirche (Schichten *a* bis *c* bei A. SCHNEIDER, 1960, S. 37). Am Abhang zwischen der oberen Geländekante und dem Turnplatz lässt sich von oben nach unten die nachstehende Abfolge erkennen (vgl. auch Fig. 6):

- Bräunliche, z. T. stark von limonitischen Adern und Krusten durchzogene, schlecht sortierte Konglomerate; teils als harte gut zementierte Bänke, teils als lockere Geröllagen (gegen 10 m mächtig). Komponenten (\varnothing der Gerölle: einige mm bis 1 m): vorwiegend helle, bräunliche oder graue, pelitische Kalke, Oolithe und Mumienkalke des Séquanien, seltener weisse, kreibige Kalke fraglichen Alters (= unterer Teil von Schicht 6 in Fig. 6).
- Dünne Lage von graubraunen, sandigen Mergeln (ca. 20 cm). Neben (?) Microcodien und einem kleinen Helicoiden reichlich aufgearbeitete Pseudocyclamminen und Echinidenfragmente (= oberer Teil von Schicht 5 in Fig. 6).
- Ziegelroter Boluston mit reichlich kleinen Geröllchen und Quarzkörnern (ca. 1 m aufgeschlossen) (= unterer Teil von Schicht 5 in Fig. 6).
- Aufschlusslos ca. 3 m.
- Ziegelrote, von Bolus vollständig durchsetzte Konglomerate mit Limonitkrusten. Die Gerölle (meist Séquanien) sind teilweise stark zersetzt oder limonitisiert (ca. 50 cm) (= oberer Teil von Schicht 4 in Fig. 6).
- Eingeschwemmter, ziegelroter Boluston mit reichlichem Quarzsandgehalt und kleinen Bohnerzkörnern (ca. 1 m). Ehemals vermutlich ein Mergelhorizont (= unterer Teil von Schicht 4 in Fig. 6).
- Aufschlusslos ca. 1 m.
- Vorwiegend ziegelroter Boluston mit konglomeratischen Einschlüssen (ca. 2 m mächtig). Die meist faustgrossen Kalkgerölle sind z. T. stark limonitisch imprägniert und fleckig; durch feine Haarrisse eingedrungene eisenhaltige Lösungen geben dem Gestein einen brecciösen Habitus. Der Kalk selbst ist entweder rekristallisiert oder bereits etwas kreibig zersetzt (= Schicht 3 in Fig. 6).
Rund um die korrodierten Gerölle legt sich eine breite, weisslichgrüne, weiche Schale von entkalktem (? kaolinitischem) Material, das sich gegen den roten Bolus deutlich abhebt.
Im Gegensatz zu A. SCHNEIDER, der diese fleckigen Gerölle als Süsswasserkalke taxiert (Schicht *a* auf S. 37), betrachte ich die Knollen als karbonatische Relikte eines Konglomerates, das fast vollständig der chemischen Verwitterung zum Opfer gefallen ist.
- Ziegelroter Boluston (ca. 50 cm).
- Helle, graubraune, stark sandige Tone mit härteren, kreibigen, schwach kalkigen Partien (= fast vollständig zersetztes karbonatisches Gestein) (aufgeschlossen gegen 50 cm) (= Schicht 2 in Fig. 6).
- Aufschlusslos; Auflagerung auf das untere Sannoisien nicht sichtbar.

Aus diesem Profil ist ersichtlich, dass sich die eocaenen Siallite nicht mehr in primärer Lagerung befinden; sie haben als Einschwemmung einen beträchtlichen Anteil an Konglomeraten, Mergeln und eventuell Süsswasserkalken bis zur Unkenntlichkeit verändert.

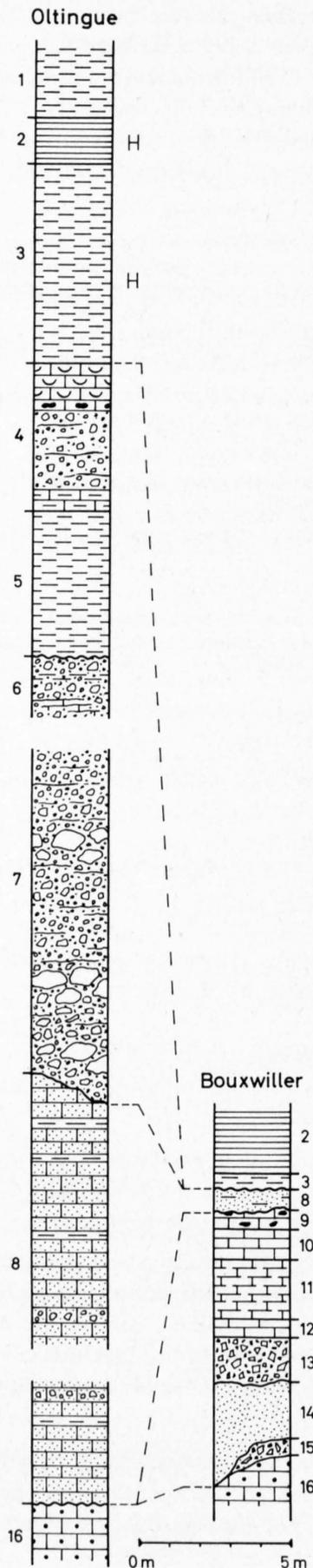
Die Konglomerate lassen sich vom Dorf aus längs des Nordhanges des Hügels gegen WNW verfolgen; vor allem in den höheren Teilen sind mergelige Einschaltungen nicht selten, während ca. 800 m WNW der Kirche (am Waldrand) neben Konglomeraten auch Süsswasserkalke vorkommen.

Eine beträchtliche Verbreitung weisen limnische Bildungen entlang dem sanft geneigten Hang von **Spielberg–St. Martin** auf; die Aufschlussverhältnisse sind allerdings sehr schlecht. Es lassen sich drei Gesteinstypen unterscheiden, über deren gegenseitige Lage aber keine Angaben gemacht werden können:

- Meist graubraune, gut verfestigte, z. T. limonitisch verfärbte Konglomerate. Die im allgemeinen schlecht gerundeten Gerölle (\varnothing bis 10 cm) bestehen vorwiegend aus Sequankalken, ferner aus weissen, kreibigen Süsswasserkalken und «Cailloux noirs».

Das Bindemittel, entweder als karbonatisch verfestigter, feinerer Detritus oder als Süsswasserkalk, enthält reichlich grosse Quarzkörner und Microcodien. Dieses Gestein kann, ohne scharfe Abgrenzung übergehen in:

- Graubraune, fleckige Süsswasserkalke mit vereinzelt Gerölleinschlüssen und Quarzkörnern. Es treten reichlich Krusten und kleine Knollen von Microcodien auf.
- Vereinzelt graubraune, karbonatisch verfestigte, feine Sandsteine (fossilleer), die makroskopisch durchaus mit gewissen Meeressandbildungen verwechselt werden könnten.



1-5 Rupélien

- 1 Septarienton
- 2 Fischeschiefer
- 3 Obere Foraminiferenmergel (mit kleinen Foraminiferen)
- 4 Eingeschaltete Meeressandbildungen: Mergelkalke mit Austern, Foraminiferen und Kieselknollen; Konglomerate.
- 5 Untere Foraminiferenmergel (mit grossen Foraminiferen)

6-7 Oberes Sannoisien

- 6 Konglomerate, Mergel und Krusten von Süsswasserkalken.
- 7 Grobe Konglomerate, z. T. mit starken Bolus-Einschwemmungen (bei Oltingue vermutlich um 20 m mächtig).

8 Unteres Sannoisien

- 8 Bei Oltingue: gegen 30 m mächtige Serie von vorwiegend glaukonitischen Kalkareniten.
Bei Bouxwiller: stark glaukonitführende, mergelige Sande von geringer Mächtigkeit (Kondensationshorizont).

9-13 Ludien

- 9 Kalke mit Melaniden, häufig Verkieselungen.
- 10 Kalke mit Melaniden, Hydrobien, Cyrenen usw.
- 11 Helle Mergelkalke mit Melaniden und Cyrenen.
- 12 Fossilleere Kalke
- 13 Breccie (Komponenten: Malmkalke und tertiäre Süsswasserkalke).

14-15 Siderolithikum

- 14 Hupper
- 15 Malmbreccie

16 Oberes Séquanien

Hügel westlich Oltingue nach: B.FÖRSTER (1909), L.ROLLIER (1910) und eigenen Aufnahmen.

Huppergrube von Bouxwiller nach: B.FÖRSTER (1909), L.ROLLIER (1910) und L.MEYER (1926).

Die Mächtigkeiten sind in den meisten Fällen nur approximativ, da in der Literatur genauere Angaben fehlen.

Fig.7: Neue Interpretation der Tertiäraufschlüsse bei Oltingue und Bouxwiller (H = Handbohrung)

Gegen **Moulin de Huttinge** nehmen die konglomeratischen Süßwasserbildungen ab; an ihrer Stelle lassen sich auf den Feldern weisse und bräunliche, oft gebänderte Süßwasserkalke aufsammeln, die z. T. starke Verkieselungen aufweisen. An Fossilien enthalten sie vereinzelte Heliciden und kleine hochkonische Gastropoden (unbestimmbar). Auf dem kleinen Hügel (Pt. 446) südlich St. Martin befindet sich ein weiteres kleines Vorkommen von hellen, bräunlichen, konglomeratischen Süßwasserkalken.

Als bemerkenswerter Aufschluss ist ein kleiner Anriss hinter dem Bunker bei Moulin de Huttinge zu nennen (ca. 100 m NE Pt. 420). Die Hauptmasse des Gesteins besteht aus hellbraunen bis weisslichen, konglomeratischen Süßwasserkalken, die reichlich Quarzdetritus enthalten. Die Komponenten setzen sich vorwiegend aus weisslichen, tertiären Süßwasserkalken und Kalkpeliten des Séquanien zusammen, während limonitische Konkretionen und «Cailloux noirs» nur gelegentlich auftreten. Die meist schlecht gerundeten Gerölle weisen vielfach sinterartige Krusten von *Microcodium*-ähnlichen Aggregaten auf, wobei die Umkrustung eine Dicke von über 1 cm erreichen kann. Die häufig konglomeratischen Gerölle lassen auf eine mehrfache Umlagerung und Einbettung schliessen. Diese Algen- und Sinterbildungen sind von A. SCHNEIDER (1960, S. 24 und 36) bereits ausführlich beschrieben worden, so dass ich auf diese Arbeit verweisen kann.

Ohne scharfe Begrenzung gehen die konglomeratischen Bildungen über in helle Süßwasserkalke; diese Horizonte sind – als linsenartige Einschaltungen – nur von beschränkter Ausdehnung. Ausser weisslichen, fein gebänderten Sinterkalken, an deren Aufbau Algenkrusten massgebend beteiligt sind, treten noch weisse, kreydige Süßwasserkalke auf, die nach langem Suchen eine bescheidene Gastropodenfauna geliefert haben. Unter den meist kleinwüchsigen Formen konnten mit einiger Sicherheit *Cepaea cf. rugulosa* (ZIETEN) und *Megalomastoma (Dissostoma) koechlini* MERIAN bestimmt werden.

Ein weiteres Vorkommen von oberem Sannoisien befindet sich in der südlichen Hälfte des **Dürmmattengrabens** (südlich Wolschwiller). A. TOBLER (1897a, S. 315) hat erstmals auf diesen Aufschluss aufmerksam gemacht und stellt die ganze Serie zum «Meeressand». A. SCHNEIDER (1960, S. 36) konnte jedoch für die basalen Ablagerungen einen limnischen Einfluss erkennen und ein praestampisches Alter nachweisen. Ich habe seinen Ausführungen nur wenig beizufügen, insbesondere da dieser Aufschluss keine neuen stratigraphischen Resultate geliefert hat. Die Serie sei in kurzen Zügen umrissen: Über den Kalken des Oberséquanien folgt eine im Maximum vermutlich 3–4 m mächtige ungebankte Masse von groben, unsortierten, schlecht verfestigten Konglomeraten. Als Komponenten überwiegen Malmgerölle, die einen Durchmesser bis gegen 1 m erreichen können; untergeordnet spielen aber auch limnische Algenknollenkalke und glaukonitführende, feindetritische Kalke (= unteres Sannoisien) eine gewisse Rolle. Eingelagert in die Konglomerate treten vereinzelt Bänke von phytogenen Süßwasserkalken auf. Den oberen Abschluss dieser Serie gegen den «Meeressand» bilden bräunliche, gesprenkelte Algensinterkalke, die in ihrem Aspekt eine gewisse Ähnlichkeit mit den «fossilen Kalktuffen» aufweisen, die von P. BITTERLI (1945) ins Sannoisien gestellt werden. Bemerkenswert ist die Tatsache, dass einige Meter weiter nördlich die Konglomerate auskeilen und die Algensinterkalke direkt dem Oberséquanien aufliegen (vgl. Fig. 18).

Entlang der steilgestellten Sequanflanke lassen sich die konglomeratischen Bildungen vom Dürmmattengraben aus gegen Osten verfolgen, und nach ca. 250 m – unmittelbar an einem Überschiebungsrand – befindet sich an der Wegkurve der kleine, von D. SCHNEEGANS (1935, S. 56/57) skizzierte und beschriebene Aufschluss mit sichtbarer Winkeldiskordanz (?) zwischen Malm und Tertiär. Auf die Bedeutung dieses Aufschlusses wird im tektonischen Teil hingewiesen (S. 93). In stratigraphischer Hinsicht sei hier lediglich festgehalten, dass über den N-fallenden Kalken des Oberséquanien eine flachliegende, wenig mächtige tektonische Breccie, die von Bolus etwas verfärbt ist, folgt. Sie wird überlagert von groben, schlecht sortierten und verfestigten Konglomeraten, wie sie für das obere Sannoisien typisch sind (nicht Rupélien!).

Zur Frage der Bildungsgeschichte dieser Sedimente hat bereits A. SCHNEIDER (1960, S. 23 ff.) Stellung bezogen. Die bescheidenen Aufschlussverhältnisse im eigenen Untersuchungsgebiet erlauben allerdings nicht, die Konglomerate einem Rinnensystem zuzuordnen. Konglomeratische Bildungen dominieren bei Oltingue und im Dürmmattengraben, während bei St. Martin–Moulin de Huttinge Süßwasserkalke überwiegen. Die durchwegs diskordante Auflagerung der Konglomerate weist auf beträchtliche morphologische Niveauunterschiede zur Zeit ihrer Ablagerung hin. Es steht somit nichts im Wege, für diese Bildungen eine ähnliche Entstehungsweise anzunehmen wie für die «Konglomerate von Porrentruy».

Stratigraphische Stellung. Nach umfangreichen Untersuchungen, bei welchen er zu Vergleichszwecken die Grenzen seines Untersuchungsgebietes weit überschritt, ist es A. SCHNEIDER (1960) gelungen, für die «Konglomerate von Porrentruy» und die entsprechenden Bildungen bei Oltingue und im Dürrmattengraben ein praestampisches Alter nachzuweisen. Während bei Oltingue die groben Konglomerate von unteren Foraminiferenmergeln (unterstes Rupélien) überlagert werden, ist es im Dürrmattengraben der «Meeressand» als Randfazies der Foraminiferenmergel, der die entsprechende Position einnimmt. Ein direkter Altersnachweis für diese Serie stand bis jetzt allerdings noch aus, insbesondere was die Abgrenzung gegen unten betrifft.

Die Datierung der glaukonitischen Kalkarenite von Oltingue (= Liegendes der Konglomerate) als unterstes Sannoisien ermöglicht es nun, die konglomeratischen Bildungen altersmässig auch nach unten einzuengen¹⁾. Dabei ist zu beachten, dass die beiden durch eine ausgeprägte Diskordanz getrennten Serien keine Sukzession darstellen; zwischen beiden liegt eine längere Phase, die durch regionale tektonische Bewegungen verbunden mit erosiver Tätigkeit gekennzeichnet wird. Dieser Sedimentationsunterbruch dürfte zeitlich mindestens der im südlichen Rheintalgraben unter der Bezeichnung «Obere bituminöse Zone» bekannten Abfolge entsprechen. Die Vermutung liegt auf der Hand, die groben Konglomerate von Oltingue und ihre Äquivalente in der Ajoie mit Teilen des «Hausteins» (Bunte Mergel) zu korrelieren. Ein lithologischer Vergleich mit benachbarten Sannoisien-Ablagerungen bestärkt diese Annahme, wie im folgenden gezeigt werden soll:

- Côte de Bourogne (Küstenfazies der «Bunten Mergel») (nach L. MEYER, 1928):
 - Sandsteine, selten konglomeratische Bildungen;
 - Mergelkalke mit *Helix cf. rugulosa*;
 - Konglomerate, Sandsteine, Mergel (= Conglomérats supérieurs).
- Froidefontaine (nach L. MEYER, 1928): sandige Mergel mit *Helix cf. rugulosa* und feine Konglomerate.
- Ajoie (nach A. SCHNEIDER, 1960): Zwischen konglomeratischen Bildungen schalten sich Süsswasserkalke, die u. a. *Helix rugulosa* führen, ein.
- Gegend um Altkirch (nach L. VONDERSCHMITT, 1942): ungefähr im mittleren Teil des «Hausteins» treten bei den Bohrungen Hirtzbach Süsswasser- und Algenkollenkalke auf, die dem «Kalk mit *Helix cf. rugulosa*» bei Altkirch entsprechen.
- Kleinkembs (nach O. WITTMANN, 1949 a):
 - Mergelzone, nur mit vereinzelt konglomeratischen Einlagerungen (obere Bunte Mergel).
 - Konglomeratzone: Süsswasserkalke mit verschiedenen Heliciden-Horizonten, Kalksandsteine, Mergel und Konglomerate; letztere sind vor allem an der Basis reichlich vertreten (untere Bunte Mergel).

Auffallend bei all diesen Vorkommen ist die Tatsache, dass limnische Ausfällungskalke mit Heliciden stratigraphisch auf einen mittleren Bereich des «Hausteins» (bei einer Zweiteilung im oberen Teil des unteren «Hausteins») beschränkt sind, während Konglomeratbildungen an der Basis dominieren (regionale tektonische Bewegungen – Einebnungsphase mit konglomeratischen Absätzen – ausgedehnte Süsswasserseen).

Mangels entsprechender Aufschlussverhältnisse ist es leider nicht möglich, die gegenseitige stratigraphische Lage von Konglomeraten und Süsswasserkalken abzuklären. Die raschen lithologischen Wechsel, das unvermittelte Einsetzen von limnischen Fällungskalken in Konglomeratlagen, sowie die unregelmässigen konglomeratischen Einlagerungen in Süsswasserkalken legen jedoch den Gedanken nahe, die ganze Serie als altersmässig sich entsprechende Bildungen zu betrachten.

Abschliessend sei noch auf die analogen Verhältnisse im östlichen Blauengebiet, das von P. BITTERLI (1945) bearbeitet wurde, aufmerksam gemacht. Sowohl am «Länzberg» bei Aesch als auch am Witterswiler Berg folgen über mitteleocaenen Bildungen (Planorbekalke bzw. Bolustone) grobe Blockkonglomerate, die ihrerseits von Süsswasserkalken mit eingelagerten Blättertuffen und Algenkalken überlagert werden. Mit den ihm zur Verfügung stehenden Daten war es P. BITTERLI damals unmöglich, das Alter dieser Serie anzugeben; er bezeichnete sie als fragliches Obereocaen oder Unteroligoocaen, wobei er dem Sannoisien den

¹⁾ Es sei an dieser Stelle auf den von A. SCHNEIDER (1960) in Fig. 9 dargestellten stratigraphischen Vergleich aufmerksam gemacht. Gemäss seiner Darstellung wird der Eindruck erweckt, die konglomeratischen Bildungen von Oltingue, Wolschwiller und der Ajoie seien das zeitliche Äquivalent zur gesamten rheintalischen Serie von den «Grünen Mergeln» bis zum «Haustein».

	südlicher Rheintalgraben	Jurarand
unteres Rupélien	Foraminiferenmergel	Foraminiferenmergel bzw. «Meeressand»
Sannoisien	Mergelzone	? Sedimentationsunterbruch
	Hausstein kalkig-sandige Zone	Konglomerate von Oltingue, Dürrmattengraben, Porrentruy Süsswasserkalke mit <i>Helix cf. rugulosa</i>
	Plattiger Steinmergel Versteinerungsreiche Zone	tektonische Bewegungen, Erosion Kalkarenite von Oltingue
Eocaen	Melanienkalk	Kalke mit Melaniden und Cyrenen von Bouxwiller
	Sedimentationsunterbruch, Erosion, siderolithische Bildungen	
Malm	oberes Séquanien	

Vorrang einräumte. Ein Vergleich mit den von A. SCHNEIDER (1960) bei Mavalau und L'Oiselier beschriebenen «Konglomeraten von Porrentruy» mit ihren z.T. phytogenen Süsswasserkalken und Blättertuffen ergibt eine derart frappante Übereinstimmung, dass am Obersannoisien-Alter dieser Serien bei Aesch und Witterswil kaum gezweifelt werden kann.

Rupélien

Mit der an der Basis des Rupélien einsetzenden grossräumigen Meerestransgression stand der Rheintalgraben und das südlich anschliessende Gebiet des rheintalischen Jura wieder für längere Zeit unter einem vollmarinen Einfluss. Ausser den grobdetritischen Küstenbildungen des «Meeressandes» besteht die ganze Serie aus grauen, glimmerführenden Mergelablagerungen, die im oberen Rupélien eine beginnende Aussüsung erkennen lassen.

Foraminiferenmergel

Die Foraminiferenmergel bilden, zusammen mit den gleichaltrigen Meeressand- und Konglomeratbildungen, den basalen Abschnitt des Rupélien. Aufgeschlossen sind sie zur Zeit im Untersuchungsgebiet lediglich an einem Wegbord am Waldrand NE von Metzleren (ca. 100 m NE Pt. 505); allerdings wird dieser Anchnitt in Kürze wieder von Schutt und Vegetation überdeckt sein¹⁾.

Eine Übersicht über die Gliederung und Ausbildung der Foraminiferenmergel im Untersuchungsgebiet geben die von B. FÖRSTER (1909) und L. ROLLIER (1910) überlieferten Ausführungen und Skizzen. Zu jener Zeit wurde der Weg, der vom nördlichen Dorfteil von Oltingue am Waldrand entlang gegen Westen führt, angelegt. Am Wegbord war die ganze Tertiärserie von den obersten groben Konglomeraten (Sannoisien) bis zum Septarienton lückenlos der Beobachtung zugänglich (vgl. Fig. 7).

¹⁾ P. BITTERLI (1945, S. 31) erwähnt von Hofstetten «gelbe und blaue Lehme», die von eindeutigen Fischschiefern überlagert werden. Zweifellos entsprechen diese Bildungen den oberen Foraminiferenmergeln.

B. FÖRSTER (S. 75 ff.) unterscheidet einen unteren und einen oberen Foraminiferenmergel, die durch eine Zone von Mergelkalken, Austernlumachellen und Konglomeraten getrennt werden. Die beiden Mergelabschnitte lassen sich anhand ihrer Foraminiferenfauna auseinanderhalten: während der untere Mergel vorwiegend grosswüchsige Formen enthält (typisch sind *Spiroplectammia carinata* (D'ORBIGNY) und *Cibicides dutemplei* (D'ORBIGNY)), ist der obere charakterisiert durch eine reiche, kleinwüchsige Fauna (typische Form: *Canceris turgidus* CUSHMAN & TODD). Mit Hilfe einer Handbohrung ist es gelungen, ca. 40 m östlich des kleinen Grübchens mit Fischeschiefern (vgl. S. 39) helle, gelblich-graue Mergel nachzuweisen, die gemäss ihrer Fauna dem oberen Foraminiferenmergel entsprechen. Eine kurze Charakterisierung der Foraminiferengemeinschaft findet sich in einem speziellen Kapitel (S. 60).

Um die Überlagerungsverhältnisse des «Meeressandes» am Nordrand der Blochmont-Antiklinale abzuklären, wurde im Gebiet SW Wolschwiller eine weitere Handbohrung niedergebracht (Koordinaten: 596550/256110). Das Resultat war insofern überraschend, als unmittelbar über den fossilreichen Meeressandbildungen typische obere Foraminiferenmergel, wie sie westlich Oltingue vorkommen, erbohrt wurden. Auf diesen Befund soll im nächsten Kapitel noch näher eingetreten werden.

Alle drei Vorkommen (bei Oltingue, SW Wolschwiller und NE Metzleren) weisen sowohl lithologisch als auch faunistisch eine vollkommene Übereinstimmung auf. Die oberen Foraminiferenmergel lassen sich vom Septarienton eindeutig unterscheiden; ihre wichtigsten Merkmale sind:

- Helle, gelblich-graue Farbe, glimmerarm.
- Der beträchtliche Schlämmrückstand besteht vorwiegend aus weissen Kalkkörnern, denen untergeordnet Quarzdetritus beigemischt ist.
- Ausserordentlicher Reichtum an Schuppen und Skelettelementen von Fischen.
- Vorwiegend kleinwüchsige Foraminiferenfauna.

«Meeressand»

Die Küstenbildungen des Rupélienmeeres werden im gesamten Bereich des Rheintalgrabens als «Meeressande» bezeichnet; sie umfassen alle Übergänge vom feinen Kalkarenit bis zum Blockkonglomerat. Diese detritischen Ablagerungen markieren den ehemaligen Küstenverlauf eines bestimmten Zeitintervalls und entsprechen bei fortschreitender Transgression von Ort zu Ort stratigraphisch verschiedenen Horizonten (typische lithostratigraphische Einheit). Da die Meeressandbildungen und ihre Faunen aus der weiteren Umgebung von Basel bereits Gegenstand unzähliger Publikationen¹⁾ darstellen, wird auf eine nochmalige generelle Charakterisierung dieser Serie verzichtet. Im folgenden seien die Aufschlüsse kurz umrissen.

Oltingue. Das von B. FÖRSTER (1909) aufgenommene Profil längs des Waldrandweges lässt im mittleren Teil der Foraminiferenmergel einen fossilreichen Horizont von Mergelkalken mit einer konglomeratischen Einschaltung erkennen. Es kann nicht daran gezweifelt werden, dass es sich dabei um eine küstennahe Bildung vom «Meeressand-Typus» handelt. Im weiteren sind von dieser Lokalität keine marinen Küstenablagerungen mehr bekannt. J. DELBOS & J. KOEHLIN-SCHLUMBERGER (1867, S. 45) erwähnen bei der Beschreibung der groben Konglomeratserie, die nachgewiesenermassen dem oberen Sannoisien angehört: «On y a trouvé le *Pectunculus* ordinaire de l'étage tongrien». Diese Aussage ist wenig vertrauenswürdig, besonders da keine Angabe über den Finder oder die Informationsquelle genannt wird. Unglücklicherweise geistert dieser *Pectunculus* – als Beweis für eine marine Bildung der Konglomerate – seit bald hundert Jahren als einziges Fossil aus dieser Serie in der elsässischen Literatur umher; in diesem Zusammenhang sei auf den Fund eines Heliciden verwiesen (vgl. S. 29).

Raedersdorf. Diese als Fossilfundstelle berühmte Lokalität ist heute vollständig überwachsen; verfallene Gruben zeugen von der im letzten Jahrhundert erfolgten Ausbeutung, in deren Verlaufe

¹⁾ Als wichtigste Arbeiten seien zitiert: A. GRESSLY (1841), J. DELBOS & J. KOEHLIN-SCHLUMBERGER (1867), J. B. GREPPIN (1870), A. ANDREAE (1884), A. GUTZWILLER (1890, 1915), E. KISSLING (1896), F. JENNY (1906), P. KESSLER (1909), H. LINIGER (1925), D. SCHNEEGANS (1934), S. GILLET & N. THÉOBALD (1936), P. BITTERLI (1945), O. WITTMANN (1953).

zahlreiche Lamellibranchier, vereinzelt Gastropoden, Fischzähne und Knochen von Halitherien aufgesammelt wurden.

Trotz der schlechten Aufschlussverhältnisse lassen sich die hellen, bräunlichen, harten Kalkarenite, ferner die Konglomerate (\varnothing der Komponenten max. 2 cm) und gelblichen, schlecht verfestigten Kalkgrobsande leicht nachweisen; auch angebohrte Blöcke von Sequankalken sind nicht selten. Die Meeressandbildungen zeichnen sich durch einen variablen, doch meist geringen Gehalt an Quarzdetritus aus. An Makrofossilien konnten lediglich *Meretrix splendida* (MERIAN) und *Chlamys picta* (GOLDFUSS) bestimmt werden.

Die ganze Tertiärserie liegt diskordant auf den Übergangsschichten mittleres–oberes Séquanien (wenig südlich ist das obere Séquanien noch vorhanden).

Weiter östlich befinden sich zwei weitere, sehr kleine Meeressandvorkommen, von denen sich das unmittelbar neben der Verwerfung westlich Moulin de Huttinge gelegene durch seinen Foraminiferenreichtum auszeichnet.

Dürmmattengraben und Umgebung. Im Bereich S und SW von Wolschwiller erreichen die Meeressandbildungen flächen- und mächtigkeitsmässig ihre stärkste Verbreitung. A. TOBLER (1897a) hat erstmals auf dieses Vorkommen, das seitdem zu den bekannten Lokalitäten zu rechnen ist, aufmerksam gemacht. Allerdings gehören die groben Konglomerate an der Basis, wie bereits ausgeführt wurde, noch nicht zum marinen Rupélien.

Am westlichsten Aufschluss, im Einschnitt östlich des Brendenberges, wo der Fahrweg in den Wald eintritt, lässt sich auf beiden Talseiten die Auflagerung des «Meeressandes» auf oberes Séquanien beobachten. Besonders auf der westlichen Seite (jenseits des Bächleins) ist eine Diskordanz von ca. 15° zwischen den harten, übersinterten Konglomeraten und der Malmunterlage deutlich zu erkennen. Etwas hangaufwärts stehen einzelne Bänke von Kalksandsteinen an. Auf der östlichen Seite des Strässchens befindet sich ein kleiner Steinbruch. Die Auflagerung ist durch abgesackte Blockschuttmassen etwas verwischt; trotzdem ist die unregelmässige Erosionsfläche des Malms klar ersichtlich. Eine kleine Rinne ist erfüllt von unverfestigten Geröllen, die eventuell dem oberen Sannoisien angehören – eine eindeutige Entscheidung konnte nicht getroffen werden. Darüber liegen diskordant gut zementierte Konglomerate, die eindeutig marinen Ursprungs sind. Weiter im NE lassen sich an den Waldrändern wieder die Kalkarenite, die reichlich schlecht erhaltene Molluskenschalen enthalten, nachweisen. Bestimmt werden konnten: *Glycimeris (Pectunculus)* sp., *Potamides* sp. und *Bulla* sp.

Die Meeressandbildungen werden gegen Osten z. T. bedeckt von Schuttmassen und Verwitterungslehmen. Vereinzelt anstehende Gesteinsbänke treten erst im Bereich des Dürmmattengrabens und des Weges von Wolschwiller gegen Pt. 574 in Erscheinung, ohne dass indessen der «Meeressand» in grösserem Schichtverband aufgeschlossen wäre. Gemäss der Profilkonstruktion muss die Serie an dieser Lokalität um die 30 m Mächtigkeit erreichen. Es handelt sich in der Hauptsache um Milioliden-reiche, dick gebankte bis schieferige, harte Kalkarenite, die recht häufig schlecht erhaltene Steinkerne von Muscheln enthalten (z. B. *Nucula* cf. *piligera* SANDBERGER, *Glycimeris (Pectunculus)* sp., *Meretrix incrassata* (SOWERBY), *Isocardia subtransversa* D'ORBIGNY, *Ostrea* sp.)¹⁾. Gegen oben treten noch rötliche und gelbe, schlecht verfestigte, fossillere Kalksande mit einem z. T. beträchtlichen Anteil an Quarzdetritus hinzu.

Bad Burg–Biederthal. Entlang der NW-Flanke der Landskronkette sind stampische Küstenbildungen noch an zwei Stellen erhalten. Das eine Vorkommen befindet sich unmittelbar nördlich Bad Burg. Die mässig groben Konglomerate (\varnothing der Gerölle bis 2 cm; nur an der Basis grobe Blockkonglomerate) liegen diskordant auf unterem Séquanien, und zwar an der Strasse (vgl. Fig. 5) auf den Naticaschichten und gegen Norden und Osten auf den «Plattigen Kalken». Ausserdem lässt sich an der Strasse Burg–Biederthal über der basalen Konglomeratbank eine deutliche Winkeldiskordanz beobachten, die auf tektonische Bewegungen während des unteren Rupélien schliessen lässt.

NE Biederthal überlagern weitere Meeressandbildungen die Naticaschichten. Auf einem Weglein treten die messbaren Schichtflächen – vorwiegend feinere Konglomerate mit einer Lage von gelblichen, schlecht

¹⁾ A. SCHNEIDER (1960, S. 36) erwähnt – auf die Ausführungen von D. SCHNEEGANS (1934) hinweisend – eine Reihe von Fossilien aus dem Dürmmattengraben. Diese Faunenliste stammt von A. ANDREAE (1884, S. 178) und bezieht sich auf den «Meeressand» von Raedersdorf.

verfestigten Kalksandten – auf eine kurze Strecke zutage. Durch Ausschlämmen konnten aus dem Kalksand neben zahlreichen Sequanforaminiferen vereinzelte Globigerinen, Cibiciden und Nonioniden gewonnen werden.

Blauensüdseite. Die östlich des Untersuchungsgebietes in der Gegend von «Chleiblaunen» (= Kleinblauen) und «Bergheim» auftretende, mächtige Meeressandserie (vgl. P. BITTERLI, 1945, S. 25) zeigt in westlicher Richtung keine Fortsetzung. Einzig am Weg, der gegen die «Forstweid» führt (Koordinaten: 601920/254370), konnten Bildungen nachgewiesen werden, die vermutlich dem «Meeressand» angehören: auf dichten Kalken des unteren Séquanien liegen gelbliche Kalksandsteine, die ausserordentlich viel Quarzdetritus enthalten. Fragliche Foraminiferenreste und eine Ostracodenschale bilden den ganzen Fossilinhalt der untersuchten Dünnschliffe. Im Bereich des kleinen Vorkommens weist der Boden intensive rotbraune Verfärbungen auf. Falls dieser Sandstein wirklich marines Rupélien darstellt, dann liegt – wie zwischen Nenzlingen und Blauen – eine beträchtliche Diskordanz der alttertiären Auflagerungsfläche vor.

Kiffis. Unmittelbar am Rande des Untersuchungsgebietes, an der Strassenkurve etwas nördlich Pt. 592, ist die oberste Schichtplatte des steil S-fallenden Kimmeridgien übersät von Pholadenlöchern. Darüber folgen, im Strassengraben sichtbar, gelbliche und rötliche, stark sandige Mergel und bei Pt. 592 feine, glimmerführende Molassesandsteine, die sicher dem Chattien angehören. Diese Beobachtung stimmt mit denen von R. GRAHMANN (1920) und W. T. KELLER (1922) überein. P. KESSLER (1909, S. 254) und N. THÉOBALD (1957, S. 145) erwähnen zudem noch oligocaene Konglomerate, was aber sicherlich auf ein Missverständnis zurückzuführen ist. Als einziger Zeuge der unterstampischen Meerestransgression bleibt allenfalls die angebohrte Schichtfläche. Als Ergänzung sei beigefügt, dass bei der Sägemühle (Scierie de Roggenburg), ca. 1200 m SW Pt. 592, die Meeressandablagerungen noch erhalten sind (H. LINIGER, 1961).

Zahlreiche Dünnschliffe liessen erkennen, dass die Verbreitung der **Mikrofauna** in den Meeressandbildungen sehr ungleich ist. Völlig sterile Gesteine stehen solchen gegenüber, die eine reiche autochthone Fauna enthalten (vor allem Milioliden und Planorbulinen) oder durch aufgearbeitete jurassische Formen gekennzeichnet sind (vor allem Pseudocyclamminen). Die nachstehende Liste gibt die pauschale Faunenzusammensetzung von den verschiedenen Lokalitäten wieder¹⁾, wobei auch auf die Resultate von P. BITTERLI (1945, S. 30) verwiesen sein soll.

- Bolivinopsis* sp. (ss bei W)
- ? *Trochammina* sp. (ss bei W)
- Quinqueloculinen (s bei R, h bei B, hh bei M und W)
- Triloculina* sp. (s bei W)
- Spiroloculina* sp. (s bei W)
- Lageniden, ? *Lenticulina* sp. (ss bei M)
- Polymorphiniden (ss bei B)
- Trifarina* sp. (h bei B)
- Boliviniden (ss bei B)
- Nonion* sp. (ss bei W)
- Discorbiden (s bei M, h bei W und B)
- Planorbulina* sp. (s bei B, h bei M, hh bei R und W)
- Globigerinen (s bei M, W und B)
- Ostracoden (ss bei W und B)

Stratigraphische Stellung. Bereits zu Beginn dieses Jahrhunderts hat sich für das Gebiet des Mainzer Beckens die Erkenntnis von der Heterochronie der Meeressandbildungen durchzusetzen vermocht (vgl.

¹⁾ R = NW von Raedersdorf

M = kleines Vorkommen westlich Moulin de Huttinge

W = S und SW von Wolschwiler

B = Bad Burg-Biederthal

hh = sehr häufig, h = häufig, s = selten, ss = sehr selten, vereinzelt.

E. SPANDEL, 1909; W. WENZ, 1921). In neuerer Zeit ist es gelungen, den Küstenverlauf der verschiedenartigen «Meeressande» recht detailliert zu rekonstruieren. Es sei in diesem Zusammenhang auf die Arbeiten von K. W. GEIB (1949), W. WEILER (1956) und V. SONNE (1958) verwiesen. Die Litoralablagerungen umfassen Glieder des gesamten Rupélien, nämlich vom unteren Rupelton (= Foraminiferenmergel) bis in die Schleichsande.

Anders liegt der Fall für die Meeressandbildungen an der südlichen Umrandung des Rheintalgrabens und der innerhalb des Jura gelegenen Tertiärbecken. A. GUTZWILLER (1915) bezeichnet in seiner Übersichtstabelle den «Meeressand» erstmals als Liegendes der Fischschiefer; C. SCHMIDT u. a. (1924, S. 38) und W. HOTZ (1928, S. 90) präzisieren diese Angabe, indem sie den «Meeressand» als gleichaltrig mit den Foraminiferenmergeln betrachten, was L. VONDERSCHMITT (1941) für das Gebiet von Pfeffingen direkt nachweisen konnte. Weitere Beiträge über die stratigraphische Stellung des «Meeressandes» finden sich unter anderem in P. BITTERLI (1945) und O. WITTMANN (1953).

Wenn in dieser Arbeit das bereits viel diskutierte Thema erneut zur Sprache kommt, findet dies seine Begründung in einem Versuch, für die stratigraphische Zuweisung des «Meeressandes» am Südrand des Rheintalgrabens nach analogen Gesichtspunkten wie im nördlichen Grabengebiet vorzugehen. Das Resultat dieser – vielleicht nicht in allen Teilen zutreffenden – Annahme wurde in Fig. 8 zusammengestellt. Als Unterlagen dienten vor allem Angaben aus der einschlägigen Literatur, wobei aber eigene Untersuchungen den Anstoss zu dieser Betrachtung lieferten.

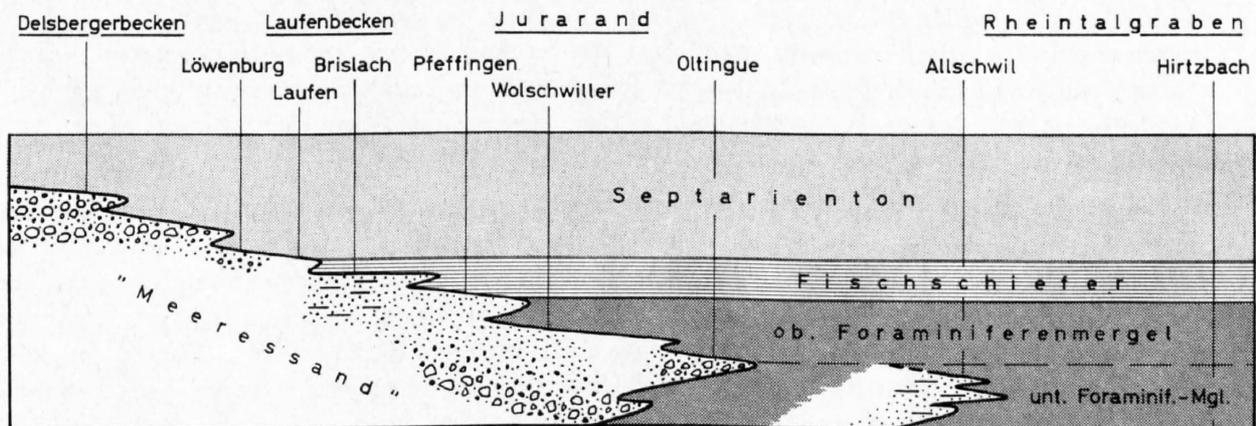


Fig. 8: Die stratigraphische Stellung der Meeressandbildungen am Südrand des Rheintalgrabens (schematische Darstellung)

Zu den einzelnen Lokalitäten seien nachfolgend die Quellenangaben, nebst einer knappen Charakterisierung der entsprechenden Schichtfolge, angeführt:

- *Hirtzbach* (L. VONDERSCHMITT, 1942): Über dem Sannoisien folgen direkt die – an dieser Stelle geringmächtigen – Foraminiferenmergel (Beckenfazies), die von Fischschiefern überlagert werden.
- *Allschwil* (C. SCHMIDT u. a., 1924; W. HOTZ, 1928): Bei der Bohrung I war eine eindeutige Gliederung nicht möglich; immerhin lassen die basalen Schichten des Rupélien einen stark sandigen Einschlag erkennen.
Bei Allschwil II folgen unter den Fischschiefern die Foraminiferenmergel (7 m), die ihrerseits von einer 6 m mächtigen Wechsellagerung von Mergeln und Kalksandsteinen unterteuft werden.
- *Oltingue* (B. FÖRSTER, 1909; H. FISCHER, vgl. Fig. 7): Zwischen den oberen und unteren Foraminiferenmergeln schalten sich kalkige und konglomeratische Bildungen ein, die auf zeitweilige Küstennähe schliessen lassen.
- *Wolschwiller* (H. FISCHER, S. 34): Über einer recht mächtigen, fossilreichen Serie von Konglomeraten und Meeressanden konnten die oberen Foraminiferenmergel nachgewiesen werden. Ein ähnliches Vorkommen der Küstenregion hat auch im Gebiet der *Landskronkette* stattgefunden: Während ältere Meeres-

sandbildungen entlang der Flexur recht häufig sind, müssen die jüngeren «Meeressande» weiter südlich, vermutlich im Blauengebiet, gesucht werden, da in der Metzlermulde, die bereits während der Ablagerungszeit gegenüber dem Grabengebiet eine erhöhte Position einnahm, obere Foraminiferenmergel abgelagert wurden.

- *Pfeffingen* (L. VONDERSCHMITT, 1941): Die Meeressandbildungen werden direkt von den Fischschiefern überlagert.
- *Brislach* (E. KISSLING, 1896; R. KOCH, 1923): Für den NE-Rand des Laufenbeckens beschreiben die Autoren eine ca. 1 m mächtige Lage von Fischschiefern über den geringmächtigen Meeressandablagerungen.
- *Laufen* (R. KOCH, 1923): Für das Gebiet von «Uf Sal» (= Saalfeld) südlich Laufen glaubt dieser Autor, die Fischschiefer als zeitliches Äquivalent zum oberen Teil des «Meeressandes» betrachten zu dürfen.
- *Löwenburg* (H. FISCHER, S. 44): Der «Meeressand» wird von geringmächtigem Septarienton überlagert. Allerdings schiebt sich dazwischen ein dünner Horizont von erhärtetem Mergel, was auf einen kurzfristigen Sedimentationsunterbruch hinweisen könnte.
- *Delsberger Becken* (H. LINIGER, 1925; W. ROTHPLETZ & H. LINIGER, 1963): Da an den Beckenrändern die Meeressandbildungen über Malm oder Sannoisien transgredieren (Querfalte von Develier und bei Châtillon), andererseits gegen das Beckeninnere für den Septarienton dieselben Auflagerungsverhältnisse nachweisbar sind (an der Sorne SW Delémont), betrachtet H. LINIGER (S. 21), unter Beiziehung weiterer Kriterien, die beiden Bildungen als gleichaltrig (Fischschiefer konnten nirgends gefunden werden). In seiner jüngeren Arbeit beschreibt er ein neues Meeressandvorkommen aus dem westlichen Becken. Ähnlich wie bei Châtillon weisen die Faunen einen etwas brackischen Einschlag auf; dies, sowie die Faunenzusammensetzung, veranlassten ihn, für diese Meeressandbildungen ein jüngerer Alter – vermutlich unteres Chattien – anzunehmen¹⁾.

Dass der «Meeressand» am Juranordrand nicht überall demselben stratigraphischen Niveau entspricht, bzw. nicht dieselbe Zeitspanne umfasst, ist nunmehr erwiesen. Ferner ist die Annahme eines jüngeren Alters für die Küstenablagerungen der südlicheren Gebiete, insbesondere des Delsberger Beckens, nicht von der Hand zu weisen, obschon direkte Beweise noch ausstehen. Ein beginnender brackischer Einfluss berechtigt allerdings nicht, die Serie dem Chattien zuzuweisen (W. ROTHPLETZ & H. LINIGER, 1963), da die Ausfüllung des stampischen Meeres im Bereich des südlichen Rheintalgrabens von Süden nach Norden fortschritt und im Delsberger Becken bereits im oberen Rupélien einsetzte.

Eine letzte Bemerkung gilt dem Auftreten der *Ostrea cyathula* LAMARCK im Rupélien. Nach Literaturangaben tritt diese Auster im Untersuchungsgebiet bei Oltingue und im Dürrmattengraben auf. Weitere Vorkommen erwähnt H. LINIGER (1961) aus der südlich anschließenden Region. Während die Cyathulabank als Einlagerung in den Cyrenenmergeln – vermutlich als korrelierbarer Horizont – eine beträchtliche regionale Verbreitung besitzt (von Basel südwärts bis ins Laufenbecken und gegen Westen bis in die Ajoie), lassen sich im Rupélien die entsprechenden Austernbänke keinem bestimmten stratigraphischen Niveau zuordnen. Als typisches Faziesfossil markiert es einen Transgressionshorizont, welches Alter er auch habe, und bildet häufig die Basis von Strandkonglomeraten. Für das Gebiet des Rheintalgrabens lässt sich die stratigraphische Verbreitung von *Ostrea cyathula* vom basalen Rupélien bis ins untere Aquitanien angeben; weitere diesbezügliche Angaben finden sich in S. GILLET & N. THÉOBALD (1936, S. 44/45).

Fischschiefer

Als Hangendes der Foraminiferenmergel (bzw. des «Meeressandes») folgen die im Untersuchungsgebiet sehr geringmächtigen (vermutlich etwas über 1 m) Fischschiefer, die aber nirgends aufgeschlossen sind.

¹⁾ Bei den von W. ROTHPLETZ & H. LINIGER (1963) angeführten Faunen handelt es sich um Faziesfossilien, die keine stratigraphischen Korrelationen bis ins Mainzer-Becken erlauben. Es sei darauf hingewiesen, dass *Cyrena semistriata* DESHAYES, Cerithien, unter ihnen *Potamides plicata* (BRUGUIÈRE), Hydrobien, wie z. B. *Hydrobia obtusa* SANDBERGER im rheintalischen Sannoisien bereits recht häufig auftreten (B. FÖRSTER, 1892, 1913; V. MAÏKOVSKY, 1941; S. GILLET, 1950).

A. SCHNEIDER (1960) gelang es, sie anhand der Angaben von B. FÖRSTER (1909) in einem kleinen Grübchen am Waldrandweg WNW von Oltingue¹⁾ nachzuweisen. Eine an dieser Stelle angesetzte Handbohrung konnte das Vorkommen wiederum bestätigen (vgl. Fig. 7). Die Fischechiefer sind als graue, feinblättrige, etwas glimmerführende Mergel entwickelt, die neben zahlreichen Fischechüppchen auch Foraminiferen (vor allem verschiedene *Cibicides*-Arten, Nonioniden, Bolivinen, *Cancris* sp., seltener *Eponides* sp.sp., *Glandulina* sp., *Globulina* sp., Lenticulinen und Globigerinen) enthalten.

Septarienton (Melettaschichten, Blauer Letten)

Über die Mächtigkeitsverhältnisse des Septarientones, der das dominierende Schichtglied innerhalb des Rupélien darstellt, können nur vage Angaben gemacht werden. Einerseits beträgt die Gesamtmächtigkeit des Septarientones in der Bohrung Allschwil II über 320 m, andererseits durchfuhr eine zwischen Oltingue und Fislis angesetzte Bohrung²⁾ gegen 130 m Septarienton, dessen Untergrenze aber nicht erreicht wurde. Für die Bucht von Wolschwiller dürfte demnach mit Maximalwerten von 150–200 m gerechnet werden, wobei sich diese Mächtigkeit gegen die Flexurränder hin rapid verringern müsste.

Unterer Abschnitt. Während sich im oberen Teil des Septarientones bereits stark sandige Einlagerungen bemerkbar machen, zeichnet sich der untere, mächtigkeitsmässig dominierende Abschnitt durch seine eintönige Folge von grauen, glimmerarmen Mergeln aus. In ihren mengenmässig sehr geringen Schlämmrückständen findet sich bei den untersuchten Proben eine arme, kleinwüchsige Foraminiferenfauna (vgl. S. 61).

Obschon der Septarienton im Untersuchungsgebiet eine beträchtliche Verbreitung besitzt, ist er doch meist nur temporär in künstlichen Aufschlüssen der Beobachtung zugänglich. Die Lage der verschiedenen Lokalitäten, die sich fast ausnahmslos innerhalb eines Dreieckes Wolschwiller–Oltingue–Biederthal befinden, geht aus der Karte hervor. Die Beschreibung kann auf ein paar wenige Punkte beschränkt werden:

- Am nördlichen Ausgang des Dürrmattengrabens liessen sich am linken Bachbord, nach erfolgtem Wegräumen einer geringmächtigen Bedeckung, graue Mergel nachweisen, die gemäss ihrer Mikrofauna dem untersten Septarienton angehören dürften. Auf dieses interessante Vorkommen soll im tektonischen Teil (S. 92) näher eingegangen werden.
- Der beste natürliche Aufschluss des Septarientons befindet sich nördlich des Dürrmattengrabens im Bachbett, unmittelbar am Dorfrand von Wolschwiller.
- Durch Aushubarbeiten an der Weggabel ca. 700 m WSW von Pt. 444 (westlich Wolschwiller) wurde unter einer Lehmschicht von 50–100 cm der graublaue, fette Septarienton in einer Mächtigkeit von rund 2 m freigelegt. Auffallend an diesem Vorkommen ist, dass der «Blaue Letten» an dieser Stelle als kalkfreier Ton vorliegt. An organischen Resten treten vorwiegend agglutinierende Foraminiferen, Schwammnadeln und -rhaxen auf.
- Der auf der französischen Karte, Blatt Ferrette (1:50000), ca. 500 m westlich Leihäusen (westlich Rodersdorf) als «Chattien» bezeichnete Tertiärstreifen kann nicht bestätigt werden. Wohl finden sich, vermengt mit Malmschutt, vereinzelt Stücke von Elsässer Molasse auf diesem Terrain, doch sind sie als angeschwemmtes Material zu betrachten. Eine an dieser Stelle angesetzte Handbohrung förderte eindeutigen Septarienton zutage.

Oberer Abschnitt. Im Gegensatz zur soeben beschriebenen, rein mergelig-tonigen Serie des Septarientons macht sich im oberen Teil desselben ein zunehmender Gehalt an psammitischem Material bemerkbar,

¹⁾ Die bei A. SCHNEIDER (1960, S. 37) angegebenen Koordinaten dieses Grübchens stimmen nicht genau; er liess sich durch ein auf der Karte nicht eingezeichnetes Welein täuschen. Koordinaten: 595900/260300.

²⁾ Diese Bohrung, deren genaue Position nicht ermittelt werden konnte, wurde im Jahre 1914 auf Anraten von Rutengängern auf Braunkohle angesetzt. Ein entsprechender Hinweis findet sich bei W. WAGNER (1919, S. 241).

wie dies in der Tongrube von Allschwil deutlich zum Ausdruck kommt. Wie in einem späteren Kapitel (vgl. S. 78) noch gezeigt werden soll, ist diese plötzlich einsetzende Sandzufuhr als Vorläufer der Molasseschüttung aus dem alpinen Raum zu bewerten.

Diese Bildungen, die dem obersten Rupélien (? Schleichsand) entsprechen, umfassen vorwiegend graue bis gelblich-graue, glimmerreiche Mergel von wechselndem Sandgehalt. Auch der Fauneninhalt ist recht variabel; während sich einzelne Lagen durch ihre Fossilleere auszeichnen, enthalten andere reichlich kleine Gastropoden, juvenile Cyrenen, Spatangidenstacheln, Ostracoden und Foraminiferen. Als Folge des einsetzenden brackischen Einflusses zeigt die Foraminiferengemeinschaft eine von der Mergelserie unterschiedliche Zusammensetzung (vgl. S. 62) – ausserdem ist sie gekennzeichnet durch das Vorhandensein von kretazischen und alttertiären (umgelagerten) planktonischen Formen.

Als Hauptverbreitungsgebiet des oberen Septarientones lässt sich der Kirchhügel von Wolschwiller und einige NE gelegene kleine Aufschlüsse, ferner der Raum Rodersdorf anführen; die meisten Aufschlüsse wurden durch Bauarbeiten geschaffen.

Zur Frage der Küstenbildungen des Septarientones, die bis jetzt nirgendwo eindeutig nachgewiesen werden konnten, sei kurz Stellung genommen (vgl. auch S. 77). Das Septarienton-See transgredierte weit über die Grabenränder des Rheintales hinweg auf ein höchstens durch schwache Verbiegungen und Bruchbildungen gekennzeichnetes, wenig differenziertes Relief. Bedingungen, die zur Ablagerung von grobklastischen marginalen Sedimenten im Sinne des «Meeressandes» geführt haben (vor allem längs Steilküsten), dürften zu dieser Zeit demnach höchstens eine untergeordnete Rolle gespielt haben (evtl. im Delsberger Becken, vgl. S. 38). Die Mergelablagerungen, die sowohl in den Becken als auch in Küstennähe zum Absatz gelangten, fielen später in exponierten Lagen der Erosion anheim oder aber sie sind nicht als typische Küstenbildungen entwickelt.

Chattien

Die oberstampische Ablagerungen treten im Untersuchungsgebiet vorwiegend in Form von glimmerreichen Molassesandsteinen und -sanden auf. Diese Serie, durch die Cyathulabank in zwei Abschnitte unterteilt, erreicht im NE-Teil des Untersuchungsgebietes eine maximale Mächtigkeit von gegen 100 m.

Untere Elsässer Molasse (untere Cyrenenmergel)

Die vorwiegend sandige Ausbildung dieses – ohne scharfe Begrenzung aus dem oberen Septarienton hervorgehenden – Schichtgliedes verdient eher die Bezeichnung «Molasse», obschon die Serie normalerweise als «untere Cyrenenmergel» beschrieben wird. Diese Brackwasser-Ablagerungen sind nur recht dürftig aufgeschlossen.

Eine Grube nördlich «Fannwald» (200 m SW von Pt. 435 zwischen Wolschwiller und Biederthal) lässt einen kleinen Ausschnitt der unterchattischen Bildungen erkennen: im vorderen Teil sind graubraune, glimmerreiche Sande, die nach oben in harte Sandsteinbänke übergehen, aufgeschlossen. Im hinteren Grubenteil enthalten die feinen Glimmersande vereinzelt kleine Kalkkonkretionen (Septarien); sie sind zudem durchzogen von zwei geringmächtigen braunen Bändern, die vorwiegend aus Pflanzenresten (Blätter, Stengel) bestehen. Der Fauneninhalt weicht nicht stark von dem des oberen Septarientons ab; er setzt sich zusammen aus Foraminiferen (z.T. eingeschwemmte Fremdfauna), Ostracoden, Resten von Spatangiden und Austernschalen.

Ein weiterer, allerdings nur kurzfristig zugänglicher Aufschluss wurde anlässlich eines Villenneubaues am kleinen Hügel westlich «Forstbüel» (ca. 1,5 km NW Rodersdorf) geschaffen. Die näheren Angaben hiezu sind in Fig. 9 enthalten – ausser der Beschreibung der Mikrofaunen, mit der sich ein spezielles Kapitel befasst.

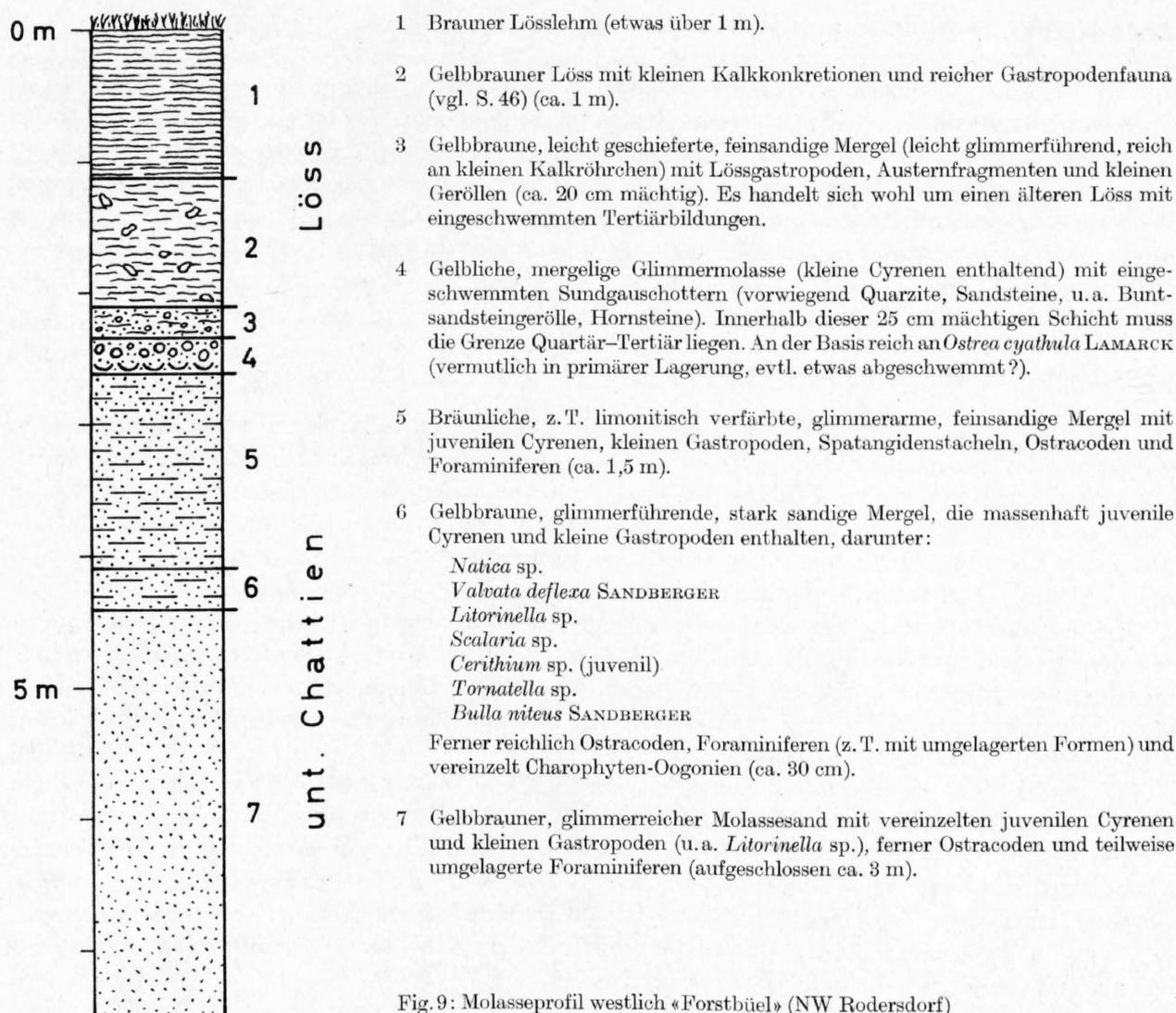


Fig. 9: Molasseprofil westlich «Forstbüel» (NW Rodersdorf)

An dieser Stelle sollen auch einige fragliche Bildungen erwähnt werden, die am ehesten dem unteren Chattien angehören dürften:

- Westlich *Lutter* konnten an einigen Stellen Glimmersandsteine und sandige Mergel beobachtet werden.
- An der Strassenkurve bei Pt. 592 NW von *Kiffis* liegen auf der von Bohrmuscheln angebohrten Schichtfläche des Kimmeridgien gelbbraune, von eingeschwemmtem Bolus z. T. rot verfärbte, sandige Mergel mit vereinzelt *Cerithien*. Etwas südlich Pt. 592 lassen sich am Strassenbord graubraune Mergel und feine Glimmersandsteine nachweisen (auch in den Äckern weiter SE). Die stratigraphische Stellung dieser Bildungen haben unter anderem R. GRAHMANN (1920, S. 24) und H. LINIGER (1925, S. 20) diskutiert. Mangels guter Aufschlüsse und typischer Fossilien muss auf eine eigene Stellungnahme verzichtet werden.
- Südlich *Saalhof* treten am Wegbord – die Oolithe des Oberséquanien überlagernd – graue und gelbbraune Mergel zutage, deren Zugehörigkeit nicht ermittelt werden konnte.
- Nördlich *Bad Burg* lässt ein kleiner Anriss im Walde etwas östlich der Strasse gelbbraune, stark sandige, vollständig entkalkte Mergel (als Hangendes der Meeressandbildungen) erkennen. Sie enthalten etwas Glimmer, häufig kleine autigene Quarzkristalle, viele verkieselte Reste von kleinen Austernschalen und vereinzelt schlecht erhaltene Foraminiferen.

Cyathulabank

Die austernreiche Schicht mit *Ostrea cyathula* LAMARCK, die als konstanter Horizont eine beträchtliche Verbreitung besitzt, konnte lediglich an zwei Stellen lokalisiert werden. Sie befinden sich NW Rodersdorf im Gebiet von «Forstbüel» und zwischen «Grundacker» und Pt. 381.2, wo die Austernschalen massenhaft auf den Feldern herumliegen. Während gegen Westen die Fossilbank durch eine mächtige Quartärbedeckung der Sicht entzogen wird, lässt sich ihre östliche Fortsetzung anhand der beiden Fundstellen zweifellos von «Bärschmatt» in Richtung Birsigtal–Steinmatten angeben; die Cyathulabank weist demnach eine flache Neigung gegen NE auf.

Obere Elsässer Molasse (obere Cyrenenmergel)

Die Verbreitung beschränkt sich auf das Gebiet des «Rodersdorfer Zipfels» (Ausbuchtung der Landesgrenze) und des benachbarten «Landenbielhölzle». Neben vereinzelt künstlichen Aufschlüssen sind es vor allem ausgedehnte Systeme von Fuchsbauten, dank deren Vorhandensein mancherorts die Elsässer Molasse zutage tritt (vor allem «Hinter Wald» und nördlich «Vorder Wald»). Die gelbbraunen bis graubraunen, glimmerreichen Molassesande und -sandsteine weisen einen stark wechselnden Kalkgehalt auf. Neben völlig kalkfreien Bildungen finden sich häufig mergelige Sande und calcitisch verfestigte Sandsteine, die – wie sich z. B. bei der «Bärschmatt» an einzelnen Lagen feststellen lässt – eine ausserordentliche Härte erreichen können. Die an einem alten Feldweg SE des «Chrütlihof» aufgeschlossene Serie ist insofern bemerkenswert, als sie zahlreiche Abdrücke von Blättern liefert. Ausserdem enthält sie Foraminiferen, die aber entsprechend ihrem Erhaltungszustand und ihrer Zusammensetzung als Aufarbeitung aus vermutlich unterchattischen Ablagerungen angesehen werden müssen.

Eingeschaltet in die vorwiegend homogenen psammitischen Ablagerungen findet sich eine mehrere Meter mächtige Folge von grauen Mergeln, die neben autochthonen Mikrofossilien auch umgelagerte Foraminiferen enthalten. Dieser Horizont liess sich (z. T. durch Handbohrungen) von der Gegend westlich Liebenschwiller zum Grenzstein 52 und westwärts gegen «Vorder Wald» verfolgen. Diese Brackwasserbildungen zeugen von einer kurzfristigen Transgression aus dem Gebiet des zentralen Rheintalgrabens (obere Cyrenenmergel).

Jüngere oligocaene Bildungen – insbesondere den Tüllinger Süsswasserkalken entsprechende Serien – sind bis jetzt aus dem Untersuchungsgebiet nicht bekannt.

3. Miocaen

Helvétien

In der Mulde von Kiffis–Saalhof konnte erstmals marines Miocaen nachgewiesen werden: SE «Hohalden» lassen sich am Wegrand Blöcke von groben Sandsteinen und Molluskenagglomeraten aufsammeln. Als Herkunftsort konnte dank dem Hinweise eines Bauern ein grosser Acker ermittelt werden, aus dem dieses Gestein alljährlich beim Pflügen zum Vorschein kommt (Koordinaten: 595800/254250). Da einerseits an dieser Stelle keine älteren Tertiärbildungen zutage treten und andererseits Schutt von Oberséquanien recht häufig ist, darf wohl angenommen werden, dass unter einer nur geringen Bedeckung das Helvétien als Erosionsrelikt direkt dem Malm auflagert.

Bei dem betreffenden Gestein handelt es sich um helle, graubraune *Turritellenbreccien*, deren Oberflächen vermutlich durch die Einwirkung von Humussäuren sauber präpariert wurden, und um recht grobe Kalksandsteine. Die Sandsteine weisen neben karbonatischem Detritus einen beträchtlichen Gehalt an bunten, meist schlecht gerundeten Silikatkörnern auf (mittlere Korngrösse gegen 1 mm), die durch ein calci-

tisch-kristallines Bindemittel verfestigt werden. Es lassen sich folgende Fossilien erkennen: massenhaft auftretende Turritellen, darunter *Turritella turris* BASTEROT, *Ostrea* sp., Echinodermenfragmente, Bryozoen, Milioliden, Elphidien und vereinzelt Discorbiden.

Mit diesem Fund ist es gelungen, nördlich des Lützeltales einen weiteren Zeugen des von Süden transgredierenden Helvétienmeeres nachzuweisen. Dieses nunmehr nördlichste Vorkommen von marinem Helvétien im rheintalischen Faltenjura lässt sich mühelos mit den Äquivalenten im Osten (Blätter Passwang, Hauenstein, Sissach) verbinden und weist auf einen ungefähr E–W streichenden Verlauf der Küstenlinie hin. Obwohl im Bereich der Raurachischen Senke das Helvétien im Delsberger Becken und bei Mettemberg bis jetzt als nördlichste Vorkommen gegolten haben, vermutete bereits R. KOCH (1923, S. 25) eine Überflutung des Laufenbeckens während der Helvétienzeit, ohne jedoch einen direkten Beweis erbringen zu können.

Im Westen sind auf der Höhe Lützelal–Mettemberg keine marinen Miocaenablagerungen mehr bekannt; es darf angenommen werden, dass die Küste des Helvétienmeeres in diesem Bereich weiter südlich gelegen haben muss (Undervelier–Montfaucon).

4. Pliocaen (?)

Als pliocaene Bildungen werden in der Literatur über den NW-Jura häufig Schotterrelikte («Wanderblöcke», Quarzitschotter) und geröllführende Verwitterungslehme genannt. Wie bereits W. T. KELLER (1922, S. 20) ausführt, liegt das Untersuchungsgebiet in einer «geröllfreien» Zone; demzufolge lassen sich allfällige jungtertiäre Lehme nicht von den quartären Verwitterungsböden unterscheiden. Die eigenen Untersuchungen zeitigen keine neuen Resultate; massenhaft auftretende Gerölle im Gebiet der Moulin de Huttinge und südlich Raedersdorf lassen sich auf die vergangene Bautätigkeit militärischer Objekte zurückführen, vereinzelt Quarzite auf der «Chalhöchi» liegen in der Nähe frisch geschotterter Wege, und zwei Kalkgerölle bei Metzlerlen gehören ebensowenig zu den pliocaenen Bildungen. Nach W. T. KELLER (S. 21) sollen allerdings in der Metzlerlermulde vereinzelt kleine Kieselgerölle vorkommen; diese Angabe ist durchaus glaubwürdig, beschreibt doch P. BITTERLI (1945, S. 35) aus dem Gebiet von Mariastein und westlich Hofstetten analoge Vorkommen.

Weit verbreitet sind hingegen die Gerölle der Sundgauschotter, die nachstehend kurz beschrieben werden.

Sundgauschotter

Die stratigraphische Stellung der Sundgauschotter ist mangels geeigneter Fossilfunde recht unbestimmt; während die einen ein altpleistocaenes Alter befürworten, betrachten sie die andern als jungpliocaene Bildungen. Ich schliesse mich der Mehrheit an und stelle die Schotter ins obere Pliocaen.

Das nördlich des Untersuchungsgebietes gelegene, von Elsässer Molasse gebildete Hügelland wird von einer ausgedehnten Schotterdecke überlagert. Ihre Basis lässt sich bei Wérentzhouse mit 420 m Höhe angeben, während sie auf dem Wesenberg (nördlich Liebenschwiller) bis auf 510 m ansteigt. Gegen Osten streicht die Auflagerungsfläche in die Luft aus, das heisst die Schotterablagerungen des alten Rheinlaufes fielen vollständig der Abtragung anheim.

Bei Grenzstein 60, am nördlichsten Punkt des «Rodersdorfer Zipfels», lassen sich in einer kleinen, etwas verfallenen Grube von gegen 2 m Tiefe Lehme und Sundgauschotter beobachten. Der Höhenlage entsprechend, die an dieser Stelle 470 m beträgt, ist es durchaus denkbar, dass sich die Schotter noch in ihrer ursprünglichen Position befinden – dementsprechend wurden sie auf der Karte als «anstehend» dargestellt – andererseits darf die Möglichkeit einer geringen Hangrutschung nicht ausser acht gelassen werden.

Die Sundgauschotter, vorwiegend Quarzite (weiss, gelblich und rötlich) und Sandsteine (u. a. Buntsandsteine), untergeordnet verkieselte Kalke, Hornsteine und Radiolarite, weisen sowohl auf eine schwarzwäldische als auch alpine Herkunft hin. Sie finden sich im NE-Teil des untersuchten Gebietes weit verbreitet auf den Äckern und als Einlagerungen im Löss (vgl. Fig. 9). Dass es sich bei diesen Vorkommen nur um abgeschwemmte Schottermassen handeln kann, geht eindeutig aus ihrer Lage hervor. Weitere ähnliche Geröllansammlungen lassen sich auch nördlich des Hügelszuges «Hinter dem Berg» zwischen Oltingue und Bouxwiller beobachten, wobei vor allem im Gebiet SSW von Fislis einige Buntsandstein- und Quarzitgerölle durch ihre Grösse (\varnothing 20 bis 35 cm) auffallen. Es stellt sich die Frage, ob nicht gewisse Geröllvorkommen aus dem östlich anschliessenden Gebiet ebenfalls ursprünglich dem Sundgauschotter angehörten, insbesondere die von P. BITTERLI (1945) erwähnten Quarzitgerölle der Gegend von Witterswil.

5. Anhang

Das Tertiärprofil bei der «Löwenburg»¹⁾

Im Sommer 1959 wurde auf Anraten eines bekannten Rutengängers im Bereich des kleinen Tertiärvorkommens westlich des Mustergutes «Löwenburg» ein Sondierschacht von gegen 7 m Tiefe ausgehoben²⁾. Förderte diese Grube auch nicht die erhofften Wassermengen, so trägt sie doch als willkommener Aufschluss zur Kenntnis der Tertiärbildungen bei. Das von meinem Studienkollegen G. Huber und mir aufgenommene Profil wurde H. LINIGER (1961) für seine geologische Arbeit über das Gebiet der «Löwenburg» zur Verfügung gestellt, wo es in knapper Form bereits publiziert ist. Wenn der Tertiäraufschluss an dieser Stelle nochmals eingehend erläutert wird, so geschieht dies, weil ich diesem Vorkommen eine gewisse Wichtigkeit beimesse (vgl. S. 38) und demzufolge die Serie etwas detaillierter darstellen möchte. Ferner bestehen einige Abweichungen zwischen der eigenen Interpretation und derjenigen von H. LINIGER (S. 49).

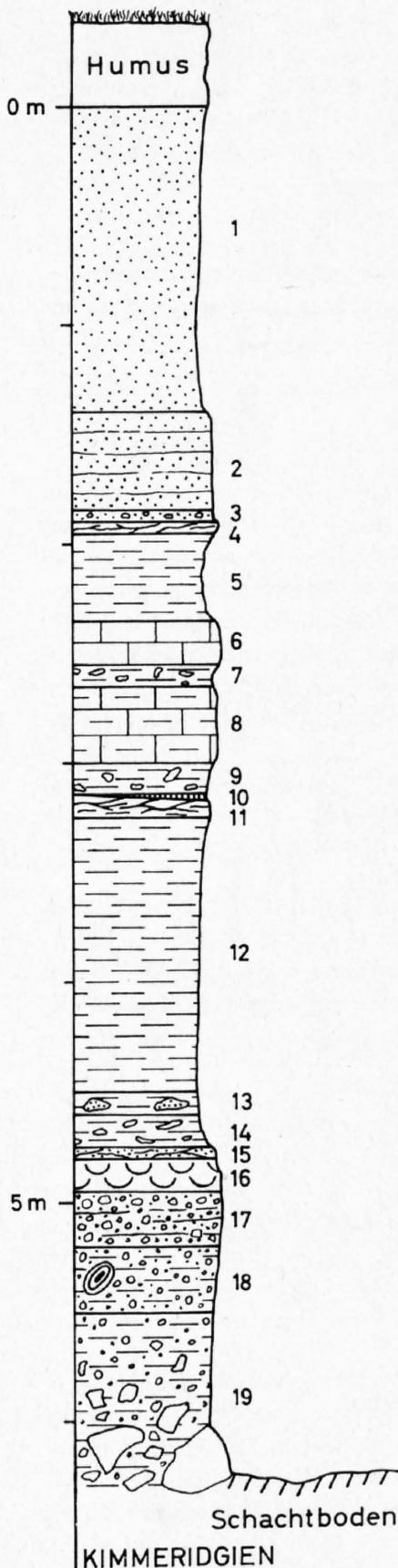
Wie Fig. 10 zeigt, liegt die tertiäre Schichtfolge, die Glieder des (?) Sannoisien bis ins Chattien umfasst, in stark reduzierter Mächtigkeit vor. Dünne erhärtete Mergellagen und Omissionsflächen deuten auf wiederholte Sedimentationsunterbrüche und evtl. Erosionsphasen hin; auch die Vielfalt in der lithologischen Ausbildung zeugt von einem wechsellagernden Ablagerungsmilieu.

Über dem Kimmeridgien, das – aus den groben Blöcken an der Schachtbasis zu schliessen – wenig unterhalb des Grubenbodens zu erwarten wäre, folgen gelbliche, Gerölle führende Mergel, die in ihrem Aspekt gewissen Gelberde-Bildungen ähnlich sehen. Im oberen Teil nimmt der Geröllbestand zu, und im feindetritischen Material treten unvermittelt typische Meeressand-Foraminiferen auf; irgend ein Anzeichen der Transgression lässt sich nicht nachweisen. Über der Austernlumachelle liegt, getrennt durch einen geringmächtigen Horizont, der sich durch Mangelsedimentation auszeichnet, der Septarienton. Da die grauen Mergel in ihrer reichen Mikrofauna keine umgelagerten Foraminiferen enthalten und fast vollständig frei von sandigen Einschaltungen sind, kann es sich kaum um den obersten Teil des Septarientons oder sogar um Cyrenenmergel handeln³⁾. Über einer erneuten Erhärtungsfläche folgen rudimentäre Bildungen, über deren stratigraphische Stellung keine eindeutigen Aussagen gemacht werden können. Ob die darüberliegenden Süsswasserkalke und -mergel den «Matzendörfer Kalken» (nach E. BAUMBERGER, 1927) entsprechen oder aber auch noch Teile der unteren Cyrenenmergel umfassen, kann nicht entschieden werden. Eindeutig gehören hingegen die Glimmersande zur Elsässer Molasse, während eine chattische Cyathulabank fehlt.

¹⁾ Da das Vorkommen (ca. 2 km westlich Roggenburg) ausserhalb des Untersuchungsgebietes liegt, wurde es in einem speziellen Kapitel beschrieben.

²⁾ Herr Dr. H. Meier, Verwalter der Chr. Merian'schen Stiftung, machte uns freundlicherweise auf diesen Aufschluss aufmerksam.

³⁾ Faunistisch betrachtet, stimmen diese Mergel mit denen aus dem unteren Grubenabschnitt von Allschwil überein.



1-3 Elsässer Molasse (obere Cyrenenmergel)

- 1 Gelbbrauner, fossilereicher, glimmerführender Molassesand (1,4 m).
- 2 Gelbbrauner, schlecht verfestigter, glimmerführender Sandstein mit einzelnen Erhärtungsflächen (0,45 m).
- 3 Gelbbrauner Sandstein (0,05 m) mit Einschlüssen von kleinen Mergelkalk-Knollen (= aufgearbeitet aus Schicht 4).

4-8 Süsswasserablagerungen (? Matzendörfer Kalke)

- 4 Gelbbrauner, unregelmässig gebankter Steinmergel (= verhärtete Oberfläche von Schicht 5) (0,05 m).
- 5 Gelbbraune, fossilereiche, fette Mergel (0,4 m).
- 6 Beige und braun feingebänderte, harte Süsswasserkalke (0,2 m).
- 7 Gelbbrauner, fossilereicher Mergel mit Einschlüssen von erhärtetem Mergel (0,1 m).
- 8 Beiger, mergeliger, pelitischer Süsswasserkalk (0,35 m).

9-10 Untere Cyrenenmergel (?)

- 9 Braungrauer Mergel mit Einschlüssen von erhärtetem Mergel (0,15 m); kümmerhafte Mikrofauna (Eponiden, Nonioniden und Ostracoden).
- 10 Dunkelbraune Schiefer, bestehend aus Pflanzenresten (1/2 cm; auskeilend, nur auf der einen Grubenseite sichtbar).

11-14 Mittlerer bis oberer Septarienton

- 11 Graue verhärtete Mergel, stellenweise mit hellem, weichem Kalksinter (0,1 m).
- 12 Graublauer Mergel, reich an Foraminiferen und Ostracoden (1,25 m).
- 13 Graublauer Mergel (reiche Mikrofauna) mit vereinzelt sandigen Einlagerungen (0,1 m).
- 14 Gelbbrauner Mergel mit Einlagerungen von erhärteten Mergelstückchen; reich an Austerndetritus, Foraminiferen, Ostracoden, Bryozoen und (?) eingeschwemmten Characeen-Oogonien (0,15 m).

15-17 «Meeressand»

- 15 Gelbbraune, harte, feinsandige Mergel (Erhärtungsfläche) (0,05 m).
- 16 Austernlumachelle, bestehend aus *Ostrea cyathula* LAMARCK (0,15 m).
- 17 Gelbbraune, im allgemeinen locker zementierte Konglomerate (Ø der Malmgerölle bis 3 cm). Das feindetritische Bindemittel enthält neben Microcodien auch Foraminiferen (Milioliden, Planorbulinen, Discorbiden) (0,25 m).

18-19 Gelberde (? Sannoisien)

- 18 Gelbbraune Mergel mit kleinen, gerundeten Malmkalk-Geröllen (Ø bis 3 cm) und vereinzelt, bis faustgrossen Jaspisknollen (0,3 m).
- 19 Gelbbraune Mergel mit kleinen Malmkalk-Geröllen, gegen unten allmähliche Zunahme von grossen, eckigen Kimmeridgien-Blöcken (0,75 m).

Fig.10: Tertiärprofil bei der «Löwenburg»

C. Quartär

Quartärablagerungen weisen im Untersuchungsgebiet eine weiträumige Verbreitung auf; insbesondere die Nordabdachung der Jurafalten, samt dem anschliessenden Vorgelände, sind von mächtigen Schutt- und Lehmmassen bedeckt.

Lössbildungen und Verwitterungslehme

Der oberflächlich entkalkte Löss (= Lösslehm) lässt sich von den anderen Verwitterungslehmen nur schwer unterscheiden. Während der Lösslehm bei den untersuchten Proben durch seinen beträchtlichen Quarzgehalt auffällt, weisen die verschiedenen Verwitterungslehme im allgemeinen einen wesentlich geringeren Anteil an Quarzdetritus auf. Je nach seinem Ursprungsmaterial lässt sich der Verwitterungslehm anhand von typischen Einschlüssen aber als solcher erkennen: verwitterter Hauptrogenstein führt in seinem vorwiegend limonitisch verfärbten Rückstand häufig verkieselte Ooide, Crinoidenstielglieder und Echinidenstacheln, während zersetzte Callovien- oder Oxfordtöne durch das massenhafte Auftreten von Rhaxen, seltener Schwammnadeln und vollständig limonitisierten Fragmenten von kleinen Ammoniten und Gastropoden charakterisiert sind.

Als Hauptverbreitungsgebiet der Verwitterungslehme lassen sich die Muldenzüge (Kiffis, Metzleren) und die Comben anführen; die Höhenlehme auf den breiten Rücken der Blauen- bzw. Blochmontkette zeichnen sich meist durch eine nur geringe Mächtigkeit aus – allerdings genügt sie, um das anstehende Gestein bei fehlenden künstlichen Aufschlüssen weiträumig der Beobachtung zu entziehen.

Längs einer breiten Zone, die sich dem Landskrongewölbe entlang gegen Wolschwiller, Lutter, Raedersdorf ins Gebiet von «Spielberg» erstreckt, interferieren diese Residualprodukte mit den Lösslehmen, welche die ganze Tertiärbucht von Wolschwiller überdecken. Unverwitterter Löss konnte nur an zwei künstlichen Aufschlüssen, bei Rodersdorf und weiter im NW bei «Forstbüel», nachgewiesen werden. Insbesondere die letztgenannte Lokalität (vgl. Fig. 9) zeichnet sich durch ihren Fossilreichtum aus, wobei folgende Gastropoden bestimmt werden konnten:

Galba truncatula (MÜLLER)
Agriolimax agrestis (LINNÉ)
Helicigona arbustorum (LINNÉ)
Clausilia parvula STUDER
Pupilla muscorum (LINNÉ)
Pupilla triplicata (STUDER)
Succinea oblonga DRAPARNAUD

Bergstürze, Gehängeschutt und Sackungen

An mehreren Stellen lassen sich ausgedehnte Bergstürze erkennen, wobei die zwei grössten Schuttgebiete (Burg, Metzleren) bereits seit langem bekannt sind (W. T. KELLER, 1922; D. SCHNEEGANS, 1934). Es handelt sich um folgende Lokalitäten:

- *Nordflanke des Blochmontgewölbes*: Nördlich des steilen Malmschenkels liegen, vom Gebiet südlich «Galgenfeld» bei Lutter ostwärts bis über den Dürrmattengraben hinaus, alte Schuttmassen, die Kom-

ponenten aus dem unteren Rauracien bis ins Oberséquanien enthalten. Morphologisch tritt dieser Bergsturz kaum in Erscheinung, denn von Süden her wird er zum Teil überdeckt von jüngerem Gehängeschutt, während in den flacheren Zonen mächtige Lehm bildungen die ehemals unregelmässige Oberfläche einebneten. Einzig an den Geländekanten längs der tief eingeschnittenen Quertäler ist der Bergsturzcharakter anhand von Blockschutt- und Sackungsmassen erkennbar. An den sanft geneigten Hängen zwischen den Eintalungen hingegen ist er lediglich durch das massenhafte Auftreten von vollständig verkieselten Fossilien des unteren Rauracien im Verwitterungslehm (Maulwurfshaufen!) nachzuweisen; diese Verwitterungsrelikte können unmöglich aus dem Gehängeschutt stammen.

In diesem Zusammenhang ergeben sich gegenüber der geologischen Karte, Blatt Ferrette 1:50 000, zwei wesentliche Abweichungen:

1. Bei den SW von Wolschwiller als anstehendes Oberséquanien bezeichneten Flecken handelt es sich um Sackungsmassen; demzufolge wird die NW-SE verlaufende Störung gegenstandslos.
 2. Der auf Blatt Ferrette östlich des Dürrmattengrabens längs zwei Störungen gegen «Meeressand» anstossende Rauracienkomplex lässt eine wesentlich einleuchtendere Interpretation zu: im Gebiet um Pt. 547 werden die Tertiärbildungen von einem *Deckel* aus vorwiegend Unterrauracien-Blöcken überlagert; diese Schuttmasse steht in engem Zusammenhang mit der unmittelbar südlich gelegenen Überschiebungszone (vgl. S. 94).
- *Burg-Fannwald-Rittimatte*: Der weit ins Vorgelände hinausreichende Bergsturz ist ein Ergebnis der gesteigerten tektonischen Aktivität im Gebiet um Burg. Der überwiegende Teil des Schuttmaterials besteht aus hellen Rauracienkalken; in beträchtlichem Ausmass treten stellenweise auch Chaillen des Oxfordien, Mergelkalke und isolierte Fossilien des unteren Rauracien und ferner Sequankalke auf.
 - *Metzerlen*: Die nördlich der ausgebrochenen Doggerflanke gelegenen Schuttmassen (Fichtenrain-Rütimatt-Grund) enthalten vorwiegend Hauptrogenstein-Material; untergeordnet finden sich noch Callovien- und Oxfordien-Komponenten. Der Hügel südlich Metzerlen (Tellen, Pt. 581) zeichnet sich hingegen durch eine ausgedehnte Mahmschüttung aus (unteres Rauracien bis unteres Séquanien).
 - *Kiffis*: Besonders im Gebiet von Hohhalden macht sich ein Bergsturz durch die Unregelmässigkeit der Geländeoberfläche und durch unzählige aus dem Weidland hervorstechende Malmblöcke (vorwiegend oberes Séquanien) bemerkbar.
 - *Südlich des Fluhberges*: Zwischen «Roti Flue» und «Fluefels» ist der Hang übersät von grobem Rauracienschutt, wobei besonders bei Pt. 650 Blöcke von mehreren Kubikmetern Inhalt von recht massiven Felsausbrüchen zeugen.

Ob die Entstehung der nördlich der Blochmont- und Blauenantiklinale gelegenen Bergstürze mit den letzten Auffaltungen in Zusammenhang gebracht werden darf, oder ob die Felsmassen während der abschliessenden Erosionsphase aus ihrem Schichtverband gerissen wurden, kann nicht entschieden werden. Für ein hohes Alter (? oberstes Pliocaen, Altquartär) sprechen folgende Überlegungen: Die Bergstürze sind durchwegs denjenigen Gebirgstteilen vorgelagert, die durch eine besonders starke Kompressionstektonik gekennzeichnet sind; sie sind demnach nicht auf rein erosive Tätigkeit zurückzuführen. Die Einebnung und Überdeckung durch mächtige Schutt- und Lehmdecken benötigten eine beträchtliche Zeitspanne. Schuttmassen, die als abgeschwemmtes Bergsturzmaterial zu betrachten sind, lassen sich bis weit ins Vorland hinaus nachweisen; sie besitzen ein wesentlich höheres Alter als die Lössbildungen (vgl. S. 48).

Mächtige Gehänge- und Blockschuttmassen sind unterhalb von Steilstufen angereichert; besonders ausgeprägt ist die Schuttbedeckung entlang den Oxfordcomben (vor allem unterhalb der Rauracienflühe), ferner im Gebiet südlich «Uf Ried» und am Fluhberg.

Als Sackungen werden sämtliche dislozierten Gesteinsmassen, die sich noch im Schichtverband befinden, bezeichnet:

- Abgerutschte Komplexe (z. B. Dalle nacrée nördlich Forstberg; Hauptrogenstein bei Pt. 600, «Uf Ried»; Rauracien an der Wegkurve SW «Rittimatte» usw.).

- Grosse zusammenhängende Massen innerhalb der Bergstürze.
- Durch Transversalverschiebung hervorgerufene Schleppung (Rauracienklotz östlich Burg).

Rutschungen

Die ganze Mattenzone von «Uf Ried» ist bedeckt von unregelmässigen Wülsten, deren Bildung auf verrutschten Opalinuston zurückzuführen ist. Die Mergelmassen flossen nordwärts über die Ausbruchsnische des Hauptrogensteins hinweg und erstrecken sich – beladen mit Schutt – bis ins Gebiet des Fichtenrains.

Als grösstes Rutschgebiet ist der Hang westlich und nördlich Burg zu nennen: durch die tektonische Verstellung des Rauracienriegels im Gebiet von Pt. 576 wurde beträchtlichen Mergelmassen (Renggeriton, Terrain à chailles) der Weg freigegeben, den gegen NE sanft geneigten Hang zu überfluten. Schürfungen in der Nähe von Grenzstein 8 liessen mehrere Meter dieser grauen Mergel erkennen, und auch bei Bad Burg konnte das Oxfordien anlässlich von Aushubarbeiten nachgewiesen werden. Der Hang von «Bergmatten» südlich Burg ist ebenfalls von ausgeprägten Rutschwülsten durchsetzt.

Weitere Rutschungen – allerdings von geringerem Ausmass – finden sich in den Oxfordien-Gebieten der «Rittmatte» und der «Bergmatte» (SE und S von Wolschwiller), ferner östlich des Fluhberges.

Verschwemmter Schutt

Die auf der geologischen Karte 1:50000, Blatt Ferrette, als «Terrasses quaternaires d'âge indéterminé» bezeichneten Ablagerungen können im Bereich des Untersuchungsgebietes in zwei verschiedenartige und verschiedenartige Bildungen unterteilt werden.

Den Bergsturzgebieten nördlich vorgelagert finden sich auf den Äckern von mehreren Hügelkuppen reichliche Ansammlungen von eckigem Malmschutt, der in seiner Zusammensetzung (vorwiegend Rauracien und Unterséquanien, untergeordnet Oxfordien und Oberséquanien) den Komponenten der Bergsturzmassen entspricht. Es handelt sich bei diesen Bildungen zweifellos um Erosionsrelikte einer ursprünglich weit verbreiteten Schuttdecke, die als abgeschwemmtes Bergsturzmaterial (evtl. Solifluktion) gedeutet werden darf. Die Auflagerungsfläche weist – entsprechend der unterschiedlichen Höhenlage – ein schwach nördlich gerichtetes Gefälle auf.

Längs einer schmalen Zone erstrecken sich von Wolschwiller gegen NNW, Richtung Oltingue, andersgeartete Schuttmassen. Obwohl von ähnlicher Zusammensetzung, unterscheiden sie sich in folgenden Merkmalen:

- die Komponenten sind z. T. gerundet (vor allem die grösseren),
- die Schuttmassen liegen auf einem tieferen Niveau,
- ihre Verbreitung beschränkt sich auf einen schmalen Streifen.

Diese Ablagerungen weisen eindeutig auf einen fluviatilen Transport hin. Während der Schutt nördlich Wolschwiller nur unmerklich über der heutigen Talsohle liegt und die Auflagerungsfläche morphologisch kaum in Erscheinung tritt, beträgt die Höhendifferenz bei Oltingue bereits einige Meter. Diese Schuttmasse, die als Terrasse bezeichnet werden kann, ist im Südteil von Oltingue mit einer Mächtigkeit von über 2 m abgeschlossen; sie wird von Lössbildungen überlagert. Nach einer Mitteilung eines Anwohners soll unter dem Schutt «Blauer Letten» anstehen. In diesem Zusammenhang sei die Vermutung ausgesprochen, dass sich zu jener Zeit das Entwässerungssystem der Gegend um Wolschwiller wenig südlich von Oltingue mit dem der heutigen Ill vereinigte. Die Rinne des Pfaffenbachs scheint eine jüngere Bildung zu sein.

Zusammenfassend möchte ich folgenden Entstehungsablauf annehmen (vgl. Fig. 11): Nach dem Niedergang der gewaltigen Bergsturzmassen wurde das feinere Material während Hochwasserperioden weiträumig über das Vorgelände verschwemmt oder durch Solifluktion verlagert (a). Durch die anhaltende erosive Tätigkeit verstärkte sich das Relief; grosse Teile der ursprünglich zusammenhängenden Schuttdecke fielen der

Abtragung zum Opfer und gelangten als Bachschutt erneut zur Ablagerung (b). In einer späteren Phase hüllten die äolischen Bildungen des Löss das ganze Hügelland ein (c). Durch die fortschreitende Erosion wurden die Schuttmassen weiterhin entfernt, und der sie überlagernde Löss in die Mulden abgeschwemmt (d). Es blieben somit nur noch vereinzelt Schuttrelikte auf den Hügelkuppen erhalten.

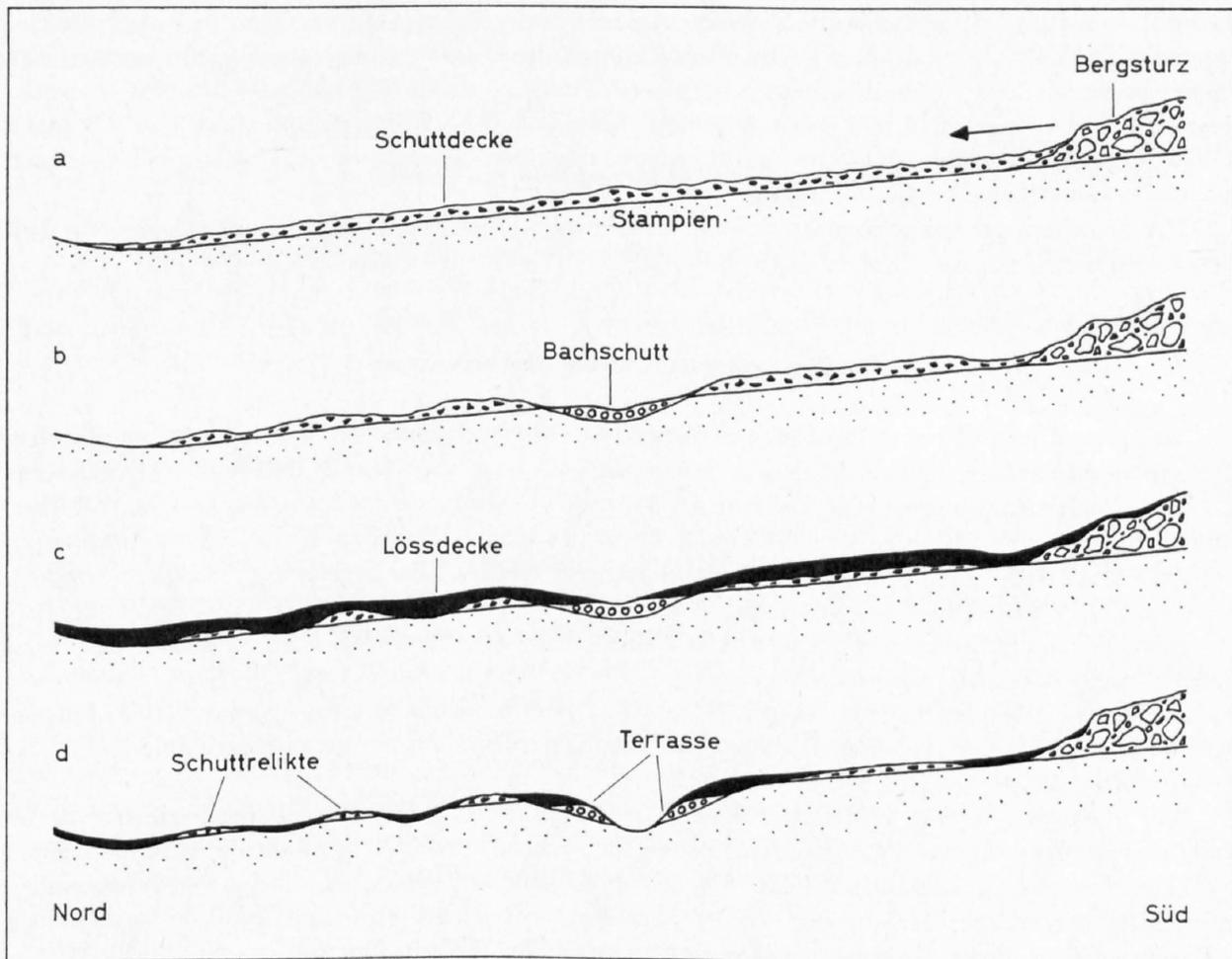


Fig. 11: Schematische Darstellung der Entstehung der Schuttrelikte auf den Hügelkuppen der Tertiärbucht

Diese Deutung gibt einerseits Aufschluss über die Ablagerungsabfolge der betreffenden Quartärbildungen, andererseits lässt sie auf ein hohes Alter der Bergstürze schliessen.

Alluvialböden

Getrennt durch die nördlich Wolschwiller gelegenen Hügelzüge breiten sich zwei Alluvialebenen aus. Während die Talsohle des Birsig auf eine relativ schmale Zone beschränkt bleibt, nehmen die Alluvialböden im Westen – durch den Zusammenfluss mehrerer Bäche und durch den Parallelverlauf von Ill und Pfaffenbach hervorgerufen – einen breiten Raum ein. Die Ebenen sind aufgefüllt von verschwemmten Lehmen, die reichlich Mahmschutt, Schotter und vereinzelt auch Sandlagen enthalten.

Insbesondere die Alluvialgebiete der Ill und des Pfaffenbachs werden mancherorts durch Drainage-Grabensysteme trockengehalten. Die Anlage des ehemaligen Römerweges von Raedersdorf über den «Spielberg» nach Oltingue lässt vermuten, dass das Gebiet zwischen Raedersdorf und Moulin de Huttinge, ferner die Ebene zwischen Oltingue und St. Martin durch seichte Gewässer oder ausgedehnte Sümpfe in früheren Zeiten unpassierbar waren.

Kalktuff

Mancherorts sind die Betten von kleinen Wasserläufen auf längere Strecken überkleistert von Kalktuff-Krusten; auch an Quellaustritten lassen sich vereinzelt kalkige Sinterüberzüge beobachten.

Das grösste Vorkommen befindet sich ca. 800 m SE von Kiffis. Tuffbildungen von mehreren Metern Mächtigkeit bedecken die Talsohle des Bächleins, das bei «Neuhus» (Blatt Delémont) in die Lützel mündet. Besonders die Steilstufe unmittelbar an der «Route Internationale» zeichnet sich durch eine besonders dicke Überkrustung aus; das Tuffmaterial wurde in früheren Zeiten an dieser Stelle ausgebeutet. Zwei Arbeiten befassen sich mit der reichhaltigen Fauna und Flora dieser Lokalität: P. FLICHE u. a. (1894) und A. TOBLER (1897b). Letzterer betrachtet die Tuffe als postglazial; ausser den organogenen Einschlüssen sollen sie auch vereinzelt steinzeitliche Artefakte enthalten.

Weitere, allerdings nur geringmächtige Sinterbildungen finden sich häufig längs der kleinen aus dem Bergsturzgebiet heraustretenden Bachläufe zwischen Wolschwiller und Biederthal.

Quellen und unterirdische Entwässerung

Die unterirdisch auf den undurchlässigen Mergelhorizonten zirkulierenden Wässer treten oberflächlich als *Schichtquellen* zutage. Als Beispiele lassen sich anführen: Wasseraustritt im Graben südlich «Felsplatten» (Blagdeni-Mergel/Hauptrogenstein), Quellen im Abywald (Oxfordien/Rauracien), im kleinen Wäldchen südlich «Rebgasse» bei Oltingue (Mergel des unteren Séquanien, unmittelbar unter der Hauptmumienbank), im Tälchen SE Kiffis (Humeralismergel/oberes Séquanien) und im Tertiärgebiet zum Beispiel am Börsegraben und bei «Mösli» (Septarienton/sandige Molasse).

Besonders in den Bergsturzgebieten von «Uf Ried» und Burg-Fannwald, aber auch am Oberlauf des Willmattengrabens und im Gebiet der Bergmatte südlich Wolschwiller sind *Schuttquellen* häufig. Das Wasser zirkuliert entweder auf den undurchlässigen Schichten, die die Schuttmasse unterlagern (randliche Wasseraustritte), oder aber auf abgerutschten Opalinus- bzw. Oxfordienmergeln, die im Schutt eingelagert sind (Quellen innerhalb der Bergsturzgebiete).

Eine grosse Verbreitung besitzen die *Stauquellen*. Längs der Callovien-Oxfordiencomben tritt das im Hauptrogenstein versickerte und aufgestaute Wasser als Überlauf zutage. Ebenfalls in diese Gruppe gehören die Quellen, welche die Kontaktfläche zwischen den abtauchenden Malmkalken und den sie überlagernden, undurchlässigen tertiären Mergeln oder Verwitterungslehmen als Ausfluss benützen. Es sind hier zu nennen die Quellen bei St. Martin, die gefassten Wasseraufstösse südlich Wolschwiller usw.

Als *Karstquellen* können die zwei reichlichen Wasseraustritte bei «Ried» WSW Metzerlen angesprochen werden; sie entwässern das gesamte Gebiet der Metzerler Mulde. Auch die als «Mariabrunn» bezeichnete Quelle bei Raedersdorf ist ein typisches Beispiel: aus den Obersequankalken sprudelt ein munteres Bächlein, dessen Wasserführung auf ein beträchtliches Einzugsgebiet schliessen lässt.

Von geringer Bedeutung sind zahlreiche Oberflächenquellen, die nur nach Regenperioden Wasser liefern; sie konzentrieren sich vor allem auf die Gebiete, deren Untergrund von Septarienton gebildet wird.

Eine grosse Verbreitung weisen *unterirdische* Entwässerungssysteme auf. Ein eindruckliches Beispiel bietet die Mulde von Metzerlen–Mariastein¹⁾. Im Februar 1961 stürzte im Gebiet von «Boden» bei Mariastein die über einem Karsttrichter gelegene Lehmdecke ein; das Loch, das an der Oberfläche einen Durchmesser von 2 m aufwies, liess einen unregelmässig gebauten, ca. 15 m tiefen Erosionskrater erkennen. Analoge Einbrüche sollen früher auch im Gebiet von Metzerlen schon mehrmals vorgekommen sein. Die Rauracienplatte der flachen Mulde wird offensichtlich durchsetzt von einem verästelten System von Versickerungstrichtern und kommunizierenden Querverbindungen, das nicht nur die Entwässerung der Mulde besorgt, sondern noch zusätzlich die von Süden einmündenden Bachläufe aufnimmt. Ob die gesamte Wassermenge des Gebietes um Metzerlen bei «Ried» zutage tritt, oder ob ein Teil unterirdisch mit dem Grundwasser von Biederthal in Verbindung steht, kann nicht entschieden werden.

¹⁾ Über die hydrologischen Verhältnisse der östlich anschliessenden Mulde von Mariastein–Hofstetten gibt die Darstellung von P. BITTERLI (1945, Tafel III) Aufschluss.

Vor allem die Bachläufe, die das Blochmont-Gewölbe durchqueren, zeichnen sich durch ihre unterirdische Wasserführung aus. Die meisten entspringen in der südlichen Callovien-Oxfordiencombe und versickern anschliessend im Hauptrogenstein. In der nördlichen Combe treten sie als Stauquelle wieder hervor oder aber durchfliessen auch den Malm und entspringen als Karstquelle am Rande der Ebene (z. B. Mariabrunn bei Raedersdorf).

Weitere Trockentäler befinden sich am Ostende der Bürgerwaldkette (WSW von Oltingue, NW von Raedersdorf) und auf der Blauen-Südseite (Redel-Ob. Schachleten).

Künstliche Veränderungen der Landschaft

In diesem Kapitel sollen einige Beobachtungen oder Hinweise aus der Literatur kurz erläutert werden, die mit der morphologischen Umgestaltung der Landschaft im Zusammenhang stehen oder die ältere menschliche Kulturen betreffen. Ausgeschlossen bleiben Veränderungen, die durch die neuzeitliche Bautätigkeit hervorgerufen wurden.

Künstliche Aufschüttungen

Während die in Ackergebieten und längs Waldrändern in grosser Zahl zusammengetragenen Lesesteinhaufen und die Abraumbalden von Gruben und Steinbrüchen von geringem Interesse sind, müssen einige Deponien erwähnt werden, deren Material zugeführt wurde. Am nördlichen Rand des Fannwaldes, unmittelbar an der Strasse von Biederthal nach Wolschwiller, liegen grosse Mengen von Septarienton, dessen Herkunft nicht ermittelt werden konnte. Dasselbe gilt für die grauen, sandigen Mergel (? oberer Septarienton), die am Waldrand östlich Rodersdorf deponiert wurden. Ein Teil der Humeralismergel, die anlässlich der Strassenkorrektur bei Moulin de Huttinge abgeführt werden mussten, liegt nun grossflächig verteilt ca. 200 m SE der ehemaligen Baustelle, südlich der Ill. Vereinzelte Schotter bedecken den flachen Hang zwischen St. Martin und Moulin de Huttinge; insbesondere im SE, in der Nähe eines Bunkers, treten sie in grosser Zahl und an einer Stelle sogar als Deponie auf; vermutlich steht diese Geröllansammlung mit dem Bau militärischer Objekte im Zusammenhang. Als letztes Vorkommen seien die Mergel und Chaillen des oberen Oxfordien erwähnt, die entlang dem Weg auf dem Schlossfels von Burg (ca. 600 m östlich Pt. 576) in grossen Mengen auftreten.

Weitere Aufschüttungen liegen in Form von Erddämmen vor, mit deren Hilfe in früherer Zeit Weiher von zum Teil beträchtlicher Ausdehnung aufgestaut wurden: NW und SE von «Weiher» bei Biederthal, ferner SW von Wolschwiller und in der Oxfordcombe SW von Burg.

Überreste früherer Kulturen

Zahlreich sind die Spuren, die von den ursprünglichen und später eingewanderten Bewohnern im Gebiet zwischen dem Blauen und dem Pfirter Jura hinterlassen wurden. Während einige landschaftliche Veränderungen noch heute deutlich erkennbar sind und somit ein geologisches Interesse beanspruchen, lässt sich der Grossteil an archäologischen Stationen nur dank der reichhaltigen Literatur ermitteln. Dieses Kapitel erhebt nicht Anspruch auf Vollständigkeit; es soll in knapper Form über einzelne Fundstellen orientieren¹⁾.

Oltingue. Die ganze Hügelkuppe oberhalb Oltingue westwärts bis Pt. 501 ist überdeckt von einem ausgedehnten System von Steinwällen; die auffallendsten sind auf der geologischen Karte vermerkt. Ferner finden sich im Gebiet von Pt. 501 bis östlich Pt. 524 elf Hüttenplätze und sieben mächtige Steinhaufen (Po-

¹⁾ Folgende Arbeiten wurden konsultiert: A. QUIQUEREZ (1866), Carte archéologique du Canton de Berne (1876), H. ABY (1912) und K. S. GUTMANN (1913).

dien). K. S. GUTMANN (1913), der den ganzen Hügelzug untersucht und detailliert aufgenommen hat, betrachtet die gesamte Anlage als neolithische Fluchtsiedlung. Nach neueren Deutungen soll es sich bei diesen Schutthäufungen aber um wesentlich jüngere Bildungen handeln (mittelalterlich?). Frau Prof. E. Schmid, mit welcher ich die Gelegenheit hatte, eine Exkursion in dieses Gebiet durchzuführen, zweifelt nicht daran, dass es sich bei den Steinwällen um eine Wehranlage handelt. Die ungewöhnliche Wallanordnung lässt jedoch keine Schlüsse auf das Alter zu.

Trotzdem muss dieser Hügel bereits während des Neolithikums eine gewisse Rolle gespielt haben: über 1000 Abschläge und gegen 100 Artefakte (Pfeilspitzen, Klingen, Schaber usw.) zeugen von einer intensiven menschlichen Tätigkeit¹⁾. Als Rohmaterial wurden vorwiegend Silices des oberen Rauracien verwendet; vereinzelt treten diese Kieselknollen bei Pt. 501 «Hinter dem Berg» auf, während sie weiter westlich (gegen Ferrette) an Häufigkeit zunehmen. Weitere Funde von Steingeräten werden aus dem nahegelegenen «Fuchsacker» (südlich Pt. 524) angegeben.

St. Martin–Spielberg. Der ganze Hang von Moulin de Huttinge–Spielberg enthält ein grossangelegtes System von künstlichen Terrassen. Ähnliche, jedoch morphologisch weniger stark hervortretende Geländestufen lassen sich ca. 500 m westlich Moulin de Huttinge und am Abhang zwischen Wolschwiller und «Lehli» nachweisen. Eine weitere, vermutlich ebenfalls künstliche Anlage im Gebiet von «Spielberg» (unmittelbar südlich des kleinen, isolierten Wäldchens) liegt in Form einer breiten, völlig überwachsenen Mulde vor, die gegen SW durch einen Steilhang mit horizontaler Oberkante abgeschlossen wird. Über diese Bildung konnten in der Literatur keinerlei Angaben gefunden werden. Nach Frau Prof. E. Schmid dürfte es sich um eine alte (? mittelalterliche) Mergelgrube von ausserordentlicher Grösse handeln.

Die Stelle, auf der heute die kleine Kapelle St. Martin steht, war bereits seit frühester Zeit besiedelt, worauf vereinzelte Funde von Steinwerkzeugen und reichlich auftretende Reste von römischen Ziegeln und Tonwaren in der näheren Umgebung hinweisen. Auch die Kapelle bei der Quelle «Mariabrunn» bei Raedersdorf steht vermutlich auf prähistorischer Stätte (altes Quellheiligtum?).

Liebenswiller. Ausser jungsteinzeitlichen Grabstätten im Dorf Liebenswiller sollen mehrere Geländeterrassen auf der Westseite des «Landenbielhölzle» nach H. ABY (1912) auf prähistorische Siedlungen hinweisen.

Burg. Der schmale Felskamm, auf dem das heutige Schloss Burg steht, besass – dank seiner strategisch günstigen Lage – bereits in prähistorischer Zeit einige Bedeutung (Funde von steinzeitlichen Werkzeugen und einer bronzenen Sichel). Während der Römerzeit wurden Warten errichtet, um den damals wichtigen Verkehrsweg über den Remel ins Lützeltal unter Kontrolle zu haben. Reichliche Funde von römischen Münzen und eine Inschrift in der Klus lassen die Anwesenheit eines römischen Lagers (vermutlich am Fusse der Felsen) in der zweiten Hälfte des 3. Jahrhunderts als wahrscheinlich erachten.

Den Höhepunkt erreichte die Überbauung des Schlossfelsens im Mittelalter. Der ca. 550 m lange Felskamm wird durch mehrere künstliche Quergräben in einzelne Felsbastionen aufgeteilt; zwischen der Klus und Pt. 576 wurden zwischen dem 10. und 14. Jahrhundert auf den verschiedenen Plattformen sieben Burgen errichtet. Seit dem Erdbeben von 1356 steht auf dem Schlossfels nur noch eine Burg. Von den andern Befestigungsanlagen sind lediglich spärliche Fundamente, Mauern und in den Fels eingehauene Treppen sichtbar.

In diesem Zusammenhang soll noch auf die bewaldete Geländerippe von «Räbholz» (NW von Pt. 576) aufmerksam gemacht werden. Grosse Steinblöcke, deutliche Gräben und Einmuldungen dürften ebenfalls auf eine alte, befestigte Niederlassung zurückzuführen sein.

Remel (früher Rämél). Dieser kleine Pass war als keltisch-römischer Verkehrsweg von einer gewissen Wichtigkeit. Im Gebiet des Remelturms sollen noch Reste von keltischen Befestigungsanlagen – ähnlich

¹⁾ Noch heute lassen sich vereinzelt Abschläge von Silices und Stückchen von gebranntem Lehm in der Nähe der Hüttenstellen auffinden.

wie das Refugium auf dem «Hofstetter Chöpfli» – nachweisbar sein. Zahlreiche Funde von römischen Gegenständen (Scherben, Ringe und Münzen) deuten auf eine rege Benützung des Passes im späten Altertum. Vereinzelt lassen sich im Gebiet des Remels bis auf die «Challmatten» Eisenschlacken, wie sie von der «Ob. Chlus» bei Aesch bekannt sind (P. BITTERLI, 1945), auffinden.

Römerstrassen. Zwei alte Verkehrswege führen durch das Untersuchungsgebiet; ihr Verlauf ist durch Funde von vorwiegend römischen Münzen belegt.

- Von Basel über Therwil nach Leymen, der Landskronkette entlang nach Rodersdorf–Burg. Von hier entweder über den «Challpass» (Reste eines römischen Lagers) nach Röschenz (ebenfalls römische Fundstelle) oder über den Remelpass nach Kleinlützel.
- Von Basel längs dem Hügelzug nördlich Hagenthal (auf der Karte als «Ancienne Voie Romaine» bezeichnet) nach Bettlach–Oltingue, über den Spielberg nach Raedersdorf. Von hier entweder dem Illtal entlang gegen Westen oder über den Blochmontpass (westlich des Passes befinden sich befestigte Anlagen bereits aus prähistorischer Zeit) ins Lützeltal.

MIKROPALÄONTOLOGIE

Bedingt durch die im allgemeinen recht dürftigen Aufschlussverhältnisse in den Mergelzonen war es ratsam, zur stratigraphischen Identifizierung von kleinen, unzusammenhängenden Mergelvorkommen die Mikrofaunen zu berücksichtigen.

Wie bereits W. MOHLER (1938) nachweisen konnte, lassen sich Callovien- und Oxfordienmergel faunistisch eindeutig unterscheiden. Allerdings haben die eigenen Untersuchungen gezeigt, dass beide Horizonte eine wesentlich reichere Fauna enthalten. Auch für die Humeralmergel lassen sich einige Ergänzungen anfügen.

Eine Kartierung des marin-brackischen Oligocaens ist ohne Berücksichtigung der Mikrofaunen kaum denkbar. Leider stehen für das Gebiet des rheintalischen Jura und des südlichen Grabenrandes noch keine entsprechenden Daten zur Verfügung, so dass ganz auf deutsche und elsässische Bearbeitungen abgestellt werden muss. Dies ist in Anbetracht der Faziesabhängigkeit der Fossilien recht ungünstig, hat doch im Verlaufe des Chattien von Süden gegen Norden eine Aussüßung des Meeres stattgefunden.

Bei den folgenden Angaben handelt es sich nicht um eine mikropaläontologische Abhandlung – dies hätte den Rahmen des gestellten Themas bei weitem gesprengt. Die Faunenlisten sollen teils als Ergänzung zu den Ausführungen von W. MOHLER (1938) dienen, teils eine bestehende Lücke behelfsmässig ausfüllen.

Die Mikrofauna des Callovientones

Verteilt über das ganze Gebiet des untersuchten Jura wurden zur Zusammenstellung der Faunenliste 5 Proben ausgewählt. Damit sich ein Bild ergibt, ob eine Form als Durchläufer auftritt oder aber an ein bestimmtes Niveau gebunden ist, sind jeweils die Lokalitäten als Ziffern beigefügt¹⁾.

¹⁾ Be = SW Bergmatte bei Wolschwiller (597050/255000)
Bl = ESE Blochmont (593740/255230)
Ch = «Cholacker» bei Burg (599420/255850)
Re = Remel (597700/253950)
Wi = «Wizlesten» südlich Challpass (601350/255050)
hh = sehr häufig, h = häufig, s = selten, ss = sehr selten, einzeln.

Foraminiferen:

Protonina compressa PAALZOW (Re = h, Be = s).

Reophax sp. (Re = ss).

Ammodiscus sp. sp. (Be = hh; Re und Wi = h; Bl und Ch = s).

Haplophragmoides sp. (Be, Re und Wi = h; Bl = ss).

Ammobaculites sp. sp. (Be und Re = h; Wi = s).

Textularia sp. sp. (Be = h; Re und Wi = s), darunter:

Textularia jurassica GÜMBEL (Be = s).

Tritaxis conica (PARKER & JONES). Nach R. W. BARKER (1960) nicht *Valvulina*, da kein Mündungszahn vorhanden. E. & I. SEIBOLD (1960) schlagen einen neuen Artnamen vor (*Valvulina lobata*), da *Tritaxis conica* eine recente Art ist; die lappige Gestalt ihres ausgewählten Holotyps stimmt aber nicht mit der regelmässigen Kegelform unserer Individuen überein (Be, Bl und Re = h; Ch und Wi = s).

Milioliden (Re = hh, Be = s, Bl = ss), darunter:

Ophthalmidium cf. *milioliniformis* (PAALZOW). Bestimmung nach E. & I. SEIBOLD (1960) (Re = h).

Spirophthalmidium sp. (Re = s).

Nubeculinella (?) sp. (Be = h).

Lenticulina (*Lenticulina*) *muensteri* (ROEMER) (Be und Wi = h; Bl, Ch und Re = s).

Lenticulina (*Lenticulina*) *subalata* (REUSS) (Re = h, Wi und Be = s).

Lenticulina (*Lenticulina*) cf. *cultrata* (MONTFORT) (Bl = ss).

Lenticulina (*Lenticulina*) *quenstedti* (GÜMBEL) (Ch und Re = ss).

Lenticulina (*Astacolus*) sp. sp., darunter:

Lenticulina (*Astacolus*) *prima* (D'ORBIGNY) (Ch = h; Be = s; Bl, Re und Wi = ss).

Lenticulina (*Planularia*) sp. sp., darunter:

Lenticulina (*Planularia*) *tricarinnella* (REUSS) (Bl = s, Be und Wi = ss).

Lenticulina (*Planularia*) *cordiformis* (TERQUEM). Bestimmung nach G. F. LUTZE (1960) (Be und Ch = s).

Lenticulina (*Planularia*) cf. *crepidula* (FICHEL & MOLL) (Bl = s, Ch = ss).

Lenticulina (*Planularia*) cf. *pauperata* (JONES & PARKER). Bestimmt nach E. & I. SEIBOLD (1953) (Re = s, Bl = ss).

Lenticulina (*Saracenaria*) *cornucopiae* (SCHWAGER). Länge zum Teil bis über 1 mm (Be und Wi = s; Bl = ss).

Lenticulina (*Saracenaria*) sp. Stark gekielte, breite Form mit ausgeprägten Rippen (Be = ss).

Lenticulina (*Vaginulinopsis*) sp. (Ch und Re = ss).

Marginulina glabra D'ORBIGNY. Bestimmt nach K. FRENTZEN (1941) (Be, Ch und Re = ss).

Citharina sp. (Be und Ch = ss).

Falsopalmula deslongchampsii (TERQUEM) (Be, Ch, Re und Wi = s).

Frondicularia nikitini UHLIG (Ch = ss).

Frondicularia tenerrima KÜBLER & ZWINGLI (Re = s; Be, Bl und Ch = ss).

Lingulina cf. *elisa* SCHWAGER (Re = s, Be und Bl = ss).

Dentalina sp. sp. (Be = h; Ch, Re und Wi = s; Bl = ss).

Nodosaria sp. sp. (Be und Re = h; Bl, Ch und Wi = s).

Lagena sp. sp. (Re = s, Be = ss).

Tristix acutangula (REUSS) (Be und Re = s; Bl und Wi = ss). Bei Wi eine einzelne grosse Form mit kleinem Proloculum und starken Flügelsäumen (?) *Trifarina* sp.

Eoguttulina cf. *liassica* (STRICKLAND) (Be, Ch und Re = s).

Spirillina sp. sp. (überall s bis ss).

Paalzowella feifeli feifeli (PAALZOW). Die sehr flachen Formen lassen bei durchfallendem Licht im letzten Umgang etwas mehr als zwei Kammern erkennen. Bestimmt nach E. & I. SEIBOLD (1960) (Be = s; Ch, Re und Wi = ss).

Epistomina mosquensis UHLIG. Diese Art wird von verschiedenen Autoren zur Gattung *Brotzenia* gerechnet (Be = s).

Ostracoden (Bestimmungen H. J. Oertli, Pau):

Ostracoden im allgemeinen (Be, Re und Wi = *hh*; Bl und Ch = *h*), darunter:

Polycope sp. (Be und Wi).

Cytherella sp. (Be und Re).

Cytherelloidea sp. 528 BUCK (Be, Bl, Re und Wi).

Paracypris sp. (Re).

Monoceratina vulsa (JONES & SHERBORN) (Be, Re und Wi).

Monoceratina sp. (Wi).

Cytherura (?) sp. (Re).

Lophocythere cruciata cruciata TRIEBEL (Be).

Procytheridea (?) sp. (Be, Re und Wi).

Progonocythere (?) n. sp. (Re).

Weitere noch nicht beschriebene und unbestimmbare Formen.

Nannofossilien:

Coccolithophoriden: um 5 μ lange, ovale Körperchen.

Stephanolithion (?) sp.: abgerundete, sechskantige Körperchen mit 6–9 radial angeordneten Fortsätzen (Länge 6–9 μ). Ähnliche Syracosphaeriden aus dem Oxfordien beschreibt G. Deflandre in J. PIVETEAU (1952).

Echinodermen:

Wirbel von Ophiuren (Re = *h*, Be = *s*).

Skeletteile von Holothurien (Be = *ss*).

Ein Vergleich der Resultate von W. MOHLER (1938) mit obiger Faunenliste lässt wesentliche Abweichungen erkennen. Ausser einigen, in seiner Arbeit nicht erwähnten Formen treten im Callovionton auch Eoguttulinen, Milioliden und vereinzelt Epistominen auf, die nach W. MOHLER (S. 45) auf das Oxfordien beschränkt sein sollten. Auffallend ist ferner das reichliche Vorkommen an Valvuliniden und relativ grosswüchsigen Lituoliden. Die von ihm zu *Patellina* gestellte Form gehört zweifellos in die Gattung *Paalzowella*.

Die Mikrofauna des Renggeritones

Von den nur spärlich aufgeschlossenen Renggeritonen wurde anhand von 5 Proben die nachfolgende Faunenliste zusammengestellt, wobei zur Beurteilung der Verbreitung wiederum die entsprechenden Lokalitäten angeführt werden¹⁾.

Foraminiferen:

Protonina cf. *diffflugiformis* (BRADY) (Ei = *h*).

Reophax sp. sp. (Be und Ei = *hh*; Re = *s*; Am = *ss*), darunter:

Reophax sterkii HAEUSLER (Be = *s*).

Reophax cf. *metensis* FRANKE. Sehr flache Form (Be = *s*).

Ammodiscus sp. sp. (Be und Ei = *h*, Am und Re = *s*, Wi = *ss*).

¹⁾ Am = «Ob. Ammegersten» (600750/254780)

Be = Bergmatte bei Wolschwiller (597200/255380)

Ei = NE von Eichwald (SW Wolschwiller) (596220/255530)

Re = Remel (597650/254000)

Wi = «Wizlesten» südlich Challpass (601140/254900)

Glomospira variabilis (KÜBLER & ZWINGLI). Bestimmt nach E. & I. SEIBOLD (1960) (Be = ss).

Ammobaculites sp. sp. (Be und Ei = hh, Wi = h, Am und Re = ss).

Textularia jurassica GÜMBEL. G.F. LUTZE (1960) betrachtet diese Form als identisch mit *Textularia foeda* REUSS, welche nach J. A. CUSHMAN (1937) jedoch zur Gattung *Gaudryina* gehört (Be und Ei = hh, Am und Wi = h).

Bigenerina (?) sp. Schlecht erhalten (Ei = ss).

Trochammia sp. sp. (Am und Ei = h, Be und Re = s, Wi = ss), darunter:

Trochammia cf. *inflata* (MONTAGU). Bestimmt nach G.F. LUTZE (1960) (Am und Ei = s, Re = ss).

Trochammia depressa LOZO. Sehr flache Form; bestimmt nach E. & I. SEIBOLD (1960) (Be und Ei = s, Am und Re = ss).

Gaudryina sp. Sehr häufig auftretende, kieselige Foraminifere, die in der einschlägigen Literatur überraschenderweise nirgends erwähnt wird. Es handelt sich um eine langgestreckte, etwas komprimierte triseriale Form, bei welcher zwei Kammerreihen nahezu in einer Ebene liegen (textulariaartig), während die dritte raupenartig, verbogen auf den beiden anderen Reihen liegt. Erst die letzten Kammern zeigen eine Tendenz zur Biserialität, wobei das biserialle Stadium bei vereinzelt Individuen maximal $\frac{1}{3}$ der Gehäuselänge erreichen kann. Länge: 0,4–0,7 mm (Ei = hh, Re = h, Be und Wi = s, Am = ss).

Valvulina sp. Sehr flache Form, die eine gewisse Ähnlichkeit mit *Valvulina* (?) *fusca* (WILLIAMSON) in G.F. LUTZE (1960) aufweist (Be und Re = s).

Tritaxis conica (PARKER & JONES). Vgl. Ausführungen auf S. 54 (Be und Ei = ss).

Milioliden (Am und Be = hh, Re = h, Ei und Wi = ss), darunter:

Spirophthalmidium sp. (Am, Be und Re = h; Ei = ss).

Ophthalmidium cf. *milioliniformis* (PAALZOW) (Be, Re und Wi = ss).

Nodobacularia bulbifera PAALZOW (Be = hh, Re = h, Am und Wi = s).

Nubeculinella (?) sp. (Be = h).

Lenticulina (*Lenticulina*) *muensteri* (ROEMER). Die zum Teil recht grossen Exemplare erreichen einen Durchmesser bis 1 mm (Am und Be = hh, Re und Wi = h, Ei = s).

Lenticulina (*Lenticulina*) *quenstedti* (GÜMBEL). Durchmesser maximal bis 1 mm. Die jüngsten Kammern von vereinzelt Exemplaren lösen sich von der Spira, so dass eine typische *Saracenaria* mit stark verbreiteter Bauchseite resultiert. Diese Erscheinung wird auch von M. T. BASTIEN & J. SIGAL (1962) erwähnt (Am, Be und Wi = hh; Ei = h; Re = s).

Lenticulina (*Astacolus*) *prima* (D'ORBIGNY) (Re und Wi = ss).

Lenticulina (*Astacolus*) cf. *prima* (D'ORBIGNY). Lange, gestreckte Formen (Be = s).

Lenticulina (*Planularia*) *tricarinnella* (REUSS) (Ei = hh, Be und Wi = h).

Lenticulina (*Planularia*) cf. *lanceolata* (SCHWAGER) (Be = h; Am, Ei und Wi = s).

Lenticulina (*Planularia*) *crepidula* (FICHTEL & MOLL) (Am, Be und Ei = ss).

Lenticulina (*Planularia*) *cordiformis* (TERQUEM) (Re = ss).

Lenticulina (*Saracenaria*) *cornucopiae* (SCHWAGER) (Am, Ei und Re = s; Wi = ss).

Lenticulina (*Vaginulinopsis*) sp. (Be, Ei und Wi = s).

Marginulina glabra D'ORBIGNY (Be = h, Ei und Wi = s, Re = ss).

Marginulina sp. (Ei, Re und Wi = ss).

Falsopalmula deslongchampsii (TERQUEM) (Be = s).

Frondicularia nikitini UHLIG (Be = h, Ei und Wi = s).

Frondicularia tenerrima KÜBLER & ZWINGLI. Bestimmt nach A. FRANKE (1936) (Ei = s).

Frondicularia cf. *supracalloviensis* WISNIOWSKI. Bestimmt nach G.F. LUTZE (1960) (Be = ss).

Frondicularia sp. (Be = ss).

Lingulina sp. (Ei und Wi = ss).

Rectoglandulina humilis (ROEMER) (Am, Be und Ei = ss).

Dentalina sp. sp. (Be und Ei = hh, Am = h, Re und Wi = s).

Nodosaria sp. sp. (Be und Ei = h, Am = s, Re und Wi = ss).

Lagena sp. sp. (Re = h, Be und Ei = s), darunter:

Lagena hispida REUSS (Be, Ei und Wi = ss).

Eoguttulina cf. *liassica* (STRICKLAND) (Be = h, Ei = s).

Spirillina sp. sp. (Ei und Re = ss).

Epistomina mosquensis UHLIG. Diese Art wird von verschiedenen Autoren zur Gattung *Brotzenia* gestellt (Be und Re = hh, Am und Wi = h, Ei = s).

Epistomina parastelligera (HOFKER). Zu dieser Art gehören wohl die meisten der unter *Epistomina caracolla* (ROEMER) aus dem Jura beschriebenen Formen; nach J. HOFKER (1954) ist das Vorkommen von *Epistomina caracolla* auf die Unterkreide beschränkt (Am, Be und Re = hh; Ei und Wi = h).

Auch diese Art wird in der neueren Literatur zum Teil zu *Brotzenia* gestellt. Da aber die Diskussion über die Gattungsmerkmale innerhalb der Epistominiden-Gruppe noch in vollem Gange ist (vgl. G. F. LUTZE, 1960; W. G. CORDEY, 1963), wurde die herkömmliche Bezeichnung *Epistomina* bevorzugt.

«*Globigerina*» cf. *helveto-jurassica* HAEUSLER. Bestimmt nach E. & I. SEIBOLD (1960). Ähnliche Globigeriniden beschrieben in jüngster Zeit V. G. MOROZOVA & T. A. MOSKALENKO (1961) unter den Subspezies-Bezeichnungen *Conoglobigerina* und *Eoglobigerina* aus dem Dogger des Kaukasus (Be und Re = hh, Ei = ss).

Ostracoden (Bestimmungen H. J. Oertli, Pau):

Ostracoden im allgemeinen (Be und Ei = hh; Am, Re und Wi = s), darunter:

Cytherella sp. (Be).

Pontocyprrella sp. (Be).

Monoceratina stimulea (SCHWAGER) (Be).

Lophocythere cruciata ssp. TRIEBEL (Ei).

Lophocythere scabra bucki LUTZE (Be).

Platylophocythere hessi OERTLI (Be und Ei).

Procytheridea gublerae (BIZON) (Ei).

Nannofossilien (die gleichen wie im Callovienton, vgl. S. 55).

Echinodermen:

Wirbel von Ophiuren (Be und Ei = s, Re = ss).

Skeletteile von Holothurien (Ei = h, Be = s, Re = ss).

Spongien:

Schwammröhren (Be = h, Re = s).

Vertebraten:

Kleine Fischzähne (Be = h).

Die eigenen Untersuchungen weisen gegenüber den Resultaten von W. MOHLER (1938, S. 44/45) einige beträchtliche Differenzen auf, von denen die wichtigsten genannt seien: *Lenticulina* (*Planularia*) *tricarinella* lässt sich nicht zur Unterscheidung von Oxfordien- und Callovienmergeln verwenden, da diese Art auch im Renggeriton – allerdings nicht in allen Proben – recht zahlreich anzutreffen ist. Vereinzelt treten Valvuliniden auch im Oxfordien auf, wobei sie bei den untersuchten Proben aber nie eine solche Häufigkeit wie im Callovien erreichen. In einzelnen Proben sind Lituoliden, vor allem Ammobaculiten, nicht selten. Anhand von Vergleichsproben (Tongrube Liesberg-Dorf) konnte nachgewiesen werden, dass die im allgemeinen sehr häufig auftretenden Epistominen in gewissen Abschnitten des Renggeritones völlig fehlen.

Die Gaudryinen, Nodobacularen und Globigeriniden, welche von den meisten Lokalitäten in beträchtlichen Mengen vorliegen, sind mir bis jetzt nur aus den Renggeritonen bekannt.

Die Mikrofauna der Humeralismergel

Während die Mikrofaunen der Naticaschichten bei den untersuchten Proben zwar individuenreich, aber sehr eintönig in ihrer Zusammensetzung in Erscheinung treten (vgl. S. 19), liefern die Mergel des mittleren Séquanien eine wesentlich reichere Vielfalt an Mikrofossilien. Allen Proben gemeinsam ist das überwiegende Auftreten der beiden agglutinierten Formen

Pseudocyclammmina jaccardi (SCHRODT) (\varnothing bis maximal 2,5 mm),
Ammobaculites coprolithiformis (SCHWAGER) (Länge bis 5 mm).

W. MAYNC (1958) hat nachgewiesen, dass das häufigste Fossil im Séquanien, die von W. MOHLER (1938) detailliert beschriebene *Pseudocyclammmina sequana* (MERIAN), mit *Pseudocyclammmina jaccardi* (SCHRODT) identisch sei. Des weiteren bestreitet er die Berechtigung zum Aufstellen von zwei Varietäten (W. MOHLER, S. 15). Auch die eigenen Untersuchungen haben ergeben, dass die mikrosphärischen Formen sowohl aus den Natica- als auch aus den Humeralissschichten in ihren Grössenverhältnissen weitgehend übereinstimmen (\varnothing 1,5 bis 2,5 mm; Quotient Äquatorial- zu Axialdurchmesser 3:1 bis 4:1) und sich bei der Darstellung, wie sie W. MOHLER (S. 15) gewählt hat, überhaupt nicht voneinander unterscheiden lassen. Auch die morphologischen Unterschiede können nicht als Kriterien verwendet werden: im Gegensatz zu Mohlers Ausführungen sind bei den Pseudocyclammninen des unteren Séquanien die Suturen meist nicht sichtbar, und eine periphere Lappung ist nur in Ausnahmefällen erkennbar. Als Normalfall treten hingegen in den Proben des mittleren Séquanien gut erhaltene Schalen mit vertieften Suturen, deutlich peripherer Lappung und starker Nabelbildung auf. Die äusseren morphologischen Unterschiede innerhalb dieser Pseudocyclammninen-Art besitzen demnach keinen stratigraphischen Wert; vielmehr scheinen die Lebensbedingungen und der Erhaltungszustand für eine verschiedenartige Erscheinungsform verantwortlich zu sein.

Das von W. MOHLER (1938) beschriebene typische Séquanienfossil *Ammobaculites coprolithiformis* (SCHWAGER) var. *sequana* MOHLER bildet in der neueren Literatur wegen seiner generischen Zuweisung ein viel diskutiertes Problem, da die Struktur der Kammerwände wegen der groben Agglutinierung nur schwer deutbar ist. Es ist hier nicht der Ort, auf diese Diskussion näher einzugehen, es soll lediglich auf zwei synonyme Bezeichnungen aufmerksam gemacht werden: *Haplophragmium coprolithiformis sequanum* (MOHLER) in E. & I. SEIBOLD (1960) und *Pseudocyclammmina ammobaculitiformis* MAYNC in W. MAYNC (1952).

Es folgt eine Liste der übrigen Mikrofossilien aus den Humeralismergeln mit den entsprechenden Lokalisationsangaben¹⁾. Der meist schlechte Erhaltungszustand der Foraminiferen erlaubte nur eine approximative Bestimmung, und auf Vollständigkeit kann bei weitem kein Anspruch erhoben werden:

Foraminiferen:

Proteonina difflugiformis (BRADY) (M = h, H = s).

Proteonina compressa PAALZOW (M = s).

Reophax sp. sp. (M = h, H = s), darunter:

Reophax horridus (SCHWAGER). Die meisten Individuen erreichen eine Länge von ca. 0,5 mm und bestehen aus 4 Kammern (M = h, H = s).

Ammodiscus sp. sp. Die Schalen enthalten einen beträchtlichen Anteil an kieseligem Material (H und M = h, R = ss).

Ammobaculites cf. *suprajurassicus* (SCHWAGER). Kleine Formen (Länge um 0,5 mm) mit gut entwickelter Spira. Bestimmung nach G. F. LUTZE (1960) (R = h).

Verneuilinoides sp. Rasch an Breite zunehmende, triseriale Foraminifere von rundlichem Querschnitt. Jüngste Kammer stark aufgetrieben; Mündung vermutlich ein schmaler Schlitz an der Basis der letzten Kammer. Länge 0,25–0,55 mm. Diese Form, die auch in den Naticaschichten nachgewiesen werden konnte, ist sehr ähnlich *Verneuilinoides mauritii* (TERQUEM) in G. BIZON (1960) (M = ss).

¹⁾ M = Strassenbord westlich Moulin de Huttinge (ENE Raedersdorf)
 R = SW Raedersdorf (594070/257200)
 W = SW Wolschwiller (596300/255750 und 597170/255500)
 H = Blauensüdseite bei «Hörnli» (601530/254020)

Gaudryina (?) sp. Diese feinagglutinierte, kalkige Foraminifere erreicht eine Länge von 0,4–1,0 mm. Während der Hauptteil einen *Textularia*-ähnlichen Bau aufweist, sind die ältesten Kammern triserial (evtl. multiserial?) angeordnet. Von der Basalnaht ausgehende, tropfenförmige Mündung. Eine ähnliche Form beschreibt G. F. LUTZE (1960) ebenfalls als *Gaudryina* ? sp.; unsere Exemplare weisen aber einen etwas spitzeren Anfangsteil auf (M = h, H = s).

Lenticulina (*Lenticulina*) sp. sp. (durchgehend häufig), darunter:

Lenticulina (*Lenticulina*) *muensteri* (ROEMER) (H und W = s).

Lenticulina (*Astacolus*) sp. sp. (M = h, H = s, R = ss), darunter:

Lenticulina (*Astacolus*) *prima* (D'ORBIGNY) (M = h, H = s).

Lenticulina (*Planularia*) sp., beschädigt (W = ss).

Dentalina sp. sp. (M und H = s), darunter:

Dentalina cf. *sublinearis* SCHWAGER. Bestimmung nach E. & I. SEIBOLD (1956) (M = ss).

Nodosaria sp. sp. (H und M = ss).

Fronicularia sp. Die schmale Form ist 0,7 mm lang und 0,2 mm breit und weist eine kugelförmige Anfangskammer auf. Nahtfurchen deutlich entwickelt, aber keine Längsrippen erkennbar (M = ss).

Eoguttulina cf. *bilocularis* (TERQUEM) (H und M = s).

Ostracoden (Bestimmungen H. J. Oertli, Pau):

Ostracoden im allgemeinen (H, M und W = h; R = s), darunter:

Galliaecytheridea postrotunda OERTLI (H und M).

Schuleridea cf. *triebli* (STEGHAUS) (H und M).

Vernoniella sequana OERTLI (M).

Macrodentina (*Macrodentina*) *punctata* OERTLI (H und M).

Amphicythere sp. (M).

Indet. gen. et sp. 1 OERTLI 1959.

Echinodermen:

Skeletteile von Ophiuren (Ventrolschilder, Wirbelelemente) (H und M = h).

Pedicellarien von Echiniden (H und M = s).

Bryozoen (Fragmente; H = ss).

Vertebraten:

Kleine Fischzähne (H und M = ss).

Im folgenden sei die wichtigste verwendete **Literatur** über die jurassischen Foraminiferen angeführt: C. W. GÜMBEL (1862), C. SCHWAGER (1865, 1868), J. KÜBLER & H. ZWINGLI (1870), W. DEECKE (1886), R. HAEUSLER (1890), R. BRÜCKMANN (1904), H. KLÄHN (1921), R. PAALZOW (1932), A. FRANKE (1936), H. BARTENSTEIN & E. BRAND (1937), W. MOHLER (1938), K. FRENTZEN (1941), E. BRAND (1949), S. v. NOSTITZ (1949), E. & I. SEIBOLD (1953, 1955, 1956, 1960), J. HOFKER (1954), R. SAID & M. G. BARAKAT (1958), J. H. ZIEGLER (1959), G. BIZON (1960), G. F. LUTZE (1960), M. T. BASTIEN & J. SIGAL (1962), H. FISCHER (1965)¹).

Stampische Mikrofaunen

Da keine durchgehenden Aufschlüsse vorhanden sind, war es unumgänglich, die einzelnen Glieder der «Grauen Schichtenfolge» nach mikrofaunistischen Gesichtspunkten zu unterscheiden. Anhand der verschiedenen Foraminiferenassoziationen lassen sich die Foraminiferenmergel, der Septarienton und die Cyrenenmergel (inkl. oberster Septarienton) eindeutig auseinanderhalten. Da die Fischschiefer lithologisch gut erkennbar sind, wurden ihre Mikrofaunen nicht speziell berücksichtigt (vgl. S. 39).

¹) Während der Drucklegung erschienen: H. FISCHER (1965): Oberer Dogger und unterer Malm des Berner Jura: Tongruben von Liesberg (9. Europ. Mikropaläont. Kolloquium: Schweiz, 1965). Bull. Ver. schweiz. Petrol.-Geol. u. -Ing., Vol. 31, Nr. 81.

Obere Foraminiferenmergel

Von den unteren Foraminiferenmergeln, welche sich durch ihre typischen grosswüchsigen Foraminiferen auszeichnen, liessen sich keine Proben aufsammeln. Nach den Angaben von B. FÖRSTER (1909) waren sie früher am Hügel westlich Oltingue aufgeschlossen.

Die oberen Foraminiferenmergel konnten – wie aus dem stratigraphischen Teil hervorgeht – lediglich an drei Stellen nachgewiesen werden, wobei die Faunen eine weitgehende Übereinstimmung in ihrer Zusammensetzung zeigen¹⁾:

Foraminiferen:

Ammodiscus sp. sp. (durchgehend selten).

Trochammina sp. Diese grobaggutinierte Foraminifere ist äusserst flach und zerbrechlich (M = s, O = ss).

Lenticulina (*Lenticulina*) sp. (W = ss).

Lagena sp. (W = ss).

Glandulina laevigata (D'ORBIGNY) (O = h, W = ss).

Globulina gibba D'ORBIGNY (O = s).

Bolivina beyrichi REUSS (durchgehend sehr häufig).

Nonion affine (REUSS). Bestimmt nach J. P. H. KAASSCHIETER (1961) (durchgehend selten).

Elphidium cf. *subnodosum minor* ELLERMANN. In den tief eingesenkten Suturen sind häufig Poren sichtbar; die Mündung besteht aus 4 bis 6 kleinen runden Öffnungen an der Basis der letzten Kammer. Bestimmt nach C. ELLERMANN (1960) (durchgehend häufig).

Elphidium (?) *nonioninoides* (ANDREAE). Diese nahezu bilateralsymmetrische Form wurde bis anhin zu *Eponides* gerechnet. F. DOEBL & H. MALZ (1962) stellen sie nun neuerdings zur Gattung *Elphidium* (?), da die Mündung aus einer Reihe kleiner Poren an der Basis der letzten Kammer besteht (durchgehend häufig).

Discorbis turbo (D'ORBIGNY). Bestimmt nach R. PAALZOW (1912) (O = s).

Eponides sp. aff. *schreibersii* (D'ORBIGNY). Bestimmt nach J. P. H. KAASSCHIETER (1961) (durchgehend häufig).

Eponides trochiformis (ANDREAE) (durchgehend sehr selten).

Cancris turgidus CUSHMAN & TODD. Bestimmt nach D. A. J. BATJES (1958) und C. ELLERMANN (1960). J. P. H. KAASSCHIETER (1961) bezeichnet diese Form als *Cancris subconicus* (TERQUEM) (durchgehend sehr häufig).

Anomalina sp. Diese Form weist eine starke Ähnlichkeit mit der von V. P. VASILENKO (1954) abgebildeten und beschriebenen *Anomalina hantkeni* (RZEHAČ) auf (W = ss).

Cibicides aknerianus (D'ORBIGNY). Bestimmt nach A. D'ORBIGNY (1846) und K. STAESCHE & H. HILTERMANN (1940) (O und W = h).

Cibicides amphisyliensis (ANDREAE). Bestimmt nach A. ANDREAE (1884) und V. P. VASILENKO (1954) (M = h, W = ss).

Planorbulina cf. *difformis* ROEMER (O und W = s).

Globigerina sp. sp. (O und W = s).

Radiolarien:

Kleine kugelige Formen (M = s).

Vertebraten:

Fischschuppen (durchgehend sehr häufig).

Teile von Fischskeletten (durchgehend sehr häufig).

Kleine Fischzähne (W = ss).

¹⁾ M = NNE von Metzleren (602400/258280)

O = Handbohrung W von Oltingue (595950/260300)

W = Handbohrung SW von Wolschwiller (596550/256110)

Septarienton und Cyrenenmergel

Der basale Abschnitt des Septarientones weist noch eine ähnliche Faunenassoziation wie die oberen Foraminiferenmergel auf; allerdings kann eine wesentliche Verarmung der Fauna festgestellt werden.

Der überwiegende Teil des **Septarientones** ist durch eine fossilarme, kleinwüchsige Foraminiferenfauna gekennzeichnet. Anhand der wenigen zur Verfügung stehenden Proben liess sich keine Unterteilung dieser grauen Mergelserie durchführen. Folgende Fossilien konnten bestimmt werden¹⁾:

Foraminiferen:

Textularia sp. (W = ss).

Trochammina sp. Vorwiegend flachgedrückte Exemplare – aufgearbeitet? (WW = h).

Quinqueloculina sp. sp. (W = s).

Globulina (?) sp. (W = ss).

Elphidium (?) *nonioninoides* (ANDREAE) (L = h, W = ss).

Pullenia quinqueloba (REUSS) (W = ss).

Spirillina sp. (WW = ss).

Glomospira sp. (WW = ss).

Eponides kiliani (ANDREAE). Bei D. A. J. BATJES (1958) zur Gattung *Rotalia* gerechnet (L = s, W = ss).

Cibicides amphisyliensis (ANDREAE) (W = ss).

Cibicides sp. (W = ss).

Pararotalia fallax (STEUER). Diese häufig mit Stacheln versehenen Foraminiferen werden in der Literatur unter verschiedenen Artnamen aufgeführt (*spinigera*, *canui*, *armata*, *stellata*). Nach A. R. LOEBLICH JR. & H. TAPPAN (1957) gehören diese in verschiedenen stratigraphischen Niveaus auftretenden Formen zur Gattung *Pararotalia*. Bestimmt nach F. BETTENSTAEDT u. a. (1962) (W = s).

Globigerina sp. sp. (W und L = ss).

Vermutlich aus dem Renggeriton umgelagerte Foraminiferen (*Protonina* sp., *Trochammina* sp. (?), *Gaudryina* sp.) (WW = s).

Ostracoden (W = s).

Radiolarien (W = ss).

Spongien:

Schwammnadeln und Rhaxen –? umgelagert (WW = ss).

Nannofossilien: alle untersuchten Proben sind reich an Nannoplankton, wie ihn E. MARTINI (1960) bereits aus dem Rupelton des Mainzer Beckens beschrieben hat. Es finden sich folgende Vertreter (vgl. auch S. 64 und 66):

Coccolithiden (*Coccolithus*, *Cyclococcolithus*, *Zygolithus*).

Braarudosphaeriden (*Braarudosphaera*).

Incertae sedis (*Discoaster*, *Heliolithus*, *Isthmolithus*, *Marthasterites*, *Micula*, *Trochoaster*).

Nannoconus sp.

Die meisten dieser Formen sind umgelagert und stammen aus stratigraphisch sehr verschiedenen Niveaus: Tithon bis Unterkreide, oberste Kreide, ferner Mittelpaleocaen bis Mitteloligocaen (vgl. auch S. 70).

Der **obere Teil des Septarientones** ist gekennzeichnet durch eine zunehmende Anreicherung an Mikrofossilien, welche gegenüber denen aus den Foraminiferenmergeln eine deutlich unterschiedliche Zusammensetzung aufweisen, was auf die einsetzende Aussüssung zurückzuführen ist. Dieser obere Abschnitt – in

¹⁾ W = SW Dorfausgang von Wolschwiller (597350/256540 und 597440/256460)

WW = Auf der Anhöhe westlich Wolschwiller (597000/256610)

L = Leihausen NW Biederthal (599200/258640)

den Tongruben von Allschwil lückenlos aufgeschlossen – enthält sandige Einlagerungen und eine reichliche, umgelagerte planktonische Foraminiferenfauna aus Oberkreide und Eocaen (vgl. folgendes Kapitel).

Da die unteren, sandig-mergeligen **Cyrenenmergel** durch dieselben autochthonen und umgelagerten Faunen charakterisiert sind, kann die Fossiliste für beide Abschnitte gemeinsam gegeben werden¹⁾:

Foraminiferen:

- Spiroplectammmina carinata* (D'ORBIGNY) (Wi = ss).
Trochammmina sp. (Wi = ss).
Quinqueloculina sp. (Wi = h).
Lenticulina (*Lenticulina*) sp.sp. (Wi und Wo = ss).
Nodosaria sp.sp. (Wi = s; Fa, Ro und Wo = ss), darunter:
Nodosaria cf. *soluta* REUSS (Wi = ss).
Lagena sp.sp. (Fa, Wi und Wo = ss).
Globulina gibba D'ORBIGNY (Fa = ss, Wi = s).
Pyrulina lanceolata (REUSS). Nach J. A. CUSHMAN & Y. OZAWA (1930) synonym mit *Pyrulina fusiformis* (ROEMER). Bestimmt nach A. ANDREAE (1884) (Fa, Ki und Wi = h; Ro = s).
Pseudopolymorphina nodosaria (REUSS). Bestimmt nach E. TRIEBEL (1963) (Ki = h, Wi = s, Fa und Ro = ss).
Turrilina andreaei CUSHMAN. Während die Turrilinen lediglich aus einer Probe des untersuchten Gebietes nachgewiesen werden konnten, treten sie in mehreren Vergleichsproben (z. B. Allschwil) recht häufig auf (Gr = s).
Bulimina sp.sp. (Wi = s; Gr, Ro und Wo = ss), darunter:
Bulimina sp. aff. *sculptilis* CUSHMAN (Wi = ss).
Bulimina coprolithoides ANDREAE (Gr, Ro, Wi und Wo = ss).
Bulimina alsatica CUSHMAN & PARKER. In A. ANDREAE (1884) als *Bulimina inflata* beschrieben (Wi = ss).
Entosolenia sp.sp. (Fa und Wi = ss).
Bolivina sp.sp. Unter all den Bolivinen konnte keine eindeutige *Bolivina beyrichi* REUSS nachgewiesen werden (Wo = h, Ro und Wi = s, Fa und Ki = ss).
Loxostomum (?) sp. Anfang vermutlich triserial; über ein biserials Zwischenstadium zu einem uniserialen Endteil mit terminaler Mündung (Wi = ss).
Reussella sp. (Wi = ss).
Uvigerina sp.sp. Unter den verschiedenartigen Exemplaren hat es stark berippte Formen, die *Uvigerina hosiusi* DAM & REINHOLD in A. TEN DAM & T. REINHOLD (1942) und *Uvigerina hantkeni* CUSHMAN & EDWARDS in H. HAGN (1960) ähnlich sehen (Wi = h, Wo = s, Fa und Ro = ss).
Uvigerina cf. *farinosa* HANTKEN. Bestimmt nach J. P. H. KAASSCHIETER (1961) (Wi = s).
Angulogerina sp.sp. (Wi und Wo = s, Ro = ss).
Trifarina cf. *bradyi* CUSHMAN (Wi = s, Ro und Wo = ss).
Plectofrondicularia sp. (Wi = ss).
Cassidulina oblonga REUSS. Diese Form wird auch unter den Bezeichnungen *Cassidulina crassa oblonga* REUSS und *Cassidulina subglobosa* BRADY aufgeführt. Bestimmt nach A. ANDREAE (1884) und D. A. J. BATJES (1958) (Gr, Ro, Wi und Wo = ss).
Cassidulina crassa D'ORBIGNY. Bestimmt nach A. D'ORBIGNY (1846) und V. SACAL & A. DEBOURLE (1957) (Wi = ss).
Nonion affine (REUSS) (Wi = ss).
Nonion sp. (Wi = ss).

¹⁾ Fa = Fannwald E Wolschwiller. Untere Cyrenenmergel (598940/257110)
 Wi = «Wisslând» NW Rodersdorf. Untere Cyrenenmergel (599970/259600)
 Wo = Wolschwiller. Oberer Septarienton (597820/256790 und 597930/256640)
 Ki = Kirche Wolschwiller. Oberer Septarienton (598000/256950)
 Gr = «Im Grund» E Wolschwiller. Oberer Septarienton (599510/257130)
 Ro = Rodersdorf. Oberer Septarienton (601190/259170 und 601590/259050)

Pullenia bulloides (D'ORBIGNY) (Wi = s, Gr = ss).

Elphidium (?) *nonioninoides* (ANDREAE). Mündung meist 6 Poren an der Basis der letzten Kammer.

Vgl. Ausführungen auf S. 60 (Wi = hh; Fa, Ki und Ro = h; Wo = s; Gr = ss).

Gyroidina soldanii (D'ORBIGNY) (Wi = s, Fa und Ro = ss).

Gyroidina cf. *soldanii mamillata* (ANDREAE). Bestimmt nach D. A. J. BATJES (1958) (Wi = ss).

Gyroidina cf. *girardana* (REUSS). Bestimmt nach F. DOEBL & H. MALZ (1962) (Wi = ss).

Eponides kiliani (ANDREAE) (Fa, Gr und Wi = hh; Ro = h; Wo = s).

Eponides sp. aff. *schreibersii* (D'ORBIGNY) (Wi = h, Gr = ss).

Eponides trochiformis (ANDREAE) (Ro = ss).

Alabamina (?) sp. (Wi = ss).

Cancris turgidus CUSHMAN & TODD. Bestimmt nach C. ELLERMANN (1960) (Wi = h, Ro = ss).

Anomalina sp. (Wi = ss).

Cibicides sp. sp. (Wi und Gr = s), darunter:

Cibicides amphisyliensis (ANDREAE) (Fa, Ro, Wi und Wo = ss).

Cibicides cf. *aknerianus* (D'ORBIGNY) (Wi = s).

Cibicides dutemplei (D'ORBIGNY) (Wi = ss).

Cibicides boueanus (D'ORBIGNY). Bestimmt nach P. MARKS (1951) und D. A. J. BATJES (1958). Letzterer stellt diese Form zur Gattung *Hanzawaia* (Wi = ss).

Globigerina sp. sp. Ein grosser Teil der Globigeriniden ist aufgearbeitet aus eocaenen Schichten (vgl. nächstes Kapitel). Da eine Unterscheidung zwischen umgelagerten und autochthonen Formen auf beträchtliche Schwierigkeiten stösst, werden die Globigerinen gesamthaft aufgeführt (vgl. S. 66).

In der Literatur über das Oligocaen des Rheintalgrabens werden bis in die jüngste Zeit die Globigerinen gemeinhin als *Globigerina bulloides* D'ORBIGNY bezeichnet – eine Zuweisung, die in den meisten Fällen sicher nicht zutrifft und demnach absolut ohne jeglichen stratigraphischen Wert ist. Im eigenen Material befand sich keine eindeutige *bulloides*-Form (Wi = hh; Fa, Gr und Ro = h; Wo = s).

Globigerinella cf. *micra* (COLE). Obwohl F. E. EAMES u. a. (1962) diese Form (als *Pseudohastigerina*) auch aus dem Oligocaen angeben, darf die Möglichkeit einer Umlagerung aus dem oberen Eocaen nicht ausser Acht gelassen werden (Gr, Wi und Wo = ss).

Globigerinella cf. *subangulata* IVANOVA. Diese Foraminifere stimmt mit der aus dem oberen Oligocaen der östlichen Karpathen beschriebenen Form gut überein (Mikrofauna SSSR, sb. XI, 1960) (Wi = ss).

Hantkenina sp. Umgelagert (Wi = ss).

Globorotalia sp. sp. Umgelagert (Wi = h; Fa, Gr, Ro und Wo = s).

Globotruncana sp. sp. Umgelagert (Wi = s, Ra und Ro = ss).

Heterohelix sp. sp. Sicher zum grössten Teil umgelagert (Wi und Wo = s, Fa und Gr = ss).

Asterigerina cf. *guerichi staeschei* DAM & REINHOLD. Bestimmt nach A. TEN DAM & T. REINHOLD (1942) und D. A. J. BATJES (1958) (Wi = ss).

Pararotalia fallax (STEUER). Während diese Form lediglich aus einer Probe des untersuchten Gebietes nachgewiesen werden konnte, tritt sie in mehreren Vergleichsproben (z. B. Allschwil) recht häufig auf. Zur Nomenklatur vergleiche die Ausführungen auf S. 61 (Wi = h).

Ostracoden (Bestimmungen H. J. Oertli, Pau):

Ostracoden im allgemeinen in den Cyrenenmergeln häufiger als im oberen Septarienton (Fa, Ki und Wi = h; Ro = s), darunter:

Candona sp. Diese eher limmische Form wurde vermutlich eingeschwemmt (Wi).

Cytheridea pernota OERTLI & KEY (Wi und Fa).

Cytheridea n. sp. (Wi).

Haplocytheridea helvetica (LIENENKLAUS) (Wi und Fa).

Haplocytheridea basiliensis OERTLI (Wi und Fa).

Cyamocytheridea punktatella (BOSQUET) (Wi und Fa).

Cytheretta sp. (Larve) (Wi).

Pterygocythereis helvetica OERTLI (Wi und Fa).

Radiolarien (Wo und Wi = ss).

Nannofossilien: dieselben, meist umgelagerten Formen, wie sie auf S. 61 bereits angeführt wurden.

Abschliessend folgt eine Zusammenstellung der wichtigsten verwendeten **Literatur** über die tertiären Foraminiferen: A. D'ORBIGNY (1846), A. ANDREAE (1884), B. FÖRSTER (1892, 1913), E. SPANDEL (1909), R. PAALZOW (1912, 1924), H. KLÄHN (1914, 1915), R. BARBIER (1938), B. PAUL (1938), K. STAESCHE & H. HILTERMANN (1940), A. TEN DAM & T. REINHOLD (1942), A. TEN DAM (1944), J. CUVILLIER & V. SZAKALL (1949), P. MARKS (1951), H. WEBER (1951), F. DOEBL (1954), S. B. BHATIA (1955), C. W. DROOGER u. a. (1955), V. SACAL & A. DEBOURLE (1957), D. A. J. BATJES (1958), R. W. BARKER (1960), C. ELLERMANN (1960), F. GRAMANN (1960), H. HAGN (1960), K. GOHRBANDT (1961), J. P. H. KAASSCHIETER (1961), F. E. EAMES u. a. (1962), Leitfossilien der Mikropaläontologie (1962), E. TRIEBEL (1963), E. KÜMMERLE (1963), H. FISCHER (1965) ¹).

UMGELAGERTE OBERKRETAZISCHE UND ALTTERTIÄRE MIKROFAUNEN

Im Verlaufe der mikrofaunistischen Untersuchungen von stampischen Sedimenten stiess ich vereinzelt auf planktonische Foraminiferen, welche ein höheres Alter als Oligocaen aufweisen. Um für diese überraschende Kontamination eine Erklärung zu finden, musste mehr Material beschafft werden. Dies geschah einerseits durch das Aufsammeln von Vergleichsproben ausserhalb des Untersuchungsgebietes, andererseits durch eine Anreicherung der Faunen mit Hilfe von Tetrachlorkohlenstoff. Durch die Beigabe dieser spezifisch schweren Flüssigkeit in die getrockneten, geschlämmten Proben konnten die Foraminiferen, die zahlreich auf der Oberfläche schwammen, abgeschöpft werden, während das Schlämngut zurückblieb. Dieses Verfahren erlaubte es, innert kürzester Zeit nahezu die gesamte Fauna einer grossen Mergelprobe zu isolieren.

Sämtliche umgelagerten Foraminiferen, die in beträchtlicher Zahl vorliegen, wurden entweder aus dem *oberen Septarienton* oder aus den *unteren Cyrenenmergeln* gewonnen. Ihr erstes Auftreten lässt sich in Ermangelung einer stratigraphischen Gliederung des Septarientones nicht genau angeben. Die ersten eindeutigen Fremdfaunen konnten in der Tongrube von Allschwil (Passavant & Iselin), wo der obere Septarienton lückenlos aufgeschlossen ist, bereits ca. 12 m über der untersten Grubensohle nachgewiesen werden. In der darüberliegenden, 25 m mächtig aufgeschlossenen Serie des Septarientones nimmt der Gehalt an Fremdfaunen allmählich zu.

Der Erhaltungszustand der aufgearbeiteten Globigerinen und Globorotalien ist aussergewöhnlich gut; die als Hohlformen vorliegenden Gehäuse sind in der Regel frei von anhaftendem Sediment. Aus diesem Grunde kann in den meisten Fällen nicht mit Sicherheit entschieden werden, ob (dies gilt vor allem für die Globigerinen) autochthone oder allochthone Formen vorliegen. In der nachfolgenden Liste werden diejenigen planktonischen Foraminiferen, welche nicht unbedingt eine Umlagerung erfahren haben, mit einem Stern (*) bezeichnet. Die Globotruncanen weisen meist schlechter konservierte, zum Teil stark korrodierte Schalen auf.

An dieser Stelle sei meinen Studienkollegen, Dres. R. Eckert, R. Lehmann und H. Luterbacher, welche mir diese Faunen durchbestimmt haben, bestens gedankt. Sie machten mich darauf aufmerksam, dass den Bestimmungen zum Teil einige Unsicherheiten anhaften mögen, liegen doch bei diesen umgelagerten Formen keinerlei stratigraphische Anhaltspunkte vor.

¹) Während der Drucklegung erschienen: H. FISCHER (1965): Oberes Rupélie (Septarienton) des südlichen Rheintalgrabens: Tongrube von Allschwil bei Basel (9. Europ. Mikropaläont. Kolloquium: Schweiz, 1965). Bull. Ver. schweiz. Petrol.-Geol. u. -Ing., Vol. 31, Nr. 81.

Die entsprechenden Fundstellen werden jeweils in Form von Indices beigelegt¹⁾.

- Heterohelix striata* (EHRENBERG): Wi²⁾.
– cf. *lata* (EGGER): Wi, Wo.
– *globulosa* (EHRENBERG): Wi.
– sp. sp.: Fa, Wi, Wo.
Planoglobulina sp.: Wi.
Chiloguembelina mauriciana (HOWE & ROBERTS): Fa, Wo.
– *martini* (PIJPERS): Wi, Wo.
– sp. sp.: Wi, Wo.
Praeglobotruncana delrioensis (PLUMMER): Al.
– *stephani stephani* (GANDOLFI): Al.
– *stephani gibba* KLAUS: Al.
Rotalipora brotzeni (SIGAL): Al.
Globotruncana coldriensis GANDOLFI: Wi.
– *helvetica* BOLLI: Wi, FC.
– cf. *thalmanni* GANDOLFI: FC.
– *linneiana* (D'ORBIGNY): Wi, Fi, Al, FC, (?) Ba.
– *fornicata* PLUMMER: Wi, Fi, (?) FC.
– aff. *marginata* (REUSS): Wi.
– *tricarinata* (QUEREAU): Al, (?) Wi.
– cf. *angusticarinata* GANDOLFI: Wi, Ba.
– cf. *arca* (CUSHMAN): Wi, FC.
– cf. *coronata* BOLLI: Fi.
– aff. *caliciformis* (DE LAPPARENT): Fi, FC.
– cf. *bulloides* VOGLER: Ro.
– cf. *citae* BOLLI: FC.
– *stuarti* (DE LAPPARENT): Fi, (?) Al.
– *conica* WHITE: Fi.
– ex gr. *mayaroensis* BOLLI: Al.
– sp. sp.: Fa, Wi, Ro, Al, FC.
Globorotalia aequa CUSHMAN & RENZ: Wi, Al, (?) Fa.
– aff. *aragonensis* NUTTALL: Wi.
– *bullbrookii* BOLLI: Wo, Fa, Ro, Wi, Al, FC.
– cf. *pseudoscitula* GLAESSNER: Ro, Al.
– cf. *subbotinae* MOROZOVA: Al.
– *spinulosa* CUSHMAN: Fa, Ro, Al, FC, (?) Wi.
– *rotundimarginata* (SUBBOTINA): Ro, (?) Wi.
– *spinuloinflata* (BANDY): Wo, Fa, Wi, Al.
– *pseudotopilensis* (SUBBOTINA): Al, FC.
– *opima nana* BOLLI: Wo, Fa, Wi.
– *centralis* CUSHMAN & BERMUDEZ: Wi.

¹⁾ Wo = Wolschwiller; genaue Fundorte vgl. S. 62 (oberer Septarienton)
Fa = Fannwald östlich Wolschwiller (untere Cyrenenmergel)
Gr = «Im Grund» östlich Wolschwiller (oberer Septarienton)
Ro = Rodersdorf (oberer Septarienton)
Wi = «Wisslând» NW Rodersdorf (untere Cyrenenmergel).

Ausserhalb des Untersuchungsgebietes:

- Ba = Basel, Stollen Pfalz (oberer Septarienton)
Al = Allschwil, Tongrube Passavant & Iselin (oberer Septarienton)
Fi = «Fiechtenrainholz» östlich Therwil (untere Cyrenenmergel)
FS = Froidefontaine SE Belfort, Tongrube (oberer Septarienton)
FC = Froidefontaine SE Belfort, Tongrube (untere Cyrenenmergel).

²⁾ Bestimmung der Heterohelicien nur aus den Proben des Untersuchungsgebietes.

- Globorotalia rugosoaculeata* (SUBBOTINA): Wo, Fa, Gr, Wi, Ro, Al.
 – sp.sp.: Fi, Gr, Ba, Al.
 (?) *Truncorotaloides rohri* BRÖNNIMANN & BERMUDEZ: Gr.
Globorotaloides suteri BOLLI: Wo, Wi.
Globigerina cf. *triangularis* WHITE: Ba.
 – *primitiva* FINLAY: Ba.
 – *linaperta* FINLAY: Wo, Fa, Wi, Ba, FC.
 – *yeguaensis yeguaensis* WEINZIERL & APPLIN: Fa, Gr, Wi, Ba, FC, (?) Fi.
 – *yeguaensis pseudovenezuelana* BLOW & BANNER: Fa, Wi, FC.
 – *pseudoeocaena* SUBBOTINA: Wi.
 – *praebulloides* ssp.: Fa, Gr, Wi.
 – *praebulloides leroyi* BLOW & BANNER: Wi. *
 – *praebulloides praebulloides* BLOW: Gr. *
 – *praebulloides oclusa* BLOW & BANNER: Wi. *
 – aff. *parva* BOLLI: Al.*
 – *ampliapertura* BOLLI: Fi, FC. *
 – cf. *trilocularis* D'ORBIGNY: Al. *
 – cf. *tripartita* KOCH: Fa, Fi. *
 – *ouachitaensis* HOWE & WALLACE: Fa. *
 – sp.sp.: Wo, Fa, FS.
Globigerinoides sp.: FC.
Globigerinita pera (TODD): Wi, Ba, FC, (?) Al.
 – cf. *africana* BLOW & BANNER: Gr, Wi, Ba, (?) Al.
 – cf. *globiformis* BLOW & BANNER: Fa, Wi.
 – *unicava primitiva* BLOW & BANNER: Wi.
 – *unicava* (BOLLI, LOEBLICH & TAPPAN): Fa, FC. *
 – *dissimilis* (CUSHMAN & BERMUDEZ): Wi, Al. *
Globigerapsis cf. *semi-involuta* (KEIJZER): FC.
Globigerinella cf. *micra* (COLE): Wo, Gr, Wi. *
 – cf. *subangulata* IVANOVA: Wi. *
Clavigerinella sp.: Wi.
Hantkenina longispina CUSHMAN: Wi.

Diese Fremdfauna weist ein breites stratigraphisches Spektrum auf. Die Heterohelicien stammen vorwiegend aus dem Bereich Campanien bis Maestrichtien. Die Globotruncaniden vertreten die gesamte Oberkreide, wobei folgende Stufen gesichert sind: Cénomanien, Turonien, Campanien und Maestrichtien. Globotruncanen aus dem Coniacien und Santonien sind zwar nicht mit Sicherheit nachweisbar, aber wahrscheinlich auch in den Faunen enthalten.

Die alttertiären planktonischen Foraminiferen sind in ihrer Mehrheit typisch für das untere Obereocaen und obere Mitteleocaen. Einzelne Formen dürften etwas älter sein und könnten dem tieferen Mitteleocaen angehören. Foraminiferen, die eindeutig auf Untereocaen oder sogar Paleocaen hinweisen, beteiligen sich an den untersuchten Fremdfaunen nicht¹⁾. Überraschen muss die Tatsache, dass die umgelagerten Globigerinen im Verhältnis zu den möglicherweise autochthonen Formen überwiegen.

¹⁾ Eine Ausnahme bilden die Nannofossilien, die im Septarienton häufig zu finden sind und die ebenfalls zum grössten Teil umgelagert wurden (vgl. auch S. 61 und 64). Es seien insbesondere

Discoaster aster BRAMLETTE & RIEDEL
Discoaster cf. *gemmeus* STRADNER
Discoaster multiradiatus BRAMLETTE & RIEDEL
Fasciculithus involutus BRAMLETTE & SULLIVAN
Heliolithus cf. *kleinPELLI* SULLIVAN

genannt, die für das mittlere oder obere Paleocaen typisch sind. Daneben treten noch mehrere Formen aus dem unteren Eocaen auf.

Ich danke an dieser Stelle Herrn H. Mohler, Basel, für seine wertvolle Mithilfe beim Bestimmen der Nannofossilien.

Zur Klärung der Herkunft der Fremdfaunen musste eine beträchtliche Menge an Literatur beigezogen werden, denn es war anzunehmen, dass ähnliche Umlagerungen auch von andern Gebieten bereits bekannt sind. In der Tat stösst man, besonders in den neueren Publikationen über den Rheintalgraben und das Molassebecken, immer wieder auf entsprechende Angaben. All diese Lokalitäten wurden auf der paläogeographischen Karte (Tafel III) eingezeichnet und erfahren nachstehend eine kurze Erläuterung (nebst Quellenangaben):

– Niederrheinische Bucht:

1. *Frimmersdorf NW von Köln und Kapellen W Duisburg*: Umgelagerte benthonische und planktonische (Globotruncanen) Foraminiferen aus Jura, Kreide und Alttertiär in oligocaenen Sanden (H. HILTERMANN, 1958; C. ELLERMANN, 1960).

– Hessische Senke:

2. *Gebiet um Göttingen, Kassel und Borken*: Oberkreide-Gerölle mit Inoceramen und oberkretazische planktonische und benthonische Foraminiferen in oberoligocaenen und miocaenen Sedimenten (R. HUCKRIEDE, 1954a und M. BROSIUS & F. GRAMANN, 1957, ferner E. KÜMMERLE, 1963). Es war mir möglich, einige aufgearbeitete Foraminiferen (Heterohelliciden, Globigeriniden, Stensiöinen) aus dem Kasseler Meeressand (Oberoligocaen) vom Ahnatal bei Kassel durchzusehen¹⁾.
3. *Gebiet nördlich des Vogelsberges*: Oberkretazische und alttertiäre Foraminiferen (Heterohelliciden, Globotruncanen, Globorotalien) in den Schleichsanden (F. GRAMANN, 1960). Auch bei *Giessen* werden Oberkreide-Foraminiferen erwähnt (R. HUCKRIEDE, 1954a).

– Mainzer Becken:

4. *Gebiet Weisenau–Bodenheim (südlich Mainz), ferner Hillesheim–Gau-Odernheim–Alzey und Ingelheim (östlich Bingen)*: Reiche umgelagerte Faunen (u. a. Globotruncanen und Globorotalien) in den Cyrenenmergeln und Schleichsanden, die zum Teil ebenfalls selbst durchgesehen werden konnten (F. DOEBL, 1954; V. SONNE, 1958; F. BOZORGNIA, 1960)²⁾.

– Rheintalgraben:

5. *Bohrungen bei Landau*: Kretazische Foraminiferen im oberen Teil des Septarientones (A. SCHAD, 1957).
6. *Bohrung Karlsruhe I*: Globotruncanen in den Cyrenenmergeln (A. SCHAD, 1953).
7. *Umgebung des Kaiserstuhls*: Grosse Globotruncanen im (?) oberen Septarienton (W. HASEMANN & W. HEINEMANN, 1957).
E. JÖRG (1951) erwähnt von *Sasbach* aus den burdigalen, limnisch-fluviatilen Ablagerungen umgelagerte stampische Faunen mit einer Globotruncane (= zweifach umgelagert).
8. *Tongrube Froidefontaine*: Reiche Fremdfauna in den Cyrenenmergeln (vgl. S. 65).
9. *Basel, Allschwil, Therwil, Wolschwiller, Rodersdorf*: Reiche Fremdfaunen in den Cyrenenmergeln und im oberen Septarienton (vgl. S. 65).

– Juragebirge:

10. *Delsberger Becken*: Gault-Silices in oligocaenen Schottern (L. ROLLIER, 1893 und H. LINIGER, 1925).
11. *Pontarlier*: Aufgearbeitete Silices aus dem Sénonien in der Molasse (D. AUBERT & H. BADOUX, 1956).
12. *Les Rousses*: Posteoocaene Breccie mit aufgearbeiteten oberkretazischen Komponenten (Inoceramen und Globotruncanen) (H. VINCIENNE & P. CLIQUET, 1948).

¹⁾ Ich danke an dieser Stelle Herrn E. Kümmerle, Diplomgeologe an der J.-Gutenberg-Universität Mainz, für seine Informationen und das zur Verfügung gestellte Material.

²⁾ Die von V. SONNE & K. W. GEIB (1963, S. 209 und 215) in jüngster Zeit geäußerte Ansicht, die Heterohelliciden (ohne Angabe der Arten!), Globotruncanen (!) und Globorotalien (mit eindeutigen Eocaen-Formen!) hätten im Mainzer Becken ein mitteloligocaenes Alter und seien demnach *nicht* umgelagert worden, zeugt von einer bemerkenswerten Unkenntnis der planktonischen Foraminiferen und bedarf daher keiner weiteren Diskussion.

– Molassebecken und Alpenrand:

13. *Umgebung von Yverdon*: Umgelagerte Globotruncanen, Globigerinen und Rotaliden in der unterchattischen Molasse (H. A. JORDI, 1955).
14. *Umgebung von Bulle*: Umgelagerte oberkretazische und alttertiäre Foraminiferenfauna in der unterchattischen subalpinen Molasse (L. MORNOD, 1949).
15. *Umgebung von Fribourg*: Umgelagerte oberkretazische und alttertiäre Foraminiferen in der unterchattischen bzw. burdigalen Molasse (C. EMMENEGGER, 1962 und J. P. DORTHE, 1962).
16. *Beichlen–Honegg-Gebiet*: Umgelagerte oberkretazische und alttertiäre Foraminiferen in der chattischen subalpinen Molasse (H. A. HAUS, 1937).
17. *Wynau*: Umgelagerte Globorotalien und Globigerinen in der unterchattischen Aarwanger Molasse (eigenes Material). Von dieser Lokalität ist bereits der Fund einer Orbitoline bekannt (A. ERNI & P. KELTERBORN, 1948, S. 19).
18. *Bregenzer Ach bei Egg*: Kretazische und alttertiäre Foraminiferen aus dem alpinen Gebiet in der unterstampischen Meeresmolasse (ein Hinweis findet sich in L. HAUBER, 1962, S. 4).
19. *Bayrischer Alpenrand (Nesselwang a. d. Wertach, Rosshaupten, Bad Tölz, Rosenheim)*: Oberkretazische und alttertiäre Foraminiferen aus dem alpinen Gebiet in chattischer bzw. aquitaner Molasse (H. HAGN, 1950).

Unter den genannten Umlagerungen befinden sich einige, die für die nachfolgenden Betrachtungen ausgeschlossen werden können. Es sind dies die aufgearbeiteten Kreidegerölle (2, 10, 11, 12), deren Herkunftsort in der weiteren Umgebung ihrer heutigen Lage zu finden ist, und die umgelagerten Mikrofaunen aus der Niederrheinischen Bucht (1) und der Hessischen Senke um Kassel (2). Die Fremdfaunen aus diesen beiden Gebieten weisen gegenüber den restlichen Vorkommen eine grundlegend verschiedenartige Zusammensetzung auf, wobei das Fehlen jeglicher alttertiärer planktonischer Foraminiferen am meisten auffällt. Das Alttertiär (Paleocaen) ist lediglich durch einige Sandschaler vertreten.

Alle übrigen Fremdfaunen, deren Verbreitung sich auf den Rheintalgraben und das Molassebecken beschränkt, sind einheitlich charakterisiert durch oberkretazische *und* alttertiäre planktonische Formen. Die reichsten Faunen liegen vor aus dem Gebiet nördlich des Vogelsberges (3), dem Mainzer Becken (4) und dem Südrand des Rheintalgrabens (8, 9). Soweit aus den Literaturangaben und dem selbst untersuchten Material hervorgeht, kann kein Zweifel daran bestehen, dass all diese umgelagerten Faunen einem gemeinsamen Herkunftsort entstammen.

Herkunft der Fremdfaunen. Die Anwesenheit von Heterohelicien ergibt keinerlei Anhaltspunkte; sie kommen überall in der Oberkreide vor. Auch anhand der Globotruncanen lässt sich der Herkunftsort nicht eindeutig ermitteln. Wohl zeigen die Formen eher einen mediterranen Einschlag, so dass der boreale Bereich, der insbesondere durch die Armut an Globotruncanen der obersten Kreide (Maestrichtien) gekennzeichnet zu sein scheint, als Lieferant vermutlich ausser Betracht fällt (vgl. F. BETTENSTÄEDT & C. A. WICHER, 1955, S. 508). Die Kreide des westlichen Jura und des Bressegrabens enthält reichlich planktonische Foraminiferen aus dem Turonien und unteren Sénonien, während die oberste Kreide (Alfermée) aber als neritische Ablagerung vorliegt. Als Herkunftsort vermag das alpine Gebiet am ehesten alle geforderten Voraussetzungen zu erfüllen. Die von H. C. G. Knipscheer (in F. DOEBL, 1954, S. 103) geäußerte Ansicht, der gute Erhaltungszustand der umgelagerten Foraminiferen lasse darauf schliessen, dass während des Rupélien in der Nähe des Mainzer Beckens Oberkreide angestanden haben müsse, ist – berücksichtigt man die Verbreitung und Zusammensetzung der Fremdfaunen – unhaltbar. Die neritisch-sandigen Kreideablagerungen (Turonien–Sénonien) im Fränkischen Jura fallen für unsere Betrachtungen ebenfalls ausser Betracht.

Die reichen Vorkommen an umgelagerten mittel- und obereocaenen Globorotalien, Globigerinen und ihnen verwandten Gattungen weisen darauf hin, dass als Lieferant nur mergelig-tonige Gesteinsserien mit einer ausserordentlichen Fülle an planktonischen Foraminiferen in Frage kommen. Folgende Gebiete können als Herkunftsort ausgeschlossen werden:

- *Norddeutsches und Niederrheinisches Becken*: Das sandig-tonige Eocaen ist durch eine völlig andersartige Faunengemeinschaft charakterisiert; es dominieren benthonische Foraminiferen, Spongien, Radiolarien usw., während Globigerinen

nur vereinzelt auftreten. In den südlichen Beckenteilen fehlen Globorotalien vollständig (vgl. K. STAESCHE & H. HILTERMANN, 1940 und F. SCHUH, 1952¹⁾). Nur aus den nördlicher gelegenen Gebieten werden vereinzelt ungekielte Globorotalien erwähnt, aber diese Vorkommen sind auf das untere Eocaen (Londonton-Fazies, Yprésien) beschränkt und fallen somit für die zur Diskussion stehenden Ermittlungen ausser Betracht (W. A. BERGGREN, 1960 und H. HENRICI & H. HILTERMANN, 1962).

- *Belgisches Becken und Pariser Becken*: Wie den Ausführungen von J. P. H. KAASSCHIETER (1961) zu entnehmen ist, enthalten die neritischen Ablagerungen im Belgischen Becken vorwiegend benthonische Foraminiferen, denen untergeordnet Globigerinen beigemischt sind; Globorotalien gehören zu den Seltenheiten. Diese Armut an planktonischen Formen gilt für die vorwiegend sandigen Ablagerungen im Pariser Becken noch in vermehrter Masse; lediglich eine südliche Verlängerung des Nordmeeres reichte zur Eocaenzeit in das Pariser Becken (litorale Fazies), das mit dem Mediterrangebiet in keiner direkten Verbindung stand.
- *Bressegraben und Juragebirge*: Im ganzen Burgund und im schweizerisch-französischen Juragebiet weisen weit verbreitete Verwitterungsprodukte darauf hin, dass zur Eocaenzeit kontinentale Verhältnisse geherrscht haben müssen. Nach den jüngsten Bohrergebnissen aus dem Bressegraben (A. LEFAVRAIS, 1962) folgen über der Oberkreide fluviatile und limnische Ablagerungen, die vermutlich dem Eocaen angehören.

Als Lieferant der Fremdfaunen kann demnach nur der *Alpenkörper* mit seinen mannigfaltigen, zum Teil an planktonischen Foraminiferen überaus reichen Gesteinsserien in Frage kommen. Die längs des Alpenrandes in der stampischen subalpinen Molasse auftretenden Fremdfaunen weisen darauf hin, dass zu jener Zeit beträchtliche Umlagerungen stattgefunden haben müssen. Wie im nächsten Kapitel (S. 78 ff.) noch eingehend diskutiert werden soll, kommt als Verbindungsweg zwischen Molassebecken und Rheintalgraben einzig die «Raurachische Senke» in Frage. Bereits im oberen Rupélien wurden die alpinen Faunen vom sich erhebenden Alpenkörper über die Schwellenzone des Juragebietes hinweg nordwärts in den Rheintalgraben bis weit über das Mainzer Becken hinaus (3) verfrachtet.

Dass Umlagerungen in der stampischen Molasse am Jurarand ausser an zwei Stellen (13, 17) nicht bekannt sind, liegt daran, dass der Untersuchung von Mikrofaunen in limnisch-fluviatilen Serien bis jetzt kaum Beachtung geschenkt wurde²⁾.

J. SPECK (1953) und R. TRÜMPY & A. BERSIER (1954) kommen anhand von Geröllstudien zum übereinstimmenden Resultat, dass die chattische Molasse vorwiegend Material der Simmendecke, der Klippendecke (Préalpes médianes) und des Ultrahelvetischen Flysches enthält. Es erhebt sich nun die Frage, ob diese alpinen Elemente die stratigraphischen und faunistischen Bedingungen als Lieferanten für die umgelagerte Faunengemeinschaft erfüllen.

Ohne auf Einzelheiten einzutreten – dieses Problem lässt sich nur mit gründlichen Kenntnissen der Alpenstratigraphie lösen – darf die Vermutung ausgesprochen werden, dass der Flysch der Simmendecke (Oberkreide) und die Oberkreide der Klippendecke (Couches rouges) als Herkunftsort der Globotruncanenfaunen durchaus denkbar sind. Auch die mittelpaleocaenen bis untereocaenen Nannofossilien (vgl. S. 61 und 66) könnten aus den Couches rouges bzw. aus dem Klippenflysch stammen³⁾. Eine grössere Schwierigkeit bieten die mittel- und obereocaenen Faunen, denn dem Ultrahelvetischen Flysch, im speziellen Falle den Flyschmassen der Habkernzone (Wildflysch), wird im allgemeinen lediglich ein obereocaenes Alter zugewiesen (arm an planktonischen Foraminiferen), während der obere Teil des Schlierenflysches bereits dem unteren Eocaen angehört.

Es besteht noch die Möglichkeit, die alttertiären Foraminiferen aus den Globigerinenschiefern (Stadschiefern) zu beziehen. Während diese mikrofossilreiche helvetische Serie in der Randkette zwar ebenfalls nur das Obereocaen umfasst (vgl. R. ECKERT, 1963), dürfte sie als heterochrone Ablagerung – analog den Verhältnissen in den östlichen Schweizer Alpen (vgl. R. HERB, 1962, S. 60) – im Bereich der Wildhorn–Drusberg-

¹⁾ In Übereinstimmung mit diesem Ergebnis weisen die umgelagerten Faunen aus dem Gebiet von Kassel (1) und aus der Niederrheinischen Bucht (2) keine Globorotalien auf.

²⁾ Da die aufgearbeiteten Foraminiferen gegenüber den psammitischen Komponenten in einer kaum erkennbaren Minderheit sind, lassen sie sich nur mit geeigneten Anreicherungsverfahren (vgl. S. 64) gewinnen.

³⁾ Wie in den Couches rouges der Giswiler Klippen weisen auch im rheintalischen Stampien die ältesten tertiären Nannofossilien ein Thanétien-Ilerdien-Alter auf (das Unterpaleocaen scheint in den Couches rouges – zumindest in der Zentralschweiz – zu fehlen). Diese frappante Übereinstimmung ist wohl kaum zufällig.

Ich danke Herrn H. Mohler (Basel), welcher das Gebiet der Giswilerstöcke bearbeitet hat (noch nicht publiziert), für seine bereitwillige Auskunft.

Decken bis ins Lutétien hinabreichen¹⁾. Diese Vermutung wird dadurch noch gestützt, dass die betreffenden Serien auf den Deckenrücken vollständig der Erosion anheimgefallen sind.

Die nachfolgende Zusammenstellung möge einen groben Überblick über die umgelagerten Faunen und ihre vermutliche Herkunft geben:

Umgelagerte Mikrofossilien im rheintalischen Stampien	Herkunft	Alter
zahlreiche Globigerinen zahlreiche Globorotalien einzelne <i>Hantkenina</i> vereinzelte Chiloguembelinen zahlreiche Discoasteriden zahlreiche Coccolithiden	Globigerinenschiefer des höheren Helvetikums	Mitteloocaen bis Obereocaen
zahlreiche Coccolithiden zahlreiche Discoasteriden (und verwandte Formen, vgl. S. 66)	Couches rouges der Klippendecke und evtl. Klippenflysch	Mittelpaleocaen bis Untereocaen
zahlreiche Globotruncanen verschiedene Heteroheliciden vereinzelte Nannofossilien (z. B. <i>Micula</i>)	Couches rouges der Klippendecke	Cénomaniens bis Maestrichtien
vereinzelte Nannoconiden	? Klippendecke	Tithon–Unterkeide

PALÄOGEOGRAPHIE

Im vorangehenden Kapitel sind Fremdfaunen und ihre Herkunft beschrieben und diskutiert worden. Sie liefern uns die Argumente für eine paläogeographische Darstellung, welche in einer Karte (Tafel III) zusammengefasst wurde. Sämtliche aus der Literatur erhaltenen Informationen, welche die Spanne zwischen Turonien und Chattien umfassen, sind nachstehend in zusammengedrängter Form erläutert.

Oberkreide (Turonien–Maestrichtien)

Die reichlichen Vorkommen an aufgearbeiteten Globotruncanen, vor allem an zweikieligen Formen, legen es vorerst nahe, die Verbreitung der Oberkreide rund um den Rheintalgraben näher zu betrachten. Wie bereits im letzten Kapitel erwähnt, war es allerdings nicht möglich, den Herkunftsort der Fremdfossilien anhand der Globotruncanen eindeutig zu bestimmen.

Im Norden beginnend, kann als Ergänzung zur Karte beigelegt werden, dass sich die Oberkreide nördlich des Harz über die Vorkommen bei Alfeld ins westfälische Becken verfolgen lässt. Reichlich auftretende oberkretazische Gerölle in Niederhessen, eingelagert in tertiären Sedimenten, lassen eine ehemals bis gegen Kassel reichende Oberkreide-Meresbucht vermuten (R. HUCKRIEDE, 1954a).

¹⁾ Es sei auf die von R. HERB (S. 63) veröffentlichte Faunenliste aus den Globigerinenmergeln aufmerksam gemacht, die sowohl faunistisch als auch stratigraphisch eine recht gute Übereinstimmung mit der eigenen Faunenassoziation zeigt.

Die Südbegrenzung in der Niederrheinischen Bucht ist durch neuere Bohrungen recht genau bekannt (H. D. PFLUG, 1959), und reliktsche oberste Kreide (oberes Sénonien–Maestrichtien) bei Irmich und auf dem Hohen Venn zeugen von einer beträchtlichen Oberkreide-Transgression über die Rumpfflächen des Rheinischen Mittelgebirges gegen die Eifel hin. Nach N. THÉOBALD (1952) sollen auch die Ardennen während des Sénonien ganz vom Meere bedeckt gewesen sein.

Zu erwähnen sind ferner die Oberkreide-Vorkommen zwischen dem Pariser Becken und den Alpen Savoyens, die zum Teil erst in jüngster Zeit eine eingehendere Bearbeitung erfahren haben. Als erstes seien die Oberkreide-Silices rund um das Morvan-Massiv erwähnt; es sind dies Residualprodukte ehemaliger Ablagerungen des unteren Sénonien, die unter anderem noch Echiniden enthalten (P. LEMOINE, 1911; A. LEFAVRAIS, 1962). Es folgen die Vorkommen im Bresse-Graben, die von A. LEFAVRAIS (1959, 1962) beschrieben wurden. Dabei handelt es sich um Tiefbohrungen, die zum Teil recht mächtiges Turonien (gegen 50 m) und etwas unteres Sénonien durchfahren haben. Bei Tanay (NE von Dijon) enthalten die kretazischen Ablagerungen als jüngstes Schichtglied noch Turonien (M. MALAPRIS & P. RAT, 1961).

Im Jura sind Oberkreide-Vorkommen von folgenden Lokalitäten bekannt:

- Sénonien von Lains (S. GUILLAUME, 1959)
- Turonien am Lac de Narlay (S. GUILLAUME, 1960)
- Turonien bei Auxon-Dessus im Vallée de l'Ognon (S. GUILLAUME, 1961)
- Turonien von La Rivière-Chésery (L. W. COLLET et E. PARÉJAS, 1925)
- Turonien von Leyssard (H. VINCIENNE, 1936; A. LEFAVRAIS, 1962)
- Turonien und unteres Sénonien von Cuiseaux (H. VINCIENNE, 1936)
- Maestrichtien von Alfermée (O. RENZ, 1936) und Biel (C. HÄFELI, 1964)

All diese oberkretazischen Sedimente sind reich an Mikrofossilien, wobei besonders im Jura und in der Bresse Globotruncanen recht häufig auftreten.

Zusammenfassend ergibt sich folgendes paläogeographisches Bild: Das Oberkreidemeer des Pariser Beckens stand zumindest temporär über das Burgund, die Bresse und den französischen Jura mit dem der Chaînes subalpines in Verbindung («détroit morvano-vosgien»), wobei das Gebiet des heutigen Schweizer Molassebeckens und des nördlichen Jura vermutlich einen Rücken mit sehr geringer oder fehlender Sedimentation bildete.

Im Bereiche der alpinen Geosynklinalen sind die oberkretazischen Sedimente in pelagischer Fazies entwickelt (Préalpes, höheres Helvetikum längs des Alpenrandes), während das neritisch ausgebildete Turonien und Sénonien am Ostrand des Fränkischen Jura wieder auf einen epikontinentalen Ablagerungsraum hinweisen.

Alttertiär (Paleocaen und Eocaen)

Wie bereits eingehend erörtert, ist es gelungen, anhand der alttertiären Foraminiferen den Herkunftsort des aufgearbeiteten Materials im rheintalischen Stampien in groben Zügen zu ermitteln. Die Verbreitung von marinem Alttertiär beschränkt sich für unsere Untersuchungen auf zwei Gebiete, einerseits auf NW-Deutschland, Belgien und Pariser Becken, andererseits auf den alpinen Raum.

Bei den ausseralpinen Ablagerungen handelt es sich vorwiegend um neritische und litorale Bildungen des Nordmeeres, die höchstens einen geringen Anteil an pelagischem Material aufweisen. Die südliche Verbreitungsgrenze in NW-Deutschland wurde durch neuere Explorationstätigkeit recht genau erfasst (H. D. PFLUG, 1959; W. HINSCH, 1958). Südlich und östlich dieser Grenze treten Paleocaen und Eocaen in limnischer Ausbildung auf (Pollenbilder).

Sowohl in Belgien als auch im Pariser Becken weisen die entsprechenden Serien, soweit sie marin sind, einen vorwiegend sandig-litoralen Habitus auf (J. P. H. KAASSCHIETER, 1961).

Auf die Verhältnisse des alpinen Alttertiärs wurde bereits bei der Beschreibung der umgelagerten Faunen eingegangen.

Sannoisien

Seit Ende des letzten Jahrhunderts bis zum heutigen Tag bildet die Herkunft der marinen Einbrüche in den Rheintalgraben das Thema zu ausgedehnten Diskussionen. Während des Literaturstudiums stiess ich ca. 35mal auf entsprechende Hinweise und Abhandlungen. Die Meinungsverschiedenheiten begannen zwischen A. ANDREAE (1887) und W. KILIAN (1884) über die Herkunft des Sannoisien-Meeres von Süden oder von Norden. Später wurde vor allem von den Elsässer Geologen eine Meeresverbindung mit dem Pariser Becken durch die Pfalzburg-Senke vertreten (u. a. L. VAN WERVEKE, 1897, 1934; P. KESSLER, 1910; B. FÖRSTER, 1911; W. WAGNER, 1924–1955). In ihrer Dissertation wägt B. WILSER (1923) die verschiedenen Möglichkeiten ab und postuliert eine höchst schwach fundierte neue Variante: marine Verbindung des Rheintalgrabens über den Belfortais, Neuenburgersee zur perialpinen Senke.

Mit der Erkenntnis, dass das «Système de Bourogne» in der Bucht von Belfort das Liegende der Foraminiferenmergel und somit das Sannoisien repräsentiert, war ein neuer möglicher Verbindungsweg des Unteroligocaen-Meeres durch die Burgunder Pforte zum Pariser Becken entdeckt (L. MEYER, 1927). Dieser Sachverhalt verleitete später einige Geologen, eine Kommunikation durch die Burgunder Pforte mit der Bresse und der Rhône-Saône-Senke zu suchen (L. U. DE SITTER, 1939; H. TOBIEN, 1949; M. GIGNOUX, 1950); schon 1920 hat allerdings M. DOLFFUSS in einer Diskussion auf diese Möglichkeit aufmerksam gemacht.

Als ernst zu nehmende Hypothesen über die Herkunft der Meereseinbrüche können heute nur noch zwei Möglichkeiten angeführt werden: aus dem Pariser Becken oder aber aus der Rhône-Saône-Senke. Beide Fälle werden weiter unten etwas ausführlicher analysiert.

Die Ausbildung und Gliederung des «Sannoisien» wurde vor allem durch die intensive Bohrtätigkeit im Rheintalgraben genauer bekannt (Sundgau, Kalibecken, Pechelbronn, Bruchsal und Rheinhessen). Es handelt sich um die Pechelbronner Schichten mit ihren südlichen Äquivalenten der «Salzfolge» und die darunter liegenden «Grünen Mergel» mit den Melanienkalken (Lymnänen-Mergel). Diese ganze Serie wurde früher ins Sannoisien gestellt; hingegen konnte H. TOBIEN (1949) den Beweis erbringen, dass säugetierpaläontologisch der untere Teil (Liegendes der mittleren Pechelbronner Schichten oder Versteinerungsreichen Zone) bereits dem Ludien angehört. Der Einfachheit halber werde ich die ganze Folge aber weiterhin als «Sannoisien» bezeichnen.

Ohne in Details abschweifen zu wollen, sei diese Serie kurz skizziert. Es handelt sich sowohl lithologisch als auch mächtigkeitsmässig um stark variierende Ablagerungen von lagunär-brackischem bis limnischem Charakter. Während in Beckennähe von Belfort bis gegen das Mainzer Becken Gips, Anhydrit und Salze einen wesentlichen Bestandteil der Schichtfolge ausmachen, die als ganzes 800 bis weit über 1500 m Mächtigkeit erreichen kann (vgl. V. MAIKOVSKY, 1941, Bohrung Schoenensteinbach N Mülhausen), sind an den Grabenrändern konglomeratische Bildungen dominierend. Der mittlere Teil der Pechelbronner Schichten, die sogenannte «Versteinerungsreiche Zone», ist im ganzen Rheintalgraben als Horizont mit marinem Einschlag verfolgbar (Cyrenen, Mytilus, Hydrobien, Bryozoen, Foraminiferen, Ostracoden).

Verbreitung. Im SW des Rheintalgrabens zieht die Achse der Mülhauser Depression gegen Belfort; so wurden bei Reppe noch über 600 m Sannoisien in Beckenfazies mit reichlich Sulfaten und etwas Steinsalz erbohrt (L. MEYER, 1928). Bei Bourogne tritt schon die Litoralfazies mit konglomeratischen und sandigen Bildungen auf. Die «Versteinerungsreiche Zone» ist unverkennbar mit einer reichlichen Fauna vertreten (Mytilus, Cyrenen, Textularien, Buliminiden, Rotaliden)¹⁾. Diese küstennahen, salz- und sulfatfreien Ablagerungen lassen sich gegen Osten verfolgen, wo sie bei Basel (Bohrung Allschwil 1 und 2) gegen 100 bzw. 270 m Mächtigkeit erreichen; nördlich von Basel (südlich Kandern, Istein) nimmt ihre Mächtigkeit rapid ab (vgl. O. WITTMANN, 1949a).

Bis ca. 1950 war man der Meinung, das Sannoisien trete im Rheintalgraben nur südlich von Mannheim auf. Mit zunehmender Bohrtätigkeit zwischen Speyer und Mainz rückte die Verbreitungsgrenze der unteroligocaenen Ablagerungen ständig weiter gegen Norden. So beschreibt E. WIRTH (1954) ein gegen 100 m mächtiges Sannoisien mit marin-brackischem Einschlag bis in die Gegend von Darmstadt, und W. WAGNER (1955b) erwähnt für die Bohrung Zotzenheim bei Kreuznach (Mainzer Becken) eine über 10 m mächtige

¹⁾ Bei Oltingue konnten auch Globigerinen nachgewiesen werden (vgl. S. 26).

Sannoisien-Serie von litoralmarinem Charakter mit etwas Gips (Cerithien, Cyrenen, marine Ostracoden). Eine kürzlich erschienene Arbeit von V. SONNE (1963) befasst sich ebenfalls mit der Verbreitung des Sannoisien im Mainzer Becken; nach seiner Darstellung reicht der brackische Einfluss bis ins Gebiet von Bingen-Kempen. Die bis jetzt nördlichsten Vorkommen befinden sich nördlich des Vogelsberges in der Hessischen Senke (F. GRAMANN, 1960). Das Sannoisien, der sogenannte Hessische Melanienton, ist dort als limnisch-fluviatile Serie mit stark brackisch-marinen Einschaltungen entwickelt (Fischreste, Gastropoden, Ostracoden; Buliminiden, Nonioniden, Rotaliden usw.). Nach F. GRAMANN soll die gesamte Fauna recht gut derjenigen der «Versteinerungsreichen Zone» des Pechelbronner Beckens entsprechen. Auch M. BLANCKENHORN (1923) beschreibt noch schwache brackische Einflüsse im Melanienton der Gegend von Borken, Ziegenhain und Neustadt (Gebiet südlich der Kellerwald-Schwelle).

Herkunft des praestampischen Tertiärmeeres. Um diese Frage diskutieren zu können, müssen Ausbildung und Verbreitung der ausserrheintalischen Vorkommen kurz gestreift werden.

Im Norden beginnend, reicht das Lattorfien (mit *Numm. germanicus*) in Litoralfazies als schmale Bucht in die *Hessische Senke* bis nördlich von Kassel. Sowohl faziell als auch faunistisch bestehen zwischen dem Unteroligocaen des Norddeutschen Beckens und dem des Rheintalgrabens zu grosse Unterschiede, als dass ernsthaft an eine Meeresverbindung gedacht werden darf; zudem sind in der Kasseler Gegend, die geologisch recht gut untersucht ist, bis jetzt noch keine entsprechenden marinen Einflüsse bekannt. Auch das neritische Lattorfien der nördlichen Niederrheinischen Bucht (K. STAESCHE & H. HILTERMANN, 1940; H. D. PFLUG, 1959) und das Tongrien des Belgischen Beckens (D. A. J. BATJES, 1958) weisen eine weitgehende Übereinstimmung mit dem norddeutschen Faziesraum auf.

Die Verhältnisse im *Pariser Becken* müssen etwas eingehender diskutiert werden. Wie bereits erwähnt, ist die Herkunft des Unteroligocaen-Meeres aus dem Pariser Becken eine besonders von den Elsässer Geologen stark verfochtene Hypothese, die ursprünglich von L. VAN WERVEKE (1897) aufgestellt wurde und bis zum heutigen Tag ihre Anhänger behalten hat (u. a. W. WAGNER, 1950, 1955; P. DORN, 1951; W. WEILER, 1953; H. BORCHERT, 1960).

W. WAGNER stellte als Beweis für seine These in einer seiner Publikationen (1924) das Typprofil von Sannoisien einem für seine Zwecke etwas idealisierten Sannoisienprofil des Rheintalgrabens gegenüber und parallelisierte lithologisch Abschnitt um Abschnitt. Zugegeben, das Sannoisien des NW Pariser Beckens zeigt bezüglich seiner wechselnden Ablagerungsbedingungen und seiner lagunären, sulfatführenden Einschaltungen gewisse Analogien zu dem des Rheintales, doch sollte vor allem dem lateralen Fazieswechsel dieser Serie gegen E und SE und der enormen Mächtigkeitsdifferenz (max. 50 m im Pariser Becken gegen max. über 1000 m im Rheintalgraben für Ludien-Sannoisien) grössere Aufmerksamkeit geschenkt werden. So geht der lagunär-brackische «Gypse de Montmartre» (Ludien) gegen S und SE über in die Süsswasserkalke von Champigny, und die Äquivalente der «Marnes supragypseuses» (Sannoisien) verlieren gegen S und E zunehmend ihren marin-brackischen Charakter, keilen zum Teil aus oder werden durch Süsswasserkalke (Calcaire de Brie) ersetzt (P. LEMOINE, 1911; H. TOBIEN, 1949; N. THÉOBALD, 1952; C. CAVELIER, 1964; Erläuterungen zu geologischen Karten). Das östliche Pariser Becken wird also zur Unteroligocaenzeit vorwiegend von einem ausgedehnten limnischen Gewässer bedeckt.

H. TOBIEN (1949, S. 37 ff.) stellt den lithofaziellen Parallelisationen Wagners einen Vergleich nach paläontologischen Gesichtspunkten gegenüber (vgl. Tabelle auf der folgenden Seite).

Der Hauptunterschied in der Beurteilung durch die beiden Autoren liegt darin, dass nach H. Tobien dem Sannoisien des Pariser Beckens nur Teile der praestampischen, lagunär-brackischen Ablagerungen des Rheintalgrabens entsprechen; seine Ansicht ist wesentlich besser begründet und entkräftet Wagners Hauptargument. W. WAGNER (1955a) hielt trotzdem bis in die jüngste Gegenwart an Wervekes Pfalzburger-Verbindung fest, geht aber den Kompromiss einer zusätzlichen Meeresverbindung in die Rhône-Saône-Senke ein. Auf Wagners Vorstellung basierend, betrachtet H. BORCHERT (1960) das Pariser Becken mit seinen geringmächtigen Sannoisienbildungen als Vortrog zum Kalisalzbecken, um seiner postulierten primären Salzausscheidung aus Meerwasser Wahrscheinlichkeit zu verleihen.

Aus den oben genannten faziellen und stratigraphischen Gründen ist aber die Möglichkeit einer Verbindung des praestampischen Tertiärmeeres mit dem Pariser Becken abzulehnen.

Ausser dem schmalen perialpinen Trog (sillon préalpin), der sich dem Alpenrand entlang bis gegen die Riviera erstreckt und dessen Sedimente vollmarin entwickelt sind (keine lagunär-salinaren Bildungen), verbleibt als letztes Gebiet mit Sannoisien-Ablagerungen nur noch die Rhône-Saône-Senke mit ihrem nördlichen Teil, dem *Bressegraben*.

Da gerade in neuerer Zeit zwei ausführliche stratigraphische Arbeiten über einige Bohrungen aus der Bresse erschienen sind, halte ich es für richtig, die Möglichkeit einer Meeresverbindung des Rheintalgrabens mit der Rhône-Saône-Senke kurz zu streifen, obwohl H. TOBIEN (1949, S. 41 ff.) bereits entsprechende Überlegungen angestellt hat.

Pariser Becken (nach W. WAGNER, 1924, 1938)		Rheintalgraben	Pariser Becken (nach H. TOBIEN, 1949)	
Calcaire de Brie-Marnes vertes	gegen S und E Ausüstung	obere Pechelbronner Schichten	gegen S und E Ausüstung	Calcaire de Brie-Marnes vertes
Marnes à Cyrènes		«Versteinerungsreiche Zone»		Marnes à Cyrènes Marnes blanches Marnes bleues
? (Erosion)		untere Pechelbronner Schichten (Ludien)		oberer Montmartre-Gips (Ludien)
Marnes blanches Marnes bleues (Sannoisien)		Mergel mit <i>Helix hambresi</i> Grüne Mergel und Melanienkalk (Ludien)		Gypse de Montmartre (Ludien)

Die salinaren Ablagerungen streichen im SW Rheintalgraben als Beckenfazies gegen Belfort zu aus. Westlich der aus mesozoischen Schichten aufgebauten Franche Comté finden sich die ersten brackischen praestampischen Bildungen SW von Vesoul (M. DREYFUSS, 1926). Südlich anschliessend folgen die Bohrungen der Gegend von Louhans (E. FRIEDEL, 1944; A. LEFAVRAIS, 1962): der untere Teil des Oligocaens der Bohrung Vincelles in lagunär-brackischer Ausbildung mit reichlichen sulfatischen Einschaltungen erreicht je nach Autor die respektable Mächtigkeit von 170 bis gegen 250 m. A. LEFAVRAIS (1962) rechnet diese Serie schon zum «Stampien s. l.», obwohl dafür keine paläontologische Evidenz besteht¹⁾. Noch mächtiger (gegen 400 m) treten die entsprechenden Schichten in der nahegelegenen Bohrung Ratte in Erscheinung; die Gipsvorkommen beschränken sich auf den oberen Teil dieser Serie.

Weitere Tiefbohrungen zwischen Louhans und Bourg, ferner in der Umgebung von Bourg zeigen ähnliche Verhältnisse (G. TCHIMICHKIAN, u. a., 1958). Zwei Bohrungen (Br. 2 und Br. 101) weisen ein Unteroligocaen (evtl. noch Eocaen?) von gegen 400 m auf, wobei die meist mergeligen Ablagerungen stark lagunären Charakter besitzen und reichlich Steinsalz, Gips und Anhydrit führen. Die absolut mächtigsten Bildungen dieser Art finden sich in einer Bohrung S von Bourg (Br. 1), die mit ihren über 1000 m eine frappante Ähnlichkeit mit den Verhältnissen im Rheintalgraben dokumentieren.

Ob diese Lagunenbecken, die sich rhoneabwärts bis in die Provence fortsetzen, bei Chambéry mit dem perialpinen Sannoisienmeer in Verbindung standen (H. TOBIEN, 1949, S. 42) oder aber erst im Mittelmeergebiet mit dem offenen Meere kommuniziert haben, entzieht sich unserer Kenntnis. Auf jeden Fall besteht im heutigen Zeitpunkt kein Zweifel mehr darüber, dass die Annahme praestampischer Meereseinbrüche aus der Rhône-Saône-Senke durch die Burgunder Pforte in jeder Beziehung ein höchstes Mass an Wahrscheinlichkeit besitzt.

Die Forderung einer Meeresverbindung im Sannoisien quer durch den Jura und das schweizerische Mittelland zum perialpinen Trog (S. GILLET, 1944, 1964) entbehrt jeglicher Evidenz.

¹⁾ Da das Oligocaen der Bresse lithologisch eine Zweiteilung aufweist (lagunäre untere Serie – limnische obere Serie), ist es sehr wohl möglich, dass ein Teil der lagunären Ablagerungen dem Rupélien entspricht.

Rupélien

Das vorwiegend vollmarine Rupélien wird im Rheintalgraben gebildet von einer maximal gegen 500 m mächtigen Folge von grauen Mergeln. Dabei können die Foraminiferenmergel über 30 m, die Fischschiefer 20–25 m und der Septarienton 350–400 m erreichen. Einen Vergleich mit den gleichaltrigen Schichten des Mainzer Beckens gibt nachfolgende Tabelle:

Elsass	Mainzer Becken
Septarienton (= Meletta-Schichten)	Schleichsand oberer Rupelton
Fischschiefer	mittlerer Rupelton
Foraminiferenmergel	unterer Rupelton

Im Mainzer Becken sind die heterochronen litoralen Bildungen (Meeressande) schon lange bekannt; mit ihrer Hilfe kann im westlichen Mainzer Becken der Verlauf der landeinwärts vorrückenden Küstenlinie bis in das oberste Rupélien rekonstruiert werden (K. W. GEIB, 1949; V. SONNE, 1958). Wie schon im stratigraphischen Teil dieser Arbeit dargelegt wurde, treten im Süden, am Jurarand, analoge Verhältnisse auf (S. 36ff; Fig. 8).

Was die *Herkunft* des Rupeltonmeeres anbetrifft, bestehen bezüglich des marinen Haupteinbruches durch die *Hessische Senke* keinerlei Meinungsverschiedenheiten. Der norddeutsche Septarienton lässt sich lückenlos südwärts bis in das Mainzer Becken verfolgen, wobei in der Hessischen Senke gleichaltrige Küstenbildungen bekannt sind (Giessener Meeressand). Auch der Einfluss der nordischen Faunen lässt sich in den Rheintalgraben hinein verfolgen, wobei nach W. WEILER (1953) Faunenelemente des Nordmeeres bis in den perialpinen Trog reichen sollen (Hilfern-Schichten im Entlebuch). Das Fehlen von äquivalenten Ablagerungen des Schleichsandes (oberstes Rupélien) im Gebiet um Kassel¹⁾ und die Aussüssung des Schleichsandes im nördlichen Vorland des Vogelsberges (F. GRAMANN, 1960) zeugen von einer Abschnürung des rheintalischen Meeresarmes vom Nordmeer gegen Ende des Rupélien.

Das Mitteloligocaen der *Niederrheinischen Bucht* (sowie des anschliessenden Belgischen Beckens) ist in derselben tonig-mergeligen Fazies ausgebildet wie das des Norddeutschen Beckens; es handelte sich um einen einheitlichen Ablagerungsraum mit ähnlichen Sedimentationsverhältnissen. Während sich im Innern des niederrheinischen Absenkungsbeckens typischer Septarienton anhäufte, deuten grobdetritisch-sandige Küstenbildungen im Gebiet von Köln–Bergisch Gladbach auf einen südlichen und östlichen Abschluss des Nordmeeres; bei Bonn ist das Rupélien limnisch entwickelt (H. D. PFLUG, 1959). Dieser Befund und das Fehlen von entsprechenden marinen Ablagerungen im Neuwieder Becken²⁾ (W. KLÜPFEL, 1942) schliessen eine Meeresverbindung zwischen NW-Deutschland und Mainzer Becken während des Rupélien mit aller Wahrscheinlichkeit aus.

Im *Pariser Becken* erreichen die marinen Ablagerungen des Rupélien (= Stampien der Franzosen) eine maximale Mächtigkeit von annähernd 50 m. Der untere Teil (Marnes à Huîtres) ist vorwiegend kalkig-mergelig und der obere (Sables de Fontainebleau, max. 40 m) sandig entwickelt; diese Serie unterscheidet sich in ihrer lithologischen Ausbildung also sehr stark von den gleichaltrigen Sedimenten sowohl im Belgischen Becken als auch im Rheintalgraben. Während der marine Einfluss durchgehend stark nordischen

¹⁾ Die häufig in der Literatur zitierten «oberen» Melanientone, die als brackisch-limnische Serie das oberste Rupélien in der Hessischen Senke repräsentieren sollen, sind nach den neuesten Untersuchungen identisch mit dem Hessischen Melanienton (= Sannoisien) (F. GRAMANN, 1960; H. BAATZ & S. RITZKOWSKI, 1962). Wohin nun der «Obere Melanienton» von Sieblös in der Rhön (ESE Fulda) zu stellen ist, bleibt daher unklar (W. WENZ, 1921, S. 124).

²⁾ Über die von A. DE LAPPARENT (1900, S. 1505) erwähnten «... conglomérats à *Natica crassatina*» zwischen Bingen und Lahnstein finden sich in der einschlägigen Literatur keinerlei Hinweise.

Charakter aufweist, scheint im oberen Teil der «Sables de Fontainebleau» auch eine Verbindung mit dem Mediterrangebiet existiert zu haben (N. THÉOBALD, 1937).

Über die gegenseitigen Beziehungen zwischen Pariser Becken und Rheintalgraben herrschen seit Ende des letzten Jahrhunderts verschiedene Auffassungen. Bis heute sind noch keine eindeutigen marinen Ablagerungsrelikte gefunden worden, die als verbindendes Element zwischen beiden Tertiärgebieten eine Rolle spielen könnten. Wohl erwähnt N. THÉOBALD (1952, S. 31) stampische Sande am Rande des Pariser Beckens bei Lisse, Charmont (Champagne) und Vill(i)ers-Herbisse¹⁾, doch weder diese Vorkommen noch die Residualprodukte, der sogenannte «Pierre de Stonne», entlang der Ardennen und in Lothringen²⁾ können als Beweis für eine marine Überflutung im Rupélien angesprochen werden.

Auch die von verschiedenen Autoren angestellten faunistischen Vergleiche vermögen nicht, dieses Problem zu lösen. So lehnt N. THÉOBALD (1935) anhand der Fischfaunen eine direkte Meeresverbindung zwischen Rheintalgraben und Pariser Becken ab. In einer späteren Veröffentlichung (1937) spricht er sich beim Vergleich der Gesamtfauen der beiden Gebiete in ähnlicher Weise aus (S. 57), postuliert aber in derselben Publikation (S. 86/87) auf Grund der (?) Faunenübereinstimmung eine marine Kommunikation durch die Champagne und das Saarland in den Rheintalgraben. Während L. VAN WERVEKE (1934) die Pfalzburger-Senke auch im Rupélien als marine Passage befürwortet, lassen die Untersuchungen von E. KISSLING (1896) und H. LINIGER (1925) nur die Möglichkeit eines direkten Meeresdurchtrittes über das Plateau von Langres durch die Burgunder Pforte zu.

In der *Bresse* fehlen Ablagerungen in vollmariner Fazies vollständig. Über den mächtigen lagunären Bildungen (vgl. Paläogeographie des Sannoisien, S. 74), deren oberer Teil möglicherweise schon dem Rupélien angehört, folgt eine limnische, vorwiegend kalkige Serie mit Mergeleinlagerungen, die bis ins Aquitanien reichen soll (G. TCHIMICHKIAN u. a., 1958; A. LEFAVRAIS, 1962). Ob diese ganze Süßwasserfolge schon dem Oberoligocaen entspricht, ist paläontologisch zwar nicht erwiesen. Die faziellen Verhältnisse sprechen in jedem Falle entschieden gegen eine Meeresverbindung zwischen Rhône-Saône-Senke und Rheintalgraben während des Rupélien.

Die paläogeographischen Verhältnisse der Unteren Meeresmolasse im *Schweizerischen Mittelland* wurden kürzlich von R. F. RUTSCH (1961/62) eingehend diskutiert. Was die Verbreitung der Unteren Meeresmolasse im subalpinen Raum betrifft, können als Ergänzung die Resultate der Bohrungen Courtion (H. FISCHER & H. LUTERBACHER, 1963), Sorens und Savigny beigefügt werden. Während bei Courtion chat-tische Molasse der Unterkreide aufliegt, wird bei Savigny das Cénomaniens noch von Rupélien überlagert (K. LEMCKE, 1963). Über dem Urgonien der Bohrung Sorens (unveröffentlicht) finden sich geringmächtige (ca. 3,5 m), kleine Nummuliten führende (?) Priabonien-Ablagerungen als Basis einer über 50 m mächtigen, marinen, mikrofossilreichen Unter- bis Mitteloligocaen-Serie, analog den Verhältnissen im Val d'Illez und der Chaînes subalpines. Die Nummuliten-Schichten, die in ähnlicher Ausbildung südlich bis in den Sedimentationsraum der Wildhorndecke (Stadschiefer) verfolgbar sind, erreichen hier wohl ihre nördlichste Verbreitung. Wesentlich enger präsentiert sich der subalpine Ablagerungstrog des Unter- und Mitteloligocaen; er umfasst nur noch die autochthone Schichtreihe und die subalpine Molasse.

Die Diskussion über eine mögliche Verbindung des Rupélienmeeres zwischen der subalpinen Senke und dem Rheintalgraben, die R. F. RUTSCH (1961/62) in negativem Sinne als abgeschlossen betrachtet, muss wieder aufgenommen werden.

Zwei sich widersprechende Befunde stehen einander gegenüber: einerseits sind zwischen der subalpinen Molasse und dem Delsberger Becken bis heute noch keine marinen Oligocaen-Relikte gefunden worden, andererseits herrscht aber im Rupélien vom Mainzer Becken bis in den südlichen Rheintalgraben ein Faunengemisch von nordischen und mediterranen Elementen, wobei sich letztere allerdings weder mit dem Pariser noch mit dem Molassebecken eindeutig in Verbindung bringen lassen. So bestreiten zum Beispiel H. HAGN & O. HÖLZL (1952) und H. C. G. KNIPSCHER (1952) einen direkten Zusammenhang zwischen dem Molassebecken und dem Rheintalgraben anhand der Foraminiferenfaunen, hingegen postuliert W. WEILER (1953) beim Vergleich der Fischfaunen mindestens eine zeitweilige Meeresverbindung. Auch R. TRÜMPY (1962)

¹⁾ Es handelt sich offenbar um marine Relikte; leider gibt N. Théobald weder eine genauere Beschreibung noch einen Literaturhinweis. Ferner muss ein Irrtum vorliegen, wenn er schreibt, Vill(i)ers-Herbisse liege in der Argonne.

²⁾ Zum Teil sind diese Bildungen nicht einmal tertiären Ursprungs (vgl. H. TOBIEN, 1949, S. 40).

schliesst die Möglichkeit einer solchen Verbindung nicht aus. Die mangelnde Übereinstimmung der Ostracodenfaunen aus der subalpinen Molasse und dem Septarienton (vgl. H. J. OERTLI, 1956, S. 24) darf meines Erachtens nicht als Argument gegen eine marine Kommunikation angeführt werden; einerseits zeichneten sich die beiden Gebiete durch eine unterschiedliche Salinität des Meerwassers aus (H. J. OERTLI, S. 19/20), was bei der Milieuabhängigkeit der Ostracoden einen wesentlichen Punkt darstellt, und andererseits weisen die Horwerschichten ein höheres Alter auf als der obere Septarienton, aus dem die untersuchten Proben stammen.

Wie bei der Durchsicht von einigen aufgesammelten Molasseproben aus dem Raume Wynau–Aarwangen festgestellt werden konnte, sind diese psammitischen Sedimente in mikropaläontologischer Hinsicht noch ungenügend untersucht (vgl. auch S. 68). Unmittelbar am Aare-Ufer bei Wynau («Kellenbodenwald»: 628490/234520), an der Basis der gelbbraunen Glimmersande der Aarwanger Molasse, treten in einem kleinen Aufschluss graue, in trockenem Zustand leicht grünliche, etwas sandige Mergel zutage, die dank der Anreicherungsmethode (vgl. S. 64) eine beträchtliche Foraminiferenfauna geliefert haben. Diese Fauna, die nicht als «Reliktfauna» im Sinne von R. F. RUTSCH (1961/62) abgetan werden kann, enthält folgende Formen:

- Bolivinen (sehr zahlreich)¹⁾
- kleinwüchsige Globigerinen (sehr zahlreich)¹⁾
- Buliminen (selten)
- Cibiciden (selten)
- Discorbiden (selten), darunter Gyroidinen (sehr selten)
- Nonioniden (sehr selten)
- Nodosarien (sehr selten)
- Lenticulinen (sehr selten)

Die Homogenität und die Zusammensetzung der Fauna schliesst eine Umlagerung völlig aus. Diese vermutlich nur wenigmächtige marine Ablagerung mit autochthonen Foraminiferen kann meiner Meinung nach nur einem Abschnitt des *Rupélien* angehören. Wenn diese Annahme zutrifft, müsste den liegenden Wynauer Süsswasserkalken, die bis anhin als unterstes Chattien betrachtet wurden (A. ERNI & P. KELTERBORN, 1948), ein höheres Alter zugewiesen werden. Dieser zufällige Fund in der schlecht aufgeschlossenen Molasseserie zeigt mit aller Deutlichkeit, dass scheinbar fehlende unterstampische Sedimente im südlichen Bereich der «Raurachischen Senke» nicht den Wert eines Hauptindizes gegen eine Meeresverbindung besitzen, wie dies verschiedentlich angenommen wird.

Eine Verbindung mit dem perialpinen Trog durch die «Raurachische Senke» kommt am ehesten zeitweilig für das Septarienton-Meer in Frage (vgl. Fig. 8); die paläogeographische Situation im Bereich des Rheintalgrabens ist charakterisiert durch ein ausgeglichenes Relief, über das sich die Meerestransgression weit über die heutigen Grabenränder hinweg erstreckte und fjordartig in alle Senken und Gräben eindrang (H. ILLIES, 1962; H. FALKE, 1962). Die geringen Niveaudifferenzen verunmöglichten die Bildung von grobklastischen Küstensedimenten, und allfällige Mergel- und Tonabsätze wurden später ausserhalb des schützenden Grabengebietes rasch erodiert.

Auch die Schwellenzone zwischen dem südlichen Rheintalgraben und dem subalpinen Molassetrog (südjurassische Zone und nördliches Molassebecken) muss man sich als nur wenig erhöhte Barriere vorstellen, an der weder im Norden noch im Süden typische Küstenbildungen abgelagert wurden; längs der gesamten Umrandung des südlichen Rheintalgrabens, vom Belfortais im Westen bis zur Rheintalflexur im Osten, sind keine litoralen Ablagerungen bekannt, die als zeitliche Äquivalente des Septarientones aufgefasst werden könnten²⁾. Diese subjurassische, breite Schwelle wurde, wie im folgenden gezeigt werden kann, von einer ungefähr N–S verlaufenden *Depression*, Ausläufer des sich absenkenden Rheintalgrabens («Raurachische Senke» Baumbergers), durchquert.

¹⁾ Dr. J. P. Beckmann, Teheran, der die Probe freundlicherweise durchgesehen hat, zweifelt nicht an der Autochthonie und am oligocänen Alter der Fauna. Die durchwegs zwergwüchsigen Globigerinen lassen nach Dr. H. M. Bolli, Caracas, keine sichere Bestimmung zu. Auch ihm sei für seine Auskunft bestens gedankt.

²⁾ Eine Ausnahme bildet höchstens der «Meeressand» an den Rändern des Delsberger Beckens, der als Äquivalent des unteren Septarientones interpretiert werden kann (vgl. Fig. 8).

Wie in einem speziellen Kapitel bereits erläutert worden ist, finden sich im oberen Rupélien (oberer Septarienton im südlichen Rheintalgraben, bzw. Schleichsand im Mainzer Becken) längs des ganzen Rheintalgrabens bis weit in die Hessische Senke hinein umgelagerte planktonische Foraminiferen alpiner Herkunft, die darauf hinweisen, dass die ersten Schüttungen der Unteren Süßwassermolasse bereits im *Rupélien* eingesetzt haben mussten. Dieser Sachverhalt bestätigt die Vermutung von E. BAUMBERGER (1927), dass die Grenze Untere Meeresmolasse–Untere Süßwassermolasse als heterochrone Faziesgrenze zu betrachten ist (vgl. Fig. 12).

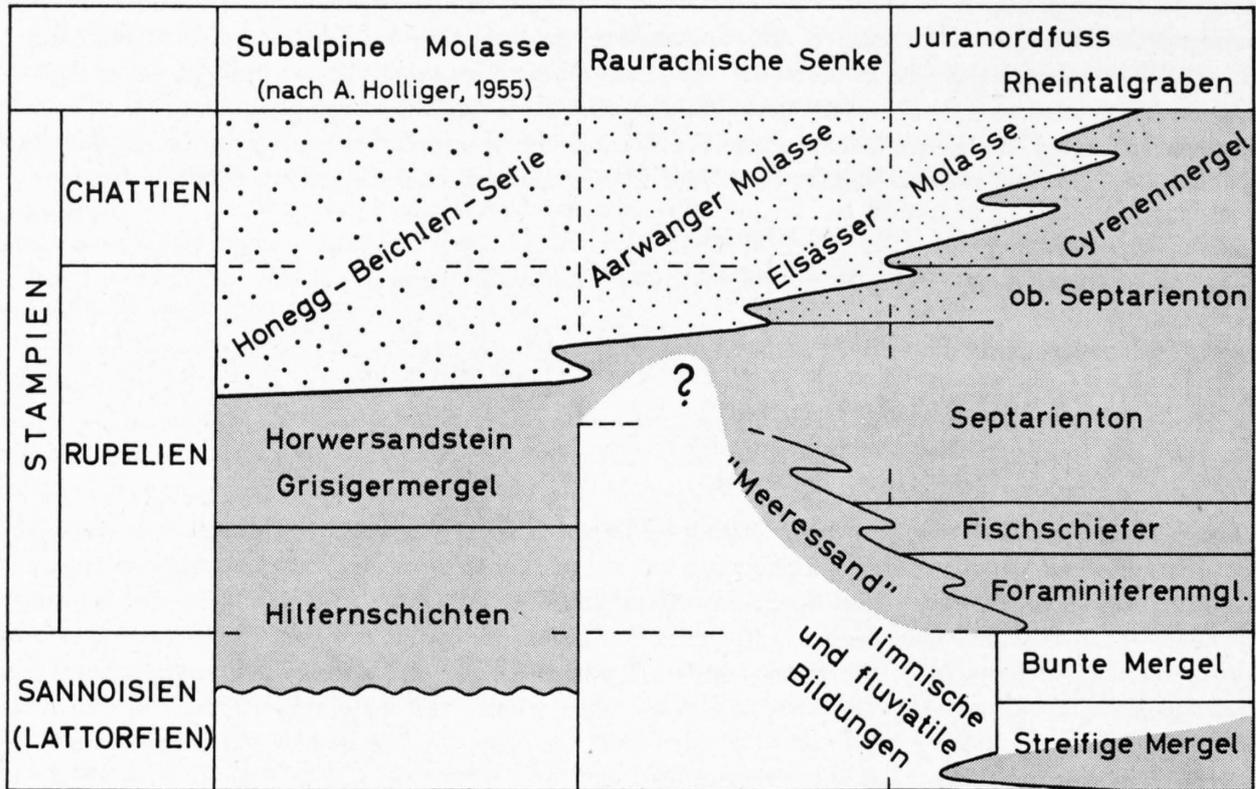


Fig. 12: Die stratigraphische Stellung der basalen Unteren Süßwassermolasse (dunkel = marine und brackische Ablagerungen)

Die Zuweisung der basalen Konglomeratserie der Riginagelfluh, der Weggiser Schichten, ins obere Rupélien (E. BAUMBERGER, 1934; A. BUXTORF u. a., 1941) scheint somit gerechtfertigt, obwohl diese Schichten paläontologisch nicht direkt datiert sind (E. BAUMBERGER, 1929). Auch A. HOLLIGER (1955) stellt den basalen Abschnitt der Beichlenserie ins Rupélien. Ferner sprechen die konglomeratischen Einschaltungen in der Unteren Meeresmolasse (Horwerschichten, Hilfenschichten) für eine beginnende fluviatile Tätigkeit aus einem südlich sich erhebenem Festland (R. F. RUTSCH, 1961/62).

Dieses Festland, das aus aufgeschobenen Elementen der Simmen- und Klippendecke, ferner aus ultrahelvetischen Flyschkomplexen und vermutlich bereits helvetischen Deckenteilen gebildet wurde (vgl. S. 69), lieferte das Material für die ersten Schuttfächer, die noch während des Rupélien den zu jener Zeit offensichtlich nur wenig tiefen Molassetrog teilweise auffüllten. Die umgelagerten Foraminiferen, die erstmals noch im rein mergeligen Abschnitt des oberen Septarientones auftreten (Allschwil, Tongrube), weisen darauf hin, dass zunächst nur pelitische Komponenten und leichte planktonische Foraminiferen durch die «Raurachische Senke» in den Rheintalgraben gelangten; in diesem Stadium wäre ein Transport durch Meeresströmungen durchaus denkbar¹⁾. Allmählich setzte eine periodische Schüttung von psammitischem Material

¹⁾ In diesem Zusammenhang sei darauf hingewiesen, dass umgelagerte alttertiäre Nannofossilien bereits im *unteren Abschnitt* des Septarientones auftreten (vgl. auch E. MARTINI, 1960). Auch diese planktonischen Formen müssen irgendwie aus dem alpinen Raum in den Rheintalgraben gelangt sein.

ein, was anhand der Wechsellagerung Mergel-Sand im obersten Teil des Septarientones, der bereits einen stark brackischen Einschlag aufweist, hervorgeht. Vom Südrand des Rheintalgrabens gelangten die aufgearbeiteten Foraminiferen, Glimmer usw. durch Meeresströmungen nordwärts bis weit über das Mainzer Becken hinaus (vgl. S. 67).

Nach diesem Exkurs wenden wir uns erneut dem Problem des im Süden angeblich blind endenden, vollmarinen Rupélienmeeres im Rheintalgraben zu. Woher kommt der mediterrane Einfluss der Faunen? Es besteht die Möglichkeit einer flachen Schwelle, die im Bereich der «Raurachischen Depression» zeitweilig von einem wenig tiefen Meer bedeckt war. Gezeitschwankungen, Strömungen und Wellenschlag waren die Ursache für geringe oder sogar mangelnde Sedimentation. Da keine resistenten Küstenbildungen abgelagert wurden, konnten allenfalls vorhandene mergelig-tonige Sedimente mit der einsetzenden Molasseschüttung verfrachtet worden sein; auch der unterste Teil der Unteren Süßwassermolasse, der eigentlich mit seinen reichlich auftretenden aufgearbeiteten, planktonischen Foraminiferen einen gut erkennbaren Horizont darstellen sollte, ist bis jetzt am Jurasüdfuss nicht bekannt. Erst im nördlichen Jura waren vermutlich durch das Vorhandensein von praestampischen Strukturen die Voraussetzungen geschaffen, die tonigen Sedimente in den Senkungs-zonen zu erhalten (Laufenbecken, Delsberger Becken).

Auch die Faunenunterschiede, bzw. die zum Teil geringe Übereinstimmung der Gesamtfauen in den unterstampischen Sedimenten des Rheintalgrabens und des subalpinen Troges sind, bei Annahme der Schwellenhypothese, recht verständlich. Wie zum Beispiel J. JARKE (1958) eindrücklich nachweist, können im Bereich einer sogar recht tiefen Schwellenzone bei Annahme geringer Temperaturunterschiede (nur einige wenige Grade), evtl. verschiedener Salinität und schwacher Turbulenz des Gewässers nur selektive Faunenwanderungen stattfinden, wobei sehr unterschiedliche Gesamtfauen in den beiden anschliessenden Meeresteilen resultieren¹⁾.

Abschliessend sei festgehalten, dass auch im heutigen Zeitpunkt noch keine absolute Evidenz für das Vorhandensein oder Fehlen einer marinen Verbindung durch die «Raurachische Senke» besteht. Die Vorkommen an aufgearbeiteten alpinen Mikrofossilien im Rupélien des Rheintales und die marinen Ablagerungen im Raume Wynau lassen die Möglichkeit einer Kommunikation wieder etwas wahrscheinlicher werden.

Chattien

Ähnlich wie schon im oberen Rupélien breitete sich im unteren Chattien das Rheintalgrabenmeer weit über die heutigen Grabenränder aus; im ganzen Bereich fehlen typische Küstenbildungen. Als Folge der Abschnürung vom offenen Meer machte sich im ganzen Grabengebiet eine langsame, zunehmende Aussüßung bemerkbar. Während die Cyrenenmergel im zentralen Beckengebiet (max. über 300 m mächtig) ihren marinen Charakter über längere Zeit noch bewahren konnten, weisen sie gegen das Mainzer Becken bzw. das Süde-sass zu bereits einen stark brackischen Einschlag auf. Auf die Möglichkeit kurzfristiger mariner Einbrüche aus dem Norden wird später eingetreten. Das obere Chattien wird im Rheintalgraben repräsentiert durch ausgedehnte limnische Bildungen: Delsberger bzw. Tüllinger Süßwasserschichten im Süden (max. gegen 200 m mächtig) und Bunte Niederröderner Schichten bis nach Rheinhessen (über 500 m). Diese limnische Serie wird in dieser Arbeit nicht mehr berücksichtigt.

Bereits während des obersten Rupélien wurde das Rheintalgraben-Meer im Bereich der *Hessischen Senke* durch tektonische Vorgänge vom Nordmeer abgeschnitten. Im unteren Chattien verstärkte sich die regressive Tendenz, wobei sich das brackische Cyrenenmergel-Meer über das Mainzer Becken hinaus nur noch bis in die nördliche Wetterau erstreckte. Andererseits setzte aber zu Beginn des Chattien eine erneute Transgression des Nordmeeres in die Kasseler Gegend ein. Die Ablagerungen dieses marinen Einbruches, die sogenannten Kasseler Meeressande, überlagern erosionsdiskordant den Rupelton und lassen sich südwärts bis in die Gegend von Borken-Ziegenhain verfolgen (R. HUCKRIEDE, 1954b; F. GRAMANN, 1964). Die Schwellenzone, die die beiden Meere trennte, hat sich also an der Wende Rupélien-Chattien gegen Süden verlagert. Wie

¹⁾ Die Foraminiferenfauna von Wynau (vgl. S. 77), die gegenüber den Faunen aus dem Rheintalgraben beträchtliche Unterschiede aufweist, würde diese Annahme bestätigen.

bereits erwähnt, stammen die umgelagerten Faunen im Chattien der Umgebung von Kassel aus dem norddeutschen Bereich, während die Aufarbeitungen in den Cyrenenmergeln des Mainzer Beckens alpines Gepräge tragen; auch dies ein Hinweis auf die Separierung der Meere.

Das marine Chattien von NW-Deutschland und Belgien greift von NW her in die *Niederrheinische Bucht* und lässt sich – ähnlich wie im Rupélien – verfolgen bis in die Gegend von Köln–Bergisch Gladbach (unterchattische Meeressande). Weiter südlich sind die Äquivalente als limnische Bildungen bekannt (W. KLÜPFEL, 1942; H. D. PFLUG, 1959). Im Bereich des Rheinischen Schiefergebirges fielen nahezu alle Zeugen der marinen Überflutung der Erosion anheim; aus der Literatur liessen sich nur zwei Vorkommen ermitteln. Beim ersten handelt es sich um die unterchattischen Cyrenenbrackmergel bei Kärlich im tertiären Einbruchsbekken von *Newwied* (W. KLÜPFEL, 1942) und beim zweiten um entsprechende Bildungen bei Breitscheid im NE Tertiärgebiet des *Westerwaldes* (H. D. PFLUG, 1959). Beide Gebiete standen ursprünglich mit dem Mainzer Becken in Verbindung.

Das Chattien des *Pariser Beckens* ist vorwiegend limnisch entwickelt (Calcaire d'Etampes = Calcaire de Beauce inf.), und seine Vorkommen beschränken sich vor allem auf den S und SW des Pariser Beckens.

Über den mächtigen lagunären Bildungen in der *Bresse* folgt eine Süßwasserserie, die in der Bohrung Vincelles ca. 150 m, in der Bohrung Ratte über 200 m und in der Gegend von Bourg (Bohrung Br.1) über 400 m Mächtigkeit erreicht (G. TCHIMICHKIAN, u. a., 1958; A. LEFAVRAIS, 1962). Während der obere Teil dem Aquitanien zugewiesen werden kann, entspricht der untere, vorwiegend mergelig-kalkige Abschnitt (in der Bohrung Ratte ca. 100 m) vermutlich dem Chattien. An mehreren Lokalitäten wurde in dieser unteren Serie ein brackischer Einfluss (Potamiden, Rotaliden, Milioliden usw.) beobachtet, so zum Beispiel bei Coligny (H. VINCIENNE, 1938), Ratte, Vincelles und Bourg (A. LEFAVRAIS, 1962).

Wie im letzten Kapitel ausgeführt wurde, begann die Schüttung der Unteren Süßwassermolasse im *Schweizerischen Mittelland* bereits während des oberen Rupélien. Welche tektonischen Deckeneinheiten der Alpen als Lieferanten der ausgedehnten Molasseschüttungen in Betracht kommen, bildet das Thema mehrerer sedimentpetrographischer Untersuchungen (A. VON MOOS, 1935; J. SPECK, 1953; R. TRÜMPY & A. BERSIER, 1954); bei der Beschreibung der umgelagerten Faunen bin ich auf diesen Punkt näher eingetreten (vgl. S.69/70).

Vier grosse Schuttfächer, nämlich die des Mont Pélerin, der Blumen–Honegg–Beichlen-Zone, des Rigi-Rossberges und des Speers, ergossen ihre klastischen Sedimentmassen weit in das alpine Vorland hinaus. Als Hauptlieferant der limnisch-fluvioterrestrischen Ablagerungen am Jurasüdfuss und im Bereich der «Raurachischen Senke» dürfte am ehesten das Thunersee-Gebiet (A. VON MOOS, 1935), evtl. mit untergeordneten Beimengungen der Rigi- und Mont Pélerin-Schüttung, in Frage kommen. Bereits im oberen Rupélien lassen sich psammitische Einlagerungen über den Jura hinaus bis in den Rheintalgraben nachweisen. In den brackischen unteren Cyrenenmergeln (unterstes Chattien) spielen am südlichen Grabenrand sandige Bildungen eine beträchtliche Rolle; es handelt sich vermutlich um Zeugen von periodischen Einschwemmungen aus dem alpinen Bereich. Erst die «oberen Cyrenenmergel» sind in den südlichen Randgebieten des Rheintalgrabens durchgehend als limnische Glimmermolasse (Molasse alsacienne) ausgebildet, während die entsprechenden Ablagerungen der innern Grabengebiete weiterhin in vorwiegend mergelig-feindetritischer Fazies auftreten (L. VONDERSCHMITT, 1942) (vgl. Fig.12).

Einschaltungen von Süßwasserkalken und einer Austerbank in der weiteren Umgebung von Basel, ferner der stark variierende Faunengehalt weisen auf recht wechselvolle fazielle Bedingungen in dieser Gegend hin. Die rein limnisch-fluviatile Ausbildung der chattischen Serie im Delsberger Becken (H. LINIGER, 1925) lässt darauf schliessen, dass vereinzelte Meeresvorstösse aus dem Rheintalgraben in südlicher Richtung kaum über das Laufenbecken hinaus reichten.

Demzufolge besitzt die «Raurachische Senke» als Ausläufer einer grosstektonischen Senkungszone während des Chattien den Charakter einer stark eingegengten, nordwärts gerichteten Schüttungsrinne (Trichterhals), längs welcher beträchtliche Mengen von Molassematerial in den sich aussüssenden Meeresarm des Rheintalgrabens transportiert wurden.

Ähnlich wie im Bressegraben treten auch im Chattien des westschweizerischen Molassebeckens häufig Fossilien auf, die auf brackische Einflüsse schliessen lassen. R. F. RUTSCH (1961/62) hat diese Vorkommen zusammengestellt. Ob die Brackwasserbildungen dieser beiden Gebiete in irgendeinem Zusammenhang ste-

hen und woher der brackische Einschlag stammt, kann nicht entschieden werden. Als Erklärung sind bereits vier Möglichkeiten ins Auge gefasst worden:

- H. VINCIENNE (1938) gelangt zur Annahme vereinzelter brackischer Einbrüche aus dem Rheintalgraben (Monthéliard) in die Bresse.
- A. LEFAVRAIS (1962) postuliert eine zeitweilige Verbindung mit dem Rheintalgrabenmeer quer durch den Jura (Raurachische Senke, Neuenburger und Waadtländer Jura) in die «Bresse méridionale», da nördlich von Coligny keine brackischen Ablagerungen bekannt sind.
- H. J. OERTLI (1956) denkt an kurzfristige marine Vorstöße aus dem Molassebecken Bayerns.
- R. F. RUTSCH (1961/62) interpretiert die brackischen Fossilienlagerungen als nordwärts eingewanderte Reliktfaunen eines abgeschürften Meeresbeckens aus der Rupélienzeit.

Alle vier Ansichten weisen schwache Punkte auf und können demnach nicht als befriedigende Lösung gewertet werden. Der Interpretation von R. F. RUTSCH (1961/62) steht die störende Tatsache entgegen, dass die Majorität der Brackwasserfaunen dem oberen Chattien angehören (u. a. H. A. JORDI, 1955; J. P. VERNET, 1956; D. RIGASSI, 1957); Reliktfaunen aus einem Becken des Rupélienmeeres müssten vor allem im unteren Chattien häufig auftreten.

Die paläogeographischen Verhältnisse des unteren Chattien im *Bayrischen Molassebecken* werden von H. A. HAUS (1960) und H. FÜCHTBAUER (1958) eingehend erörtert. Während im östlichen Becken die über den Bausteinschichten liegenden «Unteren Cyrenenschichten» als vollmarine Ablagerungen vorliegen, tritt gegen Westen eine allmähliche Aussüßung ein. Nach der paläogeographischen Darstellung von H. A. HAUS reicht der brackische Einfluss als schmale Zunge bis gegen den Bodensee.

TEKTONIK

A. Tektonische Lage und Gliederung

Das Untersuchungsgebiet liegt am Südrand des Rheintalgrabens und umfasst sowohl einen südlichen Ausläufer des tertiären Einbruchbeckens (Bucht von Wolschwiller) als auch die nördlichsten Falten des rheintalischen Juragebirges. Während im Westen die von Verwerfungen durchzogene Zone des Mülhauser Horstes-Pfirter Jura anschliesst und im Osten die Bruchfelder des Dinkelberges und Tafeljura auffallend in Erscheinung treten, zeichnet sich das untersuchte Gebiet, das in der südlichen Fortsetzung des Sierentzer Grabens liegt, durch eine oberflächlich wenig ausgeprägte Bruchtektonik aus (ähnlich wie das benachbarte, von P. BITTERLI (1945) bearbeitete Blatt Blauen). Trotzdem lässt aber der Verlauf des SE Grabenrandes auf eine komplizierte Sockeltektonik schliessen, die sich im Sedimentmantel vorwiegend als \pm bruchlose Deformationen (Flexuren) bemerkbar macht. Auch die Anordnung der nördlichen Jurafalten ist weitgehend beeinflusst durch Interferenzen zwischen der Faltungstektonik und den präexistenten rheintalischen Strukturen.

Wie aus Fig. 13 hervorgeht, bilden die Blochmont- und Blauen-Antiklinale als markant hervortretende, breite Höhenzüge die dominierenden Elemente; ihre gegenseitige Ablösung fällt ganz in den Bereich des untersuchten Gebietes. Das nördlich vorgelagerte Ostende des Bürgerwaldgewölbes und der stark abgeknickte Westteil der Landskronkette wurden nur noch schwach von der Kompressionstektonik betroffen.

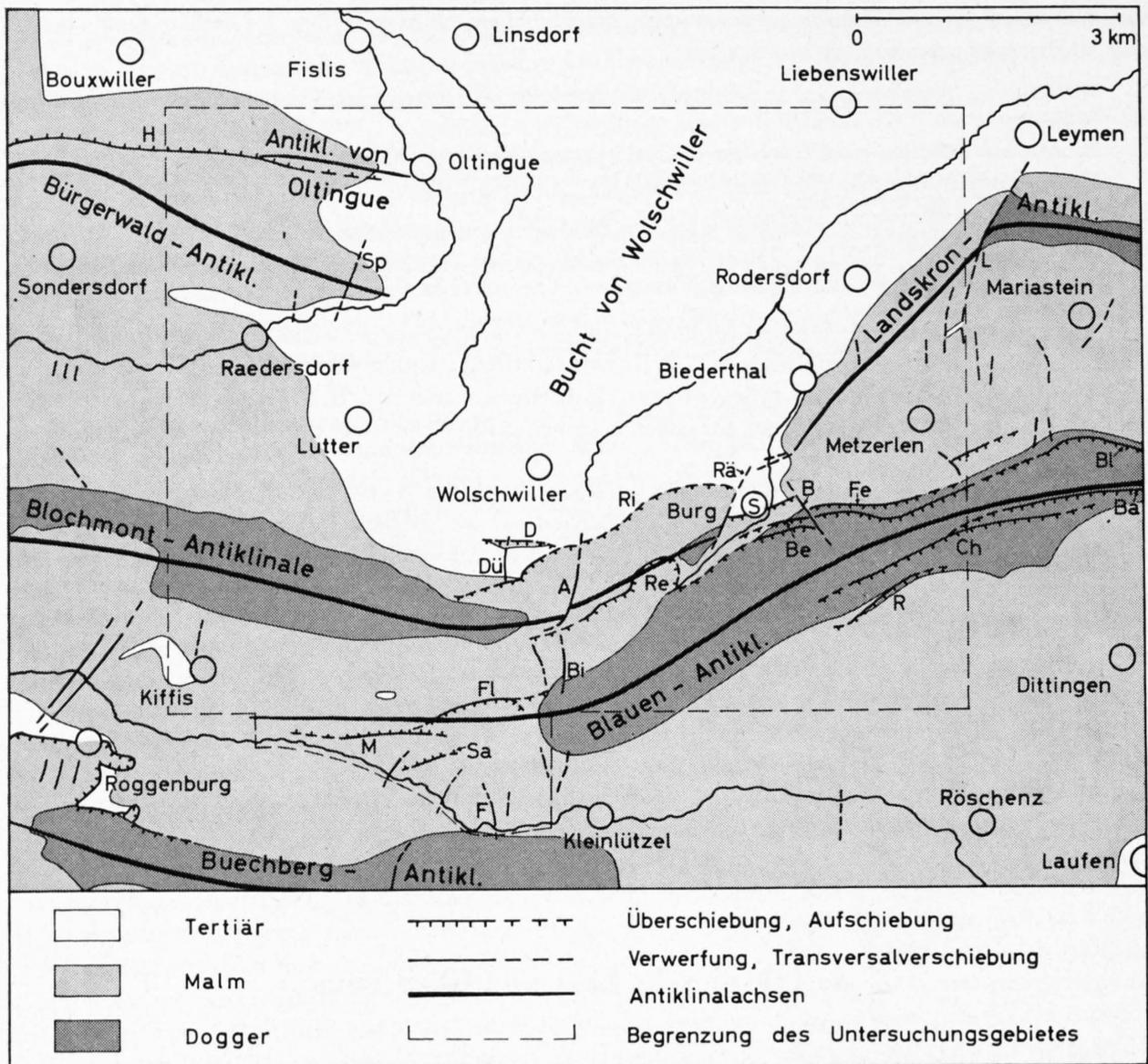


Fig. 13: Übersicht über die tektonischen Strukturen

- | | |
|---|--|
| <i>A</i> = Abywald - Störung | <i>Fl</i> = Fluhberg - Überschiebung |
| <i>B</i> = Blüttenen - Störung | <i>H</i> = Störung «Hinter dem Berg» |
| <i>Ba</i> = Balmisried - Aufschiebung | <i>L</i> = Landskron - Störung |
| <i>Be</i> = Bergmatten - Aufschiebung | <i>M</i> = Moosmatten - Aufschiebung |
| <i>Bi</i> = Birtelhollen - Störung | <i>R</i> = Ring - Aufschiebung |
| <i>Bl</i> = Blauen - Aufschiebung | <i>Rä</i> = Rähholz - Störung |
| <i>Ch</i> = Chall (-Brunnenberg) - Aufschiebung | <i>Re</i> = Remel - Überschiebung |
| <i>D</i> = Dürrmatten - Überschiebung | <i>Ri</i> = Rittmatte - Überschiebung |
| <i>Dü</i> = Dürrmatten - Störung | <i>S</i> = Schlossberg - Überschiebung |
| <i>F</i> = Fluefels - Störung | <i>Sa</i> = Salegg - Aufschiebung |
| <i>Fe</i> = Felsplatten - Aufschiebung | <i>Sp</i> = Spielberg - Störung |

Die Besprechung hält sich an nachstehende Reihenfolge, wobei immer von West nach Ost vorgegangen wird:

1. Tertiärbucht von Wolschwiller
2. Ostende der Bürgerwald-Antiklinale (inkl. Antiklinale von Oltingue)
3. Ill-Synklinale
4. Westende der Landskron-Antiklinale
5. Synklinale von Metzerlen
6. Blochmont-Antiklinale

7. Synklinale von Kiffis–Saalhof–Galgenfels
8. Blauen-Antiklinale
9. Lützel-Synklinale

B. Tektonische Beschreibung

Für die tektonische Besprechung wird die Konsultation der geologischen Karte (Geolog. Atlas, Blatt Rodersdorf), der Profile (Tafel I) und der Strukturkarte (Tafel II) empfohlen. Die Bezeichnungen der wichtigsten tektonischen Strukturen sind in Fig. 13 zusammengestellt.

1. Tertiärbucht von Wolschwiller

Beim Betrachten einer geologischen Übersichtskarte fallen am Südrand des Rheintalgrabens die girlandenartig in das Juragebiet hineingreifenden Tertiärbuchten auf. Während A. TOBLER (1897a) eine eingehende Beschreibung dieser Buchten gibt, ohne indessen auf ihre Entstehungsmöglichkeit näher einzugehen, widmet R. GRAHMANN (1920) diesem Problem ein ausführliches Kapitel, indem er die Steinmannschen und Wervekeschen NE-gerichteten Strukturelemente aufgreift, einige neue «Achsen» hinzufügt und diese spitzwinklig zu den rheinischen Hauptverwerfungen gerichteten Strukturen mit dem gelappten Grabenrand genetisch in Zusammenhang bringt. Diese Ansicht ist seit längerer Zeit überholt. Nach H. ILLIES (1962) ist der Rheintalgraben als Bruchfeld von vorwiegend rheinisch orientierten, teilweise durch neubelebte variscische Strukturen beeinflussten Verwerfungen und quergerichteten hercynischen Störungen zu betrachten. Ähnlich äusserte sich bereits O. WITTMANN (1949b) in seiner tektonischen Beschreibung der SE-Begrenzung des Rheintalgrabens, wobei auf sein Übersichtskärtchen (S. 29) verwiesen sein soll.

Die ungefähr 5 km in den Bereich des schwach gefalteten Mesozoikums hineinreichende Tertiärbucht von Wolschwiller (= Illbucht Toblers) ist das Ergebnis der Bruchschollentektonik im tieferen Untergrund. Da die Sprunghöhe der einzelnen Verwerfungen in diesem Gebiet entweder keine grossen Beträge erreicht oder aber auf ein ganzes Bruchbündel verteilt ist, wobei die einzelne Verwerfung eine nur geringe Versetzung aufweist, wurde die darüberliegende Sedimenthaut vor allem plastisch verformt. Die Flexuren, die sich entlang dem ganzen Buchtrand anhand der diskordanten Auflagerung des Tertiärs verfolgen lassen, sind somit ein abgeschwächtes Abbild der vergitterten Bruchsysteme im Sockel (vgl. vor allem Profile 1 und 2).

Die Absenkung – als Folge einer Ost–West gerichteten Zerrtektonik – begann nachweisbar in voroligo-caener Zeit; die Hauptbewegungen allerdings fanden erst später, im Verlaufe des Oligo-Miocaens, statt. Wie aus der Strukturkarte (Tafel II) hervorgeht, darf zum Beispiel für die gesamte Sprunghöhe zwischen der Wolschwiller-Bucht und der Metzler Plattform der beträchtliche Absenkungsbetrag von minimal 200–300 m angenommen werden. Gegen Süden nimmt die Versetzung ab, und die rheintalischen Störungszonen werden in ihrer südlichen Fortsetzung durch die jüngere Falten tektonik der Blochmont- bzw. Blauen-Antiklinale überprägt.

Ähnlich wie die Lörracher Flexurschollen und das Bruchfeld vom «Isteiner Klotz» (vgl. O. WITTMANN, 1949b) lässt der SE-Rand des Rheintalgrabens eine Vergitterung von rheinisch und hercynisch gerichteten Strukturen erkennen. Rheinische, zum Teil durch die jüngere S–N gerichtete Schubtektonik beeinflusste Strukturen finden sich vor allem im westlichen Bürgerwaldgewölbe ausserhalb des Untersuchungsgebietes, ebenso westlich Bouxwiller, ferner am Ostabbruch der Bürgerwaldkette bei Oltingue, am Westende der Landskronkette und entlang der Rheintalflexur. Vorwiegend flachhercynische Richtung weisen der Nordrand der Bürgerwald- bzw. Landskronkette und die Südbegrenzung der Wolschwiller-Bucht auf¹⁾.

¹⁾ In diesem Zusammenhang sei auf eine kurze Bemerkung von W. WAGNER (1919) aufmerksam gemacht. Eine im Illtal zwischen Oltingue und Fislis ausgeführte Bohrung durchfuhr gegen 130 m Septarienton. Der Autor schliesst daraus auf die Notwendigkeit einer Verwerfung zwischen Bohrung und dem Hügel westlich Oltingue. Diese Annahme ist in Anbetracht der steil nordfallenden Schichten (Flexur!) nicht gerechtfertigt.

Über den Untergrund der Tertiärbucht selbst können keine Angaben gemacht werden, wobei auch auf die Unsicherheit der Isohypsen (Tafel II) für dieses Gebiet aufmerksam gemacht sein soll. Die stampischen Ablagerungen lassen oberflächlich anhand der lithologischen Grenzen und der Lagerung der Cyathulabank auf ein schwaches Einfallen gegen NE schliessen, was auch mit den Resultaten von P. BITTERLI (1945) übereinstimmt.

2. Ostende der Bürgerwald-Antiklinale

(inkl. Antiklinale von Oltingue)

Östlich Ferrette, im Gebiet der Heidenfluh (ausserhalb des Untersuchungsgebietes) lässt die Bürgerwald-Antiklinale einen einheitlichen Bau erkennen (vgl. Profile bei N. THÉOBALD, 1957). Die asymmetrische Falte besitzt einen flachen Südschenkel und einen entlang einer Längsstörung eingebrochenen Scheitel, der an die steil aufgerichtete Nordflanke stösst. Gegen Osten trennen sich die beiden tektonischen Elemente; während die Falte gegen ESE abbiegt und als breite, ungestörte Aufwölbung unmittelbar nördlich Raedersdorf in Erscheinung tritt, bildet die an der Längsstörung aufgerichtete Malmplatte den ostwärts gerichteten Hügelzug «Hinter dem Berg» (vgl. Profil 17, Tafel I).

a) Störung «Hinter dem Berg» und Antiklinale von Oltingue

Diese W-E gerichtete, schmale Anhöhe nimmt in tektonischer Hinsicht eine besondere Stellung ein. Im Bereich von «Hinter dem Berg» wird der nördliche Hügelabhang von einer gegen den Rheintalgraben zu einfallenden Malmplatte gebildet, die besonders im Einschnitt bei Pt. 501 gut aufgeschlossen ist. Die Schichten des Rauracien und der «Plattigen Kalke», welche die Krete bilden, fallen im Westen recht steil ein (55°) und werden ostwärts zusehends flacher; nach Süden streichen sie in die Luft aus. Der südliche Abhang ist gekennzeichnet durch die flache Lagerung des Séquanien, was anhand der Mumienbank eindeutig zum Ausdruck kommt (Profil 17). Obschon die Längsstörung «Hinter dem Berg» nicht direkt beobachtbar ist, lassen sämtliche geologischen und morphologischen Beobachtungen auf eine Störungszone schliessen¹⁾.

Südlich «Rebgasse» muss eine weitere Störung, die den Charakter einer kleinen steilen Aufschiebung besitzt, angenommen werden. Die in den Steinbrüchen steil südfallenden Kalke des Oberséquanien lassen sich mit den südlich anstossenden, flach gelagerten Schichten des unteren und mittleren Séquanien nicht in Einklang bringen (Profil 16a). Über den weiteren Verlauf der Aufschiebung konnten keine Anhaltspunkte ermittelt werden.

Sowohl die Sprunghöhe der Störung «Hinter dem Berg» als auch die Steilstellung der Nordflanke nehmen gegen Osten ab. Dafür setzt östlich Pt. 524 allmählich ein antiklinaler Baustil ein, der sich zusehends akzentuiert. Diese *Antiklinale von Oltingue* lässt sich gegen das Ostende des Hügels als schmales, nahezu symmetrisches Gewölbe mit $20-30^\circ$ einfallenden Schenkeln verfolgen (Fig. 14). Im Dorf Oltingue selbst ist im Steinbruch hinter den Häusern der steil aufgefaltete, von kleinen Brüchen durchsetzte Gewölbekern, der von den Kalkareniten des unteren Sannoisien gebildet wird, aufgeschlossen. Die Antiklinalachse taucht mit einem Gefälle von $20-30^\circ$ gegen Osten ein.

Für eine altersmässige Datierung der tektonischen Vorgänge geben bis zu einem gewissen Grade die tertiären Auflagerungsverhältnisse Aufschluss:

- Ein W-E-gerichtetes Profil (vgl. Fig. 6) lässt erkennen, dass die Absenkung gegen Osten mindestens vor dem oberen Sannoisien begonnen hat, denn die groben Konglomerate liegen deutlich diskordant auf der Serie der Kalkarenite. Die Auflagerung des unteren Sannoisien auf den Malm ist leider nirgends aufgeschlossen. Die Schiefstellung der Konglomerate hingegen weist darauf hin, dass die Absenkung nach dem Sannoisien weiterhin fortgeschritten ist.

¹⁾ Als analoge Störung mit tiefer liegendem Südflügel kann die von P. BITTERLI (1945) bezeichnete «Hofstetter Störung» (Landskron-Kette) genannt werden.

– Die Tertiärablagerungen fallen an den Gewölbeschenkeln im grossen und ganzen konform mit den Malmkalken ein. Der Faltungsvorgang ist demnach jünger als Rupélien.

Die schwache Diskordanz, die sich anhand der Auflagerungsfläche des Tertiärs (vgl. Fig. 14) auch in N–S-Richtung nachweisen lässt und sicher auf praestampische Bewegungen zurückzuführen ist, wurde durch die wesentlich stärkere Auffaltung völlig überprägt. Die eigentliche Absenkungszone (Flexur) befindet sich der Antiklinale von Oltingue nördlich vorgelagert und ist der Beobachtung nicht mehr zugänglich.

b) Bürgerwald-Aufwölbung

Wie aus den Profilen 16 und 17 hervorgeht, lässt sich das östliche Ende der Bürgerwald-Antiklinale nur noch als breite, niedere Aufwölbung erkennen, welche die Bezeichnung «Antiklinale» kaum mehr verdient. Das flache Gewölbe wird mit einer Ausnahme von keinen nennenswerten Störungen betroffen; die kleinen Brüche zwischen Moulin de Huttinge und Raedersdorf, die sich anhand der harten Mumienkalk-Horizonte feststellen lassen, erreichen maximale Versetzungen von einigen wenigen Metern. Nur die Verwerfung westlich Moulin de Huttinge, die in NNE Richtung gegen St. Martin streicht (= *Spielberg-Störung*), weist eine gegenseitige Verstellung von ca. 20 m auf, wobei der Westflügel gegenüber der Erhebung von Pt. 446 abgesenkt erscheint. Wie bereits erwähnt (vgl. S. 22), konnten für eine grosse Störung nördlich Raedersdorf, wie sie auf der geologischen Karte, Blatt Ferrette, dargestellt ist, keine Anhaltspunkte gefunden werden.

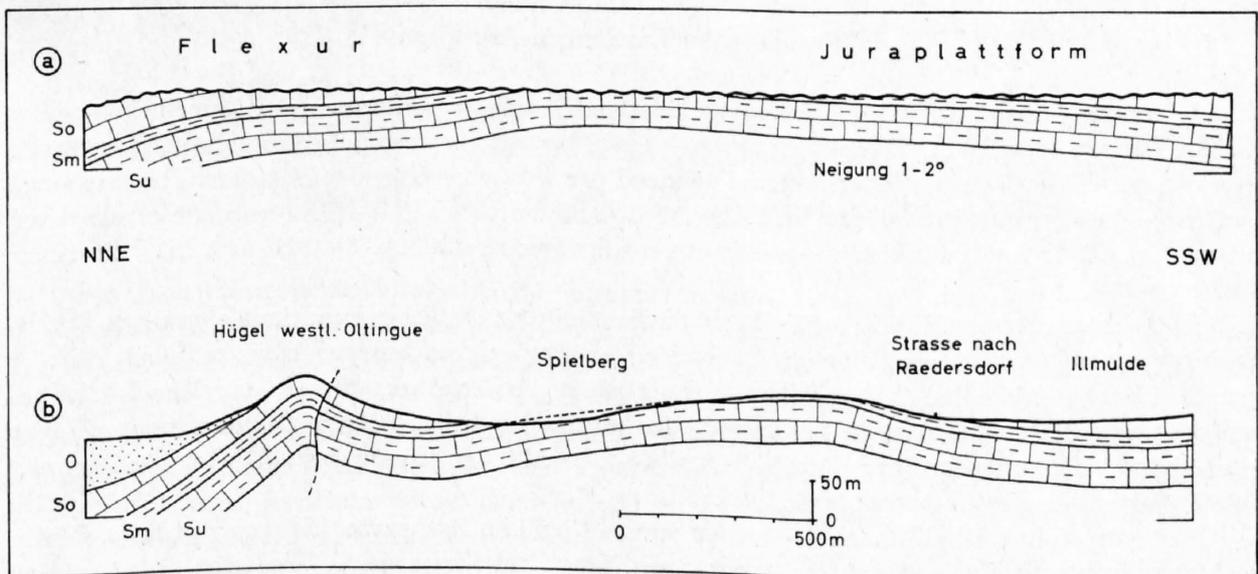


Fig. 14: Zwei Entwicklungsstadien des östlichen Bürgerwaldgewölbes (überhöht) (O = Oligocaen, So = oberes Séquanien, Sm = mittleres Séquanien, Su = unteres Séquanien)

- a) Auflagerungsfläche für die unteroligocaenen Ablagerungen
- b) Heutige Situation (Zusammenschub durch Faltung ca. 100 m)

Während die Antiklinale von Oltingue eine deutliche Faltungstektonik erkennen lässt, die sicher jünger als Oligocaen ist, muss für die Aufwölbung nördlich Raedersdorf ein älterer Mechanismus verantwortlich gemacht werden. Wie aus Fig. 14 hervorgeht, liegen die oligocaenen Ablagerungen auf verschiedenen Malm-niveaus: westlich Oltingue auf Oberséquanien, bei «Spielberg» bereits auf den Naticaschichten, bei Moulin de Huttinge und nördlich Raedersdorf auf der akzessorischen Mumienbank (mittleres Séquanien), während im Dorf Raedersdorf die Kalke des oberen Séquanien wieder einsetzen. Diese Verteilung lässt auf eine vermutlich WNW–ESE streichende, voroligocaen angelegte schwache Aufwölbung schliessen, deren Kulmina-

tion im Gebiet von «Spielberg» zu suchen wäre (*a* in Fig. 14). Der Ansicht von H. P. LAUBSCHER (1961, S. 256) folgend, betrachte ich ein solches flaches Gewölbe nicht als Produkt einer früh einsetzenden Faltungstektonik, sondern bringe seine Entstehung mit der Bruchtektonik im Sockel in Zusammenhang. Während die Südflanke der Aufwölbung mit einem Einfallen von ca. $1\frac{1}{2}^\circ$ auffallend mit der durchschnittlichen Neigung der Sockelplattform zwischen Delsberger Becken und Illmulde übereinstimmt, kann die Nordabdachung bereits als Flexurgebiet interpretiert werden.

In postoligocaener Zeit wurde diese alte Struktur durch die Faltungstektonik etwas ummodelliert: die Gewölbeschenkel, insbesondere der südliche, erlitten eine schwache Aufrichtung, wobei die Gewölbeachse etwas südlicher zu liegen kam (vgl. *b* in Fig. 14).

3. Ill-Synklinale

Zwischen den flach südfallenden Schichten des Bürgerwaldgewölbes und der markant hervortretenden Rauracienflanke der Blochmont-Antiklinale erstreckt sich die breite, von der Ill durchflossene Mulde, die einen sehr einfachen tektonischen Bau aufweist (Profil 17). Die Synklinale fällt mit einem axialen Gefälle von einigen wenigen Graden ostwärts ein: während bei Moulin de Raedersdorf (unmittelbar ausserhalb des untersuchten Gebietes) das oberste Rauracien gegen Osten abtaucht, sind es in Raedersdorf bereits die Kalke des oberen Séquanien, die die Talsohle erreichen. Östlich von Raedersdorf legt sich eine mächtige Decke von Alluvionen über die Mulde, so dass insbesondere die Frage nach der Tertiärausfüllung der Synklinale offen gelassen werden muss.

4. Westende der Landskron-Antiklinale

Als weiter, sichelförmiger Bogen wölbt sich die Landskronkette nordwärts gegen den Rheintalgraben hinaus. Vom tektonischen Standpunkt aus lassen sich zwei durch eine ausgeprägte Störungszone (Landskron-Störung) getrennte Elemente unterscheiden: während der Westteil – Gegenstand unserer Untersuchung – eine NNE Streichrichtung bevorzugt, liegt der östliche Abschnitt als WNW-ESE orientierte Struktur vor, die sich bei Ettingen mit der Blauen-Antiklinale vereinigt (bereits auf S.A.-Blatt Blauen, vgl. P. BITTERLI, 1945).

Wie bereits A. TOBLER (1897*a*) feststellte, ist die Tektonik der westlichen Landskronkette wegen Schuttüberdeckung und starker Zerrüttung des Rauracien sehr schwierig zu deuten. Das ganze Gebiet zwischen dem Dorf Burg und dem Bad ist überdeckt von einem mächtigen Bergsturz; anhand der Geländebeschaffenheit kann vermutet werden, dass sich das zugespitzte Ende der Metzlerer Plattform flexurartig gegen Westen absenkt, wobei Interferenzen zwischen N-S- und W-E-gerichteten Störungen im Winkel von Burg eine beträchtliche Rolle spielen müssen (vgl. S. 83).

Die ersten Aufschlüsse befinden sich an der Strasse N und im Bachgraben NE von Bad Burg. Für die nachfolgende Beschreibung sei auf Fig. 15 verwiesen. Längs der Strasse gegen Biederthal stösst man als erstes auf einen massigen, zerklüfteten Rauracienkomplex, dessen Einfallen der Schichtflächen nicht zu ermitteln ist. Ohne die «Plattigen Kalke» nachweisen zu können, folgen nach einer kleinen Schuttzone, in der morphologisch deutlich erkennbar eine Störung (*b*) verläuft, die Naticaschichten. Eine weitere Verwerfung (*a*) von nur geringem Versetzungsbetrag kann direkt eingemessen werden. Während der «Meeressand» an dieser Stelle den Naticaschichten aufliegt, greift seine Auflagerungsfläche ca. 150 m NE bereits auf die «Plattigen Kalke», was auf eine praestampische Verbiegung hinweist. Aber auch während des Rupélien muss die Absenkung gegen Westen weiter fortgeschritten sein, denn innerhalb der tertiären Konglomeratserie lässt sich eine deutliche Diskordanz beobachten (gegen 20°).

Im südlichen Teil des Bacheinschnittes ist das Rauracien durchsetzt von NE und NNE gerichteten Störungsflächen, die ein steiles Einfallen der Schichten vortäuschen. Hier lässt sich die Verwerfung (*b*), die bereits auf Blatt Ferrette angegeben ist, fassen. Auf der südlichen, höhergelegenen Scholle überlagern die oligocaenen Küstenkonglomerate die «Plattigen Kalke», während sie auf dem nördlichen Flügel über die

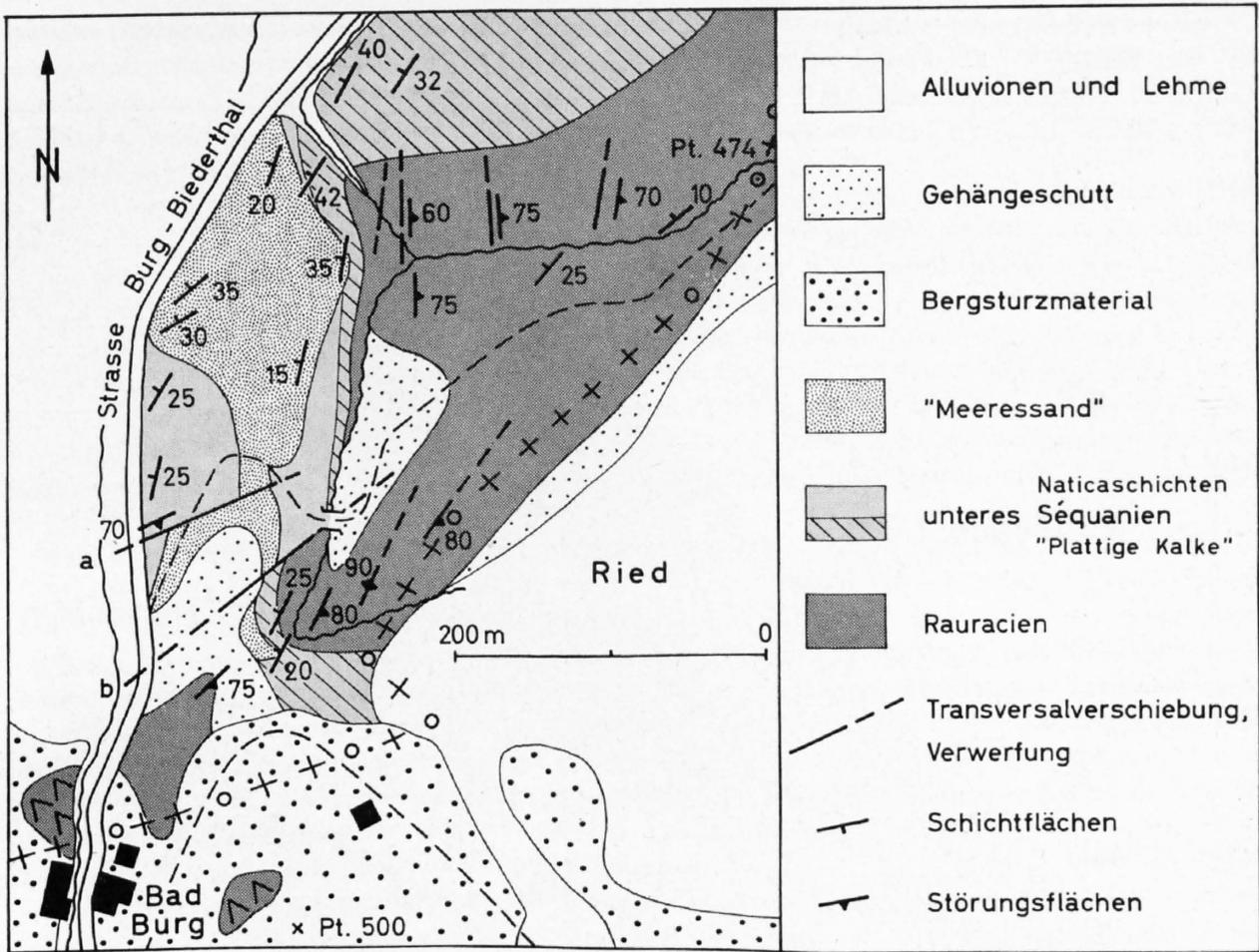


Fig. 15: Geologische Kartenskizze des SW Endes des Landskrongewölbes bei Bad Burg

Naticaschichten transgredieren. Dieser Befund weist auf eine praestampische Anlage der Störung hin, wobei ein Versetzungsbetrag von mehreren Metern angenommen werden muss. Die heutige unterschiedliche Höhenlage der Meereskonglomerate lässt auf eine spätere Reaktivierung der Verwerfung mit einer vertikalen Versetzung von 3–5 m schließen. Die zweite Störung (a) ist nur von geringem Ausmass; durch das gleichsinnige Einfallen der Schichten mit dem Hang wird allerdings der Eindruck einer beträchtlichen gegenseitigen Verstellung erweckt. Im nördlichen Teil des Grabens, insbesondere in der Schlucht gegen Pt. 474, ist die Lagerung der Malmserie durch die zahllosen aneinandergereihten, im allgemeinen S–N verlaufenden Brüche und Klüfte beinahe bis zur Unkenntlichkeit entstellt.

Der SW-Abschnitt der Landskronekette verleitet zu folgenden tektonischen Schlussfolgerungen:

- Die NE gerichteten Störungen unmittelbar nördlich Bad Burg stehen in engem Zusammenhang mit Sockelbewegungen; sie wurden praestampisch angelegt und besitzen vorwiegend distensiven Charakter. Sie interferieren mit dem nördlich anschliessenden, S–N orientierten Störungssystem, das vor allem bei der jüngeren Kompressionstektonik eine wichtige Rolle gespielt haben muss (vgl. S. 90).
- Ein Querprofil (vgl. Profil 4) durch den Westteil der Landskronekette zeigt mit aller Deutlichkeit, dass die Erhebung als reine Monoklinalstruktur (Flexur) vorliegt und für einen Faltungszusammenschub keine Anhaltspunkte liefert¹⁾. Die durch Kompressionstektonik hervorgerufenen Ausgleichsbewegun-

¹⁾ W. T. KELLER (1922, S. 72) gibt für das Rauracien im Gebiet von Grenzstein 120 ein senkrecht einfallen an. Er interpretiert diese Steilzone als Südostschenkel einer schwach entwickelten Antiklinale. Die eigenen Untersuchungen haben aber ergeben, dass er sich durch die ausgeprägte Klüftung täuschen liess; das Rauracien fällt flach gegen NW ein.

und 106 verläuft, muss eine Bewegungsfuge durchziehen. Während die Existenz der westlichen Störung aus der gegenseitigen Lage von Rauracien zu Séquanien hervorgeht, ist die östliche durch die gegenseitige Unstimmigkeit des Gewölbescheitels beidseits des Pässchens wahrscheinlich gemacht; zudem geht der Verlauf der beiden Bruchzonen eindeutig aus der Geländebeschaffenheit und der ausserordentlich starken Tektonisierung des anstehenden Rauracien hervor.

Entlang der Strasse gegen Rodersdorf weist das Rauracien durchwegs ein Einfallen gegen NW auf. Die starke Zerklüftung des Gesteins deutet aber auch in diesem Gebiet auf das Vorhandensein von kleineren Störungen hin. Insbesondere im Steinbruch bei Pt. 420 fallen N bis NNE orientierte Kluftsysteme und tektonische Reibungsbreccien auf. Leider gelingt es wegen der schlechten Aufschlussverhältnisse nicht, am Abhang östlich Rodersdorf die Störungszonen, die zweifellos vorhanden sein müssen, eindeutig zu fassen. Die unregelmässige Geländebeschaffenheit im Gebiet von Grenzstein 32 lässt darauf schliessen, dass an dieser Stelle eine oder mehrere Störungen durchziehen. Auch am Rande der Metzler Mulde, nördlich «Niderfeld», deuten die morphologischen Verhältnisse auf zum Teil beträchtliche Versetzungen innerhalb der Rauracienplatte hin; die zwei wichtigsten Blattverschiebungen wurden bereits von W. T. KELLER (1922, S. 73) erkannt und beschrieben.

Gegen den Rand des Untersuchungsgebietes macht sich der Einfluss der *Landskron-Störung* bemerkbar. In Fig. 16 wurde der Versuch unternommen, unter Beiziehung der unveröffentlichten Originalkartierung von P. BITTERLI die Verhältnisse der Störungszone darzustellen und bis zu einem gewissen Grade zu interpretieren. Die Landskron-Störung lässt sich südlich von Leymen in SSW Richtung bis südlich Waldeck verfolgen. Von hier weg werden die Verhältnisse wegen der ungenügenden Aufschlüsse unklar. Einerseits scheint eine Blattverschiebung zwischen den Grenzsteinen 28 und 29 in Richtung Pt. 505 zu ziehen, wo dank der Verstellung der Rauracienflanke noch etwas Tertiär erhalten geblieben ist, andererseits muss eine Störung, die sich gegen Süden nochmals aufspaltet, entlang dem Graben von «Ruggligen» verlaufen; sie lässt sich anhand der Geländeabbrüche zwischen Pt. 538 und Pt. 510 feststellen. Auffallend sind das Abbiegen der Landskron-Störung gegen Süden und ihre Aufsplitterung. Wie aus Fig. 17 hervorgeht, weisen die beiden Flügel einen grundlegend verschiedenen tektonischen Bauplan auf, was auf ein differentielles Verhalten während der Jurafaltung zurückzuführen ist. Die Landskron-Störungszone ist demnach nicht als «Verwerfung», sondern als transversale Bewegungsfuge (Blattverschiebung) zu bewerten.

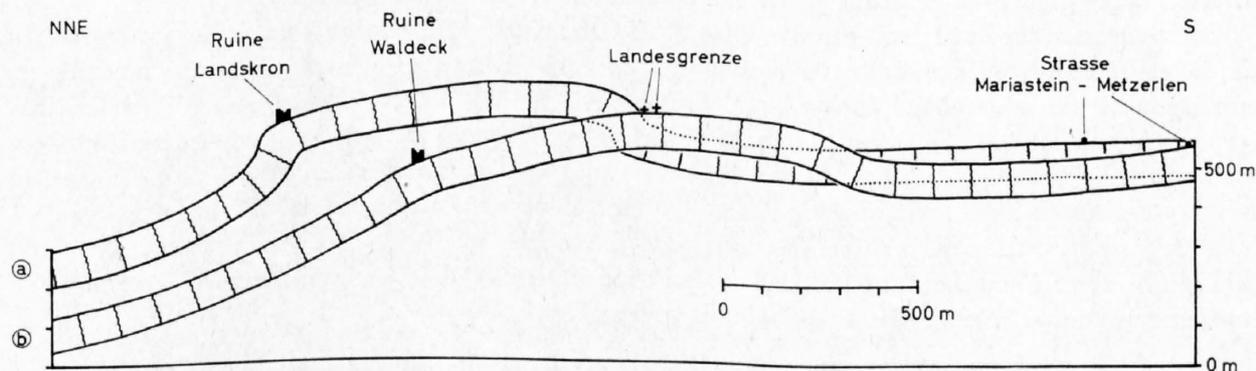


Fig. 17: Tektonischer Baustil beidseits der Landskron-Störung (zur Darstellung gelangte das zum Teil ergänzte Rauracien)
 a) Ostflügel (Landskronberg–Usserfeld–Pt. 538)
 b) Westflügel (Waldeck–Niderfeld–Dorfmatte)

Die angestellten Überlegungen lassen sich als kurze *Synthese* zur Bildungsgeschichte der Landskronkette wie folgt zusammenfassen: Wie die diskordante Auflagerung der Tertiärsedimente zum Ausdruck bringt, bestand bereits in praestampischer Zeit ein deutliches Relief – ähnlich wie im Gebiet des Bürgerwaldgewölbes (vgl. Fig. 14). Die gegenüber dem Grabengebiet höhergelegene Malmplattform von Metzlerien wurde sowohl gegen NNE als auch gegen NW von einer schwachen Flexur, die sich im späteren Verlaufe aber wesentlich verstärkte, abgeschnitten, wobei ich die SW–NE streichende Absenkungszone zwischen Burg und Leymen als südlichen Ausläufer des grossen Allschwiler Verwerfungssystems betrachte.

Der im Jungtertiär einsetzende, S–N gerichtete Faltungsschub traf im westlichen Landskrongebiet spitzwinklig auf die präexistente Struktur, während im östlichen Teil (von Leymen bis Ettingen) die Schubrichtung beinahe senkrecht zum Streichen der Flexur gerichtet war. Dementsprechend sind die Auswirkungen in den beiden Gebieten, die durch die Landskron-Störung getrennt werden, ungleichartig, was im folgenden näher ausgeführt werden soll:

- *Westliche Landskronkette* (Burg–Leymen): Da die spitzwinklig zur Schubrichtung gerichtete Flexur einer Auffaltung als Versteifung entgegenwirkte, konnte eine Heraushebung der Sedimenthaut nur beschränkt stattfinden. Während im westlichsten Abschnitt, bei Bad Burg, ein monoklinaler Baustil (Flexur) vorherrscht, der durch eine nahezu fehlende kompressive Tektonik charakterisiert ist (Profil 4), zeichnet sich gegen NE eine zunehmende Überprägung der Flexur durch die jungtertiäre Auffaltung ab, ohne dass indessen der Zusammenschub einen grösseren Betrag ausmachen würde¹⁾. In diesem Zusammenhang sei darauf hingewiesen, dass ausgerechnet südlich dieser Zone der Nordschenkel der Blauen-Antiklinale eine besonders intensive Verfaltung zeigt. Eine Verstärkung der Schubtektonik von SW gegen NE kann nur unter Annahme von differentiellen Bewegungen innerhalb der Metzlerer Plattform erklärt werden. Die Lage der vorwiegend S–N gerichteten Gleitschienen, die eine Auffiederung der schwach entwickelten Aufwölbung bzw. Flexur bewirken, geht aus Fig. 16 hervor.
- *Östliche Landskronkette* (Leymen–Ettingen): Östlich der Landskron-Störung wurde die Plattform von Mariastein als Gesamtes nach Norden verfrachtet. Da dem nördlich gerichteten Vorschub keine störenden, schief gestellten präexistente Strukturen als Hindernis im Wege standen, konnte die Schubübertragung nahezu bruchlos erfolgen. Dementsprechend ist die östliche Landskronkette als asymmetrische, kofferrörmige Antiklinale ausgebildet²⁾, welche die alte Flexuranlage grösstenteils überprägt.

Abschliessend sei der Ansicht Ausdruck gegeben, dass die Landskron-Störung nicht in einem direkten Zusammenhang mit der Allschwiler Verwerfung steht, wie dies in manchen tektonischen Abhandlungen dargestellt wird. Die Landskron-Störung ist, wie das westlich anschliessende System von S–N gerichteten Blattverschiebungen, vorwiegend das Ergebnis der jungtertiären Faltungstektonik in der Sedimenthaut, wobei das Abbiegen der Bewegungsfugen gegen NNE als Angleichung an eine präexistente Struktur, die alttertiär angelegte Flexur längs der westlichen Landskronkette, zu betrachten ist.

Im Gegensatz zur Landskron-Störung muss die Entstehung der Allschwiler Verwerfung auf Zerrtektonik, die vom Grundgebirgssockel ausgeht und mit der Einsenkung des Rheintalgrabens zusammenhängt, zurückgeführt werden. Anhand der beiden Bohrungen Allschwil I und II (westlich Basel) lässt sich ihre Sprunghöhe mit rund 400 m angeben. Als südwestliche Fortsetzung der Allschwiler Verwerfung kommt nach den angestellten Erwägungen nur die Flexur längs der westlichen Landskronkette in Frage; sie allein vermag sowohl genetisch als auch betragsmässig den gestellten Anforderungen zu genügen. Wie aus der Strukturkarte hervorgeht, beträgt die relative Absenkung des Westflügels bei Rodersdorf vermutlich ca. 300 m und zwischen Biederthal und Bad Burg rund 200 m. Bei Burg interferiert die Flexur mit einem W–E gerichteten Störungssystem und knickt nahezu rechtwinklig gegen Westen ab.

5. Synklinale von Metzleren

Die Hochebene von Metzleren beginnt im Westen unmittelbar oberhalb Bad Burg als schmale Plattform. Die verkarstete Rauracienplatte nimmt gegen Osten an Breite zu und entwickelt sich zu einer schwach ausgeprägten Synklinale (vgl. Profile 2 und 3), deren Aufbau wegen ungenügender Aufschlussverhältnisse nicht in allen Einzelheiten feststeht. Die breite Mulde wird von Süden her von mächtigen Bergsturzmassen überdeckt, während im übrigen Gebiet eine zusammenhängende Lehmdedecke das anstehende Gestein der Beobachtung entzieht.

¹⁾ Die kurvimetrisch ermittelte Verkürzung des Rauracien ergibt für Profil 3 den geringen Betrag von ca. 10 m und für Profil b in Fig. 17 von 25–30 m.

²⁾ Die Verkürzung beträgt für Profil a in Fig. 17 über 100 m.

Wie am Nordfuss der Landskronkette lässt sich auch für die Mulde von Metzleren eine diskordante Auflagerung des Rupélien annehmen, denn einerseits ruhen nördlich «Niderfeld» obere Foraminiferenmergel direkt dem Rauracien auf, und andererseits konnte im südlichen Muldengebiet an mehreren Stellen unteres Séquanien nachgewiesen werden. Somit lässt sich die Metzlerer Mulde als tektonisch analoge Bildung mit der Illmulde vergleichen (vgl. Fig. 14): in praestampischer Zeit war sie in Form einer sanft geneigten, südfallenden Plattform, die dem generellen Einfallen des Sockels entsprach, ausgebildet.

Im letzten Kapitel wurde die Rolle der zahlreichen, S–N verlaufenden kleinen Blattverschiebungen, die auch die Mulde von Metzleren durchqueren müssen, näher untersucht (vgl. Fig. 16). Leider sind sie, ausser im Gebiet von «Niderfeld», wo sie morphologisch hervortreten, nirgends fassbar. Erst ausserhalb des Untersuchungsgebietes, gegen Mariastein, lassen sich die südlichen Ausläufer der Landskron-Störung als beträchtlicher Geländeabbruch von gegen 40 m Höhendifferenz südwärts bis ins Gebiet von «Oberfeld» verfolgen.

6. Blochmont-Antiklinale

Die Blochmont- oder Glaserbergkette nimmt im Westen bei Winkel ihren Anfang (R. GRAHMANN, 1920) und zieht sich als breiter, gegen 14 km langer Höhenzug ostwärts; dabei entfällt ungefähr die Hälfte auf das untersuchte Gebiet. Die Antiklinalachse weist im westlichen Abschnitt eine W–E-Richtung auf, biegt am Rande des Untersuchungsgebietes leicht südwärts ab und knickt im Gebiet der «Bergmatte» südlich Wolschwiller plötzlich gegen NE um.

Der westliche Abschnitt, von der Blochmontstrasse bis zur «Bergmatte», zeichnet sich durch seinen einfachen, ungestörten, kofferförmigen Baustil aus (Profile 14–17). In der östlichen Fortsetzung nehmen nach und nach tektonische Komplikationen, vor allem Überschiebungen, überhand, wobei die Blochmont-Antiklinale als der Blauenkette nördlich vorgelagertes Nebengewölbe an der Rähholz-Störung ihr Ende findet (Profile 7–13).

Bei der Beschreibung werden diese beiden Abschnitte gesondert behandelt, und zwar:

- a) Westlicher Abschnitt (Blochmont bis Hohe Schleife)
- b) Östlicher Abschnitt (Bergmatte bis Cholacker)

a) Westlicher Abschnitt (Blochmont bis Hohe Schleife)

Malm-Nordschenkel. Die Malmflanke lässt sich von der Blochmontstrasse als steil aufgerichtete, markante Geländerippe bis ins Gebiet des Dürrmattengrabens verfolgen. Das Rauracien steht an der Blochmontstrasse, bei Pt. 546 (ausserhalb des Untersuchungsgebietes), nahezu lotrecht, während das Séquanien rasch umbiegt und zwei von Längsstörungen durchsetzte, kleine Aufwölbungen, die aber nur lokalen Charakter besitzen, aufweist.

Auch weiter ostwärts, im Gebiet von Bannholz, stehen die Rauracienkalke steil bis überkippt; das rasche Umbiegen der Malmflanke in eine schwach nordfallende Lagerung lässt sich im Taleinschnitt nördlich «Oratoire» beobachten, wobei keine sekundären Auffaltungen mehr nachgewiesen werden können (Profile 16 und 17). Der Höhenzug zwischen Pt. 554 und dem Brendenberg zeichnet sich durch eine durchwegs überkippte Lagerung des Rauracien aus. Das weit verbreitete Bergsturzmaterial am Nordfuss des Steilhanges lässt sich als Abbruchmasse der überhängenden Kofferstirn deuten.

Der Nordschenkel dieses Abschnittes wird von keinen grösseren Querstörungen durchsetzt. Nur die im Tälchen östlich des Brendenberges beidseits ungleich hohe Auflagerungsfläche des Tertiärs könnte auf eine tektonische Verstellung hinweisen, wobei der NW-Flügel tiefer liegen würde.

Doggerkern. Während der Antiklinalscheitel im Gebiet des Hofes Blochmont bereits vorwiegend von den Mergeln des Oxfordien gebildet wird, sind die Hügelkuppen südlich Kalmiswald noch von Callovien bedeckt. Vermutlich zieht unmittelbar ausserhalb des Untersuchungsgebietes eine Querstörung durch, die

den erhöhten Ostflügel (Hügel Pt. 627) gegenüber dem Westflügel (Blochmont) um einen beträchtlichen Betrag versetzt. Ob diese Verwerfung mit dem Störungsbündel bei Sägemühle im Lützeltal (H. LINIGER, 1961, Abb. 3) in Verbindung steht, kann mangels genügender Aufschlüsse nicht entschieden werden. Nördlich Blochmont lässt sich diese Störung nicht mehr fassen¹⁾.

Das im Gebiet von Kalmiswald über 1 km breite Doggergewölbe, welches sich gegen die Hohe Schleife zusehends verschmälert, weist keine nennenswerten Querstörungen auf. Als unbedeutende Abweichung im sonst einheitlichen Gewölbe sei die Verbiegung westlich Holzmatte erwähnt; die kleine Sekundäraufwölbung ist im Tälchen zwischen Kalmiswald und Holzmatte direkt der Beobachtung zugänglich.

Malm-Südschenkel. Auch die Südflanke der Blochmont-Antiklinale zieht sich als schmaler Höhenzug vom Blauenberg nördlich Kiffis bis zum Nägeleberg. Während der westliche Teil des Blauenberges steil südfallende Schichtflächen aufweist, ist der östliche durch eine überkippte Lagerung der Malmserie gekennzeichnet. Diese Änderung im Baustil vollzieht sich längs einer tektonischen Bewegungsfuge, deren Vorhandensein nur in der steilen Malmflanke nachweisbar ist. Ostwärts hält die Überkipfung bis ins Gebiet südlich «Lange Matte» an (Profil 15).

Das Rauracien des Nägeleberges fällt einheitlich gegen Süden (Profil 14). Das Gebiet zwischen Pt. 632 und Pt. 694 weist verschiedene, tektonisch arg beanspruchte Zonen auf, welche auf die Anwesenheit kleinerer Störungen zurückzuführen sein könnten. Trotz den schlechten Aufschlussverhältnissen glaube ich, vor allem südlich des Nägeleberges eine Störung annehmen zu müssen: die häufig widersinnig einfallenden Schichten des Séquanien stimmen beidseits der vermuteten Verwerfung nur schlecht miteinander überein.

b) Östlicher Abschnitt (Bergmatte bis Cholacker)

Malm-Nordschenkel. Mit dem Abbiegen der Blochmont-Antiklinale gegen NE setzen tektonische Komplikationen ein, welche vor allem die Malmflanke betreffen. Während sie sich – vorwiegend als Überschiebungen – im Bereich des Dürrmattengrabens nachweisen lassen (Profil 13), sind ihre Fortsetzungen gegen NE der Sicht entzogen. Eine detaillierte Darstellung der tektonischen Verhältnisse findet sich in Fig. 18.

Am Nordausgang des Dürrmattengrabens verläuft dem Waldrand entlang die *Dürrmatten-Überschiebung*. Sie tritt morphologisch als Steilabfall gegenüber dem flachen Vorgelände deutlich in Erscheinung. Die Kalke des oberen Séquanien, welche die Überschiebungstirn bilden, sind teilweise stark tektonisiert und stossen direkt an Septarienton. Westwärts lässt sich die Überschiebung wegen der Bedeckung durch Bergsturzmaterial nicht mehr fassen, und gegen Osten wird sie von den Gesteinsmassen der Rittimatte-Überschiebung überlagert (Profile 7 und 8).

Wenig östlich des Grabens muss eine Querstörung durchziehen. Diese *Dürrmatten-Störung* versetzt im Norden die tertiäre Auflagerungsfläche um mindestens 10 m, wobei der Westflügel abgesenkt wurde. Dass aber entlang dieser Störungszone auch eine Blattverschiebung mit einem Vorschub des Ostflügels stattgefunden hat, geht aus Fig. 18 hervor.

Im unteren Teil des Dürrmattengrabens weisen die Obersequankalke zwei geringfügige Aufwölbungen auf. Ungefähr in der Mitte des Grabens streicht das Séquanien beidseits des Tälchens nordwärts den Hang hinauf, ohne dass ein Abtauchen gegen Norden sichtbar wäre. Während die östliche Fortsetzung dieser Überschiebung nicht ermittelt werden kann, lassen sich ausgeprägte morphologische Unregelmässigkeiten auf der westlichen Anhöhe (bei der Weggabel) als Überschiebungstirn deuten.

Die senkrecht gelagerte Sequanserie des Nordschenkels bildet den südlichen Abschluss der kleinen Schlucht, wobei am Rande der Bergmatte die Naticaschichten unmittelbar an das Oxfordien anstossen (Profil 13). An dieser Stelle macht sich der Einfluss der *Rittimatte-Überschiebung* erstmals in aller Deutlichkeit bemerkbar; weiter im Westen, zwischen Pt. 646 und Pt. 576 liegt die ganze Schichtserie noch vollständig vor. Das kleine Überschiebungsrelikt (unteres Rauracien) auf der steilen Sequanflanke ca. 250 m ENE von

¹⁾ Der von H. LINIGER (1961, S. 55) postulierte Zusammenhang zwischen diesem Störungssystem und der ungefähr N-S verlaufenden Flexur von Oltingue-Moulin de Huttinge (vgl. Strukturkarte) erscheint mir eher fraglich.

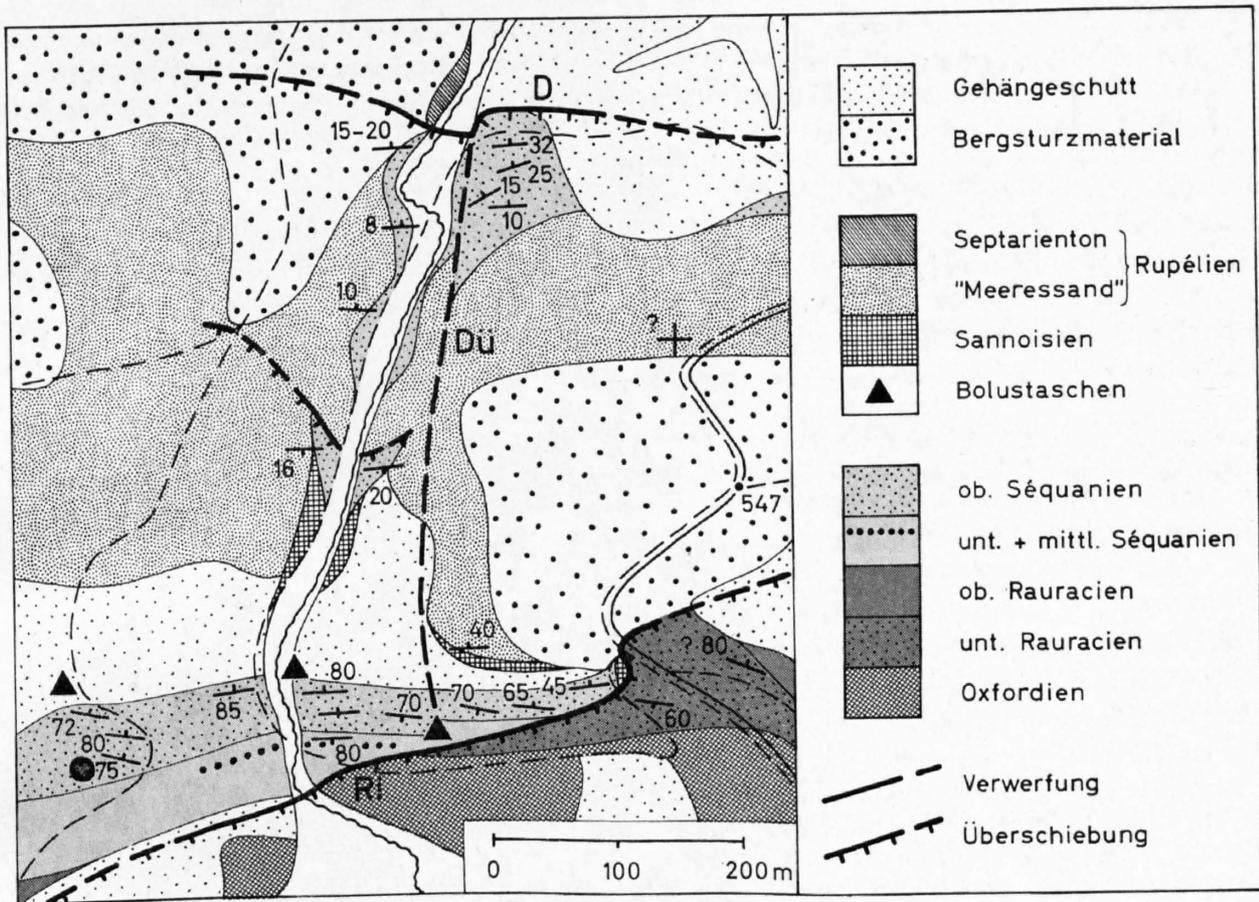


Fig. 18: Geologische Kartenskizze der Umgebung des Dürrmattgrabens

D = Dürrmatten-Überschiebung
 Dü = Dürrmatten-Störung
 Ri = Rittmatte-Überschiebung

Pt. 646 (vgl. Fig. 18) weist darauf hin, dass die vermutlich recht steil südfallende Überschiebungsfläche nach oben rasch in eine flache Lagerung abbiegt (Profile 12 und 13). Die Überschiebung lässt sich ostwärts entlang der Sequankrete bis zur Weggabelung ca. 150 m SW von Pt. 547 verfolgen, wo die Störungsfläche bereits eine horizontale Lagerung einnimmt und das steil nordfallende Séquanien von den überschobenen Gesteinsmassen völlig überdeckt wird (Profil 12).

An dieser Wegabzweigung – unmittelbar unter der Überschiebungsfläche – befindet sich der von D. SCHNEEGANS (1935, S. 56/57) und H. LINIGER (1961, S. 51 und 56/57) diskutierte kleine Aufschluss, durch welchen die beiden Autoren zu folgenden Ergebnissen gelangten:

- Diskordante Auflagerung der ungefähr horizontal gelagerten unterstampischen Konglomerate auf ca. 45° nordfallendes oberes Rauracien (bzw. unteres Séquanien).
- Ein kleiner, W–E streichender Bruch durchsetzt lediglich den Malm, was auf eine praestampische Anlage dieser Störung schliessen lässt.
- Die tertiäre Auflagerung auf oberes Rauracien liefert den Nachweis für eine starke W–E gerichtete praestampische Auffaltung, welche die Buxtorfsche Hypothese der «Rückschreitenden Faltung» bestätigt.

Diesen Schlussfolgerungen seien die eigenen Feststellungen gegenübergestellt:

- Wie bereits im stratigraphischen Teil erörtert wurde (vgl. S. 22), handelt es sich bei den betreffenden Malmkalken eindeutig um Oberséquanien, das in dieser Gegend eine Mächtigkeit von über 40 m erreicht. Im übrigen lässt sich nicht mit Sicherheit angeben, ob dieser Komplex überhaupt anstehend ist!

- Die Malmkalke werden überlagert von einer tektonischen Breccie, die durch eingeschwemmten Bolus eine gelbbraune Färbung erhalten hat. Das Bindemittel besteht durchwegs aus groben Calcitkristallen. Ähnliche Breccien, welche die Überschiebungsfläche markieren, finden sich auch WSW dieses Aufschlusses auf der Sequankrete.
- Die darüberfolgenden, locker zementierten Konglomerate gehören nicht dem marinen Rupélien an, sondern dem limnisch-fluviatilen Obersannoisien. Diese horizontal liegende Konglomeratlage wurde durch tektonische Vorgänge an diese Stelle verfrachtet und ausgewalzt. Die anstehenden Konglomeratbänke weiter westlich fallen mit ca. 40° gegen Norden ein, das heisst sie wurden bei der jungtertiären Auffaltung einbezogen¹⁾.
- Über den Konglomeraten folgen Mergelkalke des Unterrauracien.

Aus diesen Ausführungen geht hervor, dass der umstrittene Aufschluss, welcher den beiden genannten Autoren Anlass zu regionalen tektonischen Spekulationen geliefert hat, in Wirklichkeit nichts anderes darstellt als die Bewegungsbahn einer jungtertiären Überschiebung. Somit liegt an dieser Stelle kein Beweis für praestampisch angelegte E–W streichende Verwerfungen und Auffaltungen vor.

In diesem Zusammenhang sei noch auf einen wesentlichen Unterschied in der tektonischen Interpretation zwischen der geologischen Karte 1:50000, Blatt Ferrette, und der eigenen Kartierung hingewiesen. Während D. Schneegans den flachen Hang bei Pt. 547 als Rauracien darstellt und den Malm gegenüber dem «Meeressand» durch zwei Verwerfungen abtrennt, betrachte ich die weit verbreiteten Mergelkalke des unteren Rauracien als oberflächlichen Schuttdeckel, der mit der Rittimatte-Überschiebung in Zusammenhang steht.

Nach dieser Abschweifung soll der weitere Verlauf der Rittimatte-Überschiebung verfolgt werden. Die Überschiebungsfront zieht sich, morphologisch nur schwach erkennbar, in NE-Richtung hangabwärts und lässt sich anhand der wirren Lagerung der Sequankalke SW von Pt. 499 nachweisen (Profil 10). Von hier bis nach Burg ist der grösste Teil des Malm-Nordschenkels ausgebrochen und verdeckt als ausgedehnter Bergsturz das ganze Gebiet bis zum Fannwald. Immerhin darf aus der erhöhten Lage der Naticaschichten, die beim Steinacker zutage treten (Profil 7), angenommen werden, dass die Rittimatte-Überschiebung nördlich davon durchzieht und an der Rähholz-Störung ein Ende findet.

Gewölbescheitel und Südschenkel. Im Gebiet von Bergmatte–Abywald wird der Doggerkern durch die Auflagerung des Oxfordien gegen Osten allseitig abgeschlossen. Da der mächtige Erosionszirkus der Bergmatte äusserst schlechte Aufschlussverhältnisse aufweist, lassen sich die von Süden (Remel) hereinziehenden Störungen nicht mehr fassen. Erst das Erosionstal, das vom Pässchen zwischen dem Abywald und Pt. 693 nordwärts zieht, erlaubt wieder einen Einblick in den Bau des Blochmontgewölbes. Wie aus der gegenseitigen Lage der stark zerklüfteten Malmserien hervorgeht, verläuft im Tälchen eine Blattverschiebung, die *Abywald-Störung*, längs welcher das ganze Rauraciengewölbe des Ostflügels etwas gehoben und nach Norden verfrachtet wurde. Da eine südliche Fortsetzung dieser Störung nicht nachzuweisen ist, kann angenommen werden, dass diese differentielle Bewegung nur den Malmmantel betroffen hat (disharmonische Faltung).

Gegen die Rittimatte wird der Südschenkel und etwas später sogar der Scheitel teilweise von der Remel-Überschiebung überfahren (Profile 8 und 9), was besonders beim Grenzstein 20 deutlich zum Ausdruck kommt. Nordöstlich des jähren Abbruches des Galgenfelsens wurde beim «Cholacker» wiederum der Dogger freigelegt (Profil 7). Das Callovien, dessen Gewölbecharakter anhand der Dalle nacrée-Kanten morphologisch in Erscheinung tritt, repräsentiert an dieser Stelle den Scheitel und Südschenkel der ausklingenden Blochmont-Antiklinale, die an der Rähholz-Störung ihr östliches Ende findet.

Die *Rähholz-Störung* wurde bereits von A. TOBLER (1897 a) als Blattverschiebung gedeutet. W. T. KELLER (1922) nimmt zudem noch eine Absenkung des Ostflügels um 100 m an, was ihn veranlasst, die Rähholz-Störung als rheintalische Verwerfung, die mit der Jurafaltung in keinem Zusammenhang stehe, zu betrach-

¹⁾ Ob die Konglomerate an dieser Stelle gegenüber den Malmkalcken eine leichte Diskordanz aufweisen, kann anhand der ungenügenden Aufschlüsse nicht entschieden werden.

ten. Dieser Ansicht muss aber entschieden entgegengetreten werden. Die eigenen Untersuchungen haben ergeben (vgl. Strukturkarte, Tafel II), dass es sich bei der Rähholz-Querstörung um eine Bewegungsfuge handelt, die eng mit der Auffaltung verknüpft ist. Beidseits der Störung herrscht ein vollkommen verschiedener tektonischer Bauplan. Während der Westflügel (Rähholz) als Überschiebungsmasse gehoben und nach Norden geschoben wurde, blieb der Ostflügel (Schlossfels von Burg) durch die stauende Wirkung der vorgelagerten Landskronflexur weiter zurück. Mit andern Worten: das westliche Gebiet zeichnet sich durch Auffaltung (Blochmontgewölbe) und Überschiebung (Rittimatte-Überschiebung) aus, während im östlichen der Zusammenschub wegen der herrschenden Raumnot in Form von steilen Aufschiebungen kompensiert wurde. Die gegenseitige Verstellung der beiden Flügel betrifft vor allem eine oberflächliche Zone, während der tiefere Untergrund von dieser Störung vermutlich kaum berührt wird. Diese Ansicht wird durch die Tatsache gestützt, dass die Rähholz-Störung gegen Süden ausklingt; nur das dem ungestörten Doggergewölbe des Blauen vorgelagerte Gebiet hat sich verschiedenartig verhalten.

Eine von A. TOBLER (1897 a) postulierte und von W. T. KELLER (1922) für möglich gehaltene Fortsetzung der Blochmont-Antiklinale gegen «Felsplatten» und «Uf Ried» muss abgelehnt werden (vgl. Strukturkarte und Profile)¹⁾.

Abschliessend sei noch kurz auf den Verlauf der *Faltenachse* eingetreten. Von der Hohen Schleife, wo sich im Gewölbescheitel die Obergrenze des Callovien auf ca. 650 m befindet, fällt die Antiklinalachse gegen die Bergmatte ostwärts ein; hier liegt derselbe Horizont auf ca. 600 m Höhe. Es ist überraschend, dass das obere Callovien am Ostende der Antiklinale, im Gebiet von «Cholacker», immer noch eine Höhe von 600 bis 610 m einnimmt, das heisst gegenüber dem Falle eines gleichmässigen Abtauchens der Antiklinale um mindestens 100 m zu hoch liegt. Die Strukturkarte bringt zum Ausdruck, dass sich die Bergmatte im Bereich einer axialen Depression befindet, während sich beim Pässchen NE des Abywaldes eine kleine Kulmination bemerkbar macht. Der wellenförmige Achsenverlauf hält an bis zur Rähholz-Störung. Dieser Sachverhalt liefert nun die Bestätigung, dass der östliche Abschnitt der Blochmont-Antiklinale durch die Rittimatte-Überschiebung, welche ja wegen der Bergsturzbedeckung in diesem Gebiet nicht direkt nachweisbar ist, um ca. 100 m gehoben und über 200 m nordwärts geschoben wurde.

7. Synklinale von Kiffis–Saalhof–Galgenfels

Zwischen Kiffis und Saalhof trennt die Synklinale als morphologische Mulde die Blochmontkette vom westlichen Ausläufer der Blauenkette (Profile 14–16). Mit der allmählichen Tendenz eines Zusammenschlusses der beiden Antiklinalen zu einem einheitlichen Höhenzug wurde auch die Synklinale gegen Osten in die Höhe gepresst. Entlang dem Grenzkamm von Birtelhollen bis zum Galgenfels überragt sie nun als Synklinalerhebung (Remel-Synklinale) die beiden beträchtlich abgetragenen Antiklinalen (Profile 8–11).

a) Abschnitt Kiffis–Saalhof

Bei Kiffis liegt die Synklinale als flache, breite Mulde vor. Während sie im Norden von der steilen Malmflanke der Blochmont-Antiklinale begrenzt wird, hebt sie sich gegen Süden nur durch eine unmerkliche Erhebung, die das Westende der Blauen-Antiklinale repräsentiert, von der Lützelmulde ab (Profil 16). Mit dem zunehmenden Aufsteigen der Blauen-Antiklinale im Moosmattenberg verschmälert sich die Synklinale, wobei aber der Muldencharakter ausgeprägter wird. Südlich von Saalhof setzen die nordwärts gerichteten Überschiebungen ein, die den steil aufgerichteten Südschenkel des Muldenzuges bis ins Gebiet des Fluhberges begleiten (Profile 12–14).

¹⁾ Die kleine gepresste und z. T. verschuppte Aufwölbung im Nordschenkel der Blauenkette zwischen der Rähholz-Störung und der Blütenen-Störung könnte allenfalls noch als Fortsetzung der Blochmont-Antiklinale interpretiert werden (Profil 6).

b) Abschnitt Saalhof–Remelturm–Galgenfels (Remel-Synklinale)

Östlich Saalhof steigt die Synklinalachse ständig höher und biegt schliesslich rasch gegen NE um. Im Sattel beim Grenzstein 129 tritt die *Fluhberg-Überschiebung* deutlich in Erscheinung: das untere Rauracien (evtl. bereits oberes Oxfordien?) des Blauengewölbes stösst an dieser Stelle unmittelbar an steil nordfallendes unteres Séquanien (Profil 12). Östlich des Grenzsteines lässt sich die Überschiebungsfäche, die gleichsinnig mit dem Abhang südwärts einfällt, anhand der zerrütteten, breccierten und von Bolus rötlich verfärbten Sequankalke ca. 150 m weit verfolgen. Der Rauracienklotz, der völlig unmotiviert unterhalb von Grenzstein 128 aus dem einförmig geneigten Hang hervorsticht, kann nur als Überschiebungsrelikt gedeutet werden (Profil 11). Weiter ostwärts ist die Fluhberg-Überschiebung nicht mehr nachzuweisen; sie findet vermutlich an der Birtelhollen-Störung ein Ende.

Südlich des Abywaldes lassen sich an drei Stellen Verwerfungen beobachten. Die westlichste, die beim Grenzstein 128 die Malmsynklinale durchsetzt, ist von der Bergmatte aus als beträchtliche Verstellung der Rauracienflühe gut sichtbar; ihre südliche Fortsetzung konnte nicht mit absoluter Sicherheit eruiert werden. Eine zweite Störung zieht westlich Pt. 777 durch; sie lässt sich auch am Fahrweg, der unterhalb Birtelhollen durchführt, nachweisen: rot verfärbte, stark zerrüttete Rauracienkalke liegen neben Mergelkalken des unteren Rauracien. Die dritte Verwerfung, die *Birtelhollen-Störung*, tritt auch von der Bergmatte aus als gegenseitige Versetzung der Rauracienklötze in Erscheinung; zudem ist sie am Grenzkamm durch das plötzliche Einsetzen der Rauracienflühe gegen Osten deutlich erkennbar. Die beiden zuletzt erwähnten Verwerfungen verursachen ein treppenartiges Ansteigen der Mulde gegen ENE, was zweifellos mit der Heraushebung der Blochmont-Antiklinale im Gebiet des Abywaldes in Zusammenhang steht (vgl. S. 95).

Die Rauracienflühe von Birtelhollen bis zum Galgenfels sind stark zerklüftet und von zahlreichen kleineren Störungen durchsetzt. Wie aus der Streichrichtung der einzelnen Abschnitte hervorgeht, wird der gesamte Rauracienkomplex längs dieser Scherflächen fiederförmig zerlegt. Sowohl A. TOBLER (S. 334) als auch W. T. KELLER (S. 69) nehmen für das Rauracien entlang dem Grenzkamm eine senkrechte Lagerung an; die eigenen Beobachtungen haben aber durchwegs ein Einfallen der Schichten mit 15–30° gegen Norden ergeben.

Von Kiffis bis gegen den Abywald verläuft die Synklinale, nahezu W–E streichend, ungefähr parallel dem Blochmontgewölbe. Von hier weg biegen beide Strukturen gegen NE ab, wobei aber die Remel-Synklinale stärker um den «Angelpunkt Abywald» nordwärts rotiert wurde und somit spitzwinklig auf das Blochmontgewölbe stösst. Dieser Vorgang konnte nur dank dem disharmonischen Verhalten der Sedimentdecke, verbunden mit einer Überschiebung, der *Remel-Überschiebung*, vor sich gehen. Wie aus der Strukturkarte ersichtlich ist, beträgt beim Galgenfels der Vorschub der Malmschüssel gegenüber der Doggerunterlage gegen 200 m.

Die Remel-Überschiebung lässt sich erstmals im Gebiet des Abywaldes anhand gestörter und aus dem Schichtverband gerissener Rauracienmassen nachweisen. Nördlich des Remelturmes tritt sie morphologisch als Steilstufe in Erscheinung; zudem wurden in diesem Gebiet dank der Erstellung eines neuen Weges Kalke des unteren Séquanien blossgelegt, die gegen Süden von den Überschiebungsmassen bedeckt werden (Profil 9). Beim Grenzstein 20 ist die Remel-Überschiebung direkt fassbar. Die am Fahrweg von der Rittmatte gegen den Abywald gelegenen Rauracienfelsen lassen sich bis unmittelbar unterhalb des Grenzpfades verfolgen, wo sie unter steil SE-fallenden Mergelkalken des unteren Rauracien verschwinden (Profil 8). Der weitere Verlauf der Überschiebung ist nicht mehr sichtbar, doch weist der starke Vorschub der Remel-Synklinale darauf hin, dass die Störung als schwach geneigte Fläche das Oxfordien östlich des Galgenfelsens durchquert und südlich «Cholacker» in den Dogger-Nordschenkel des Blauengewölbes eindringt (Profil 7).

8. Blauen-Antiklinale

Die gegen 20 km lange Blauen-Antiklinale, die westlich des Moosmattenberges bei Kiffis ihren Anfang nimmt, erstreckt sich ostwärts bis in das Birseck südlich Basel. Davon entfallen ca. 8½ km auf das untersuchte Gebiet, während der restliche Abschnitt, der bereits auf S. A.-Blatt Blauen liegt, durch P. BITTERLI (1945) eine eingehende Darstellung erfahren hat.

Die Blauen-Antiklinale lässt sich im Gebiet östlich von «Kroppenkopf» bei Kiffis erstmals als unbedeutende Aufwölbung nachweisen (Profil 16); sie zieht, ständig an Grösse zunehmend, genau in W-E Richtung bis zum Fluhberg. Während A. TOBLER (1897a, S. 343) diesen Abschnitt als «einfachen anticlinalen Bau» bezeichnet, haben die eigenen Feldaufnahmen ergeben, dass gerade dieses Gebiet durch eine ausserordentliche Fülle an tektonischen Störungen gekennzeichnet ist, deren Interpretation aber wegen der zum Teil ungenügenden Aufschlussverhältnisse auf etwelche Schwierigkeiten stösst (Profile 14 und 14a).

Östlich des Fluhberges biegt die Antiklinale – ähnlich wie die nördlich vorgelagerten Strukturen – ab und streicht als breites, bis auf den Haupttrogenstein entblösstes Gewölbe gegen NE. Im Gebiet des Challpasses, wo die Antiklinale von mehreren Längsstörungen betroffen wird, findet ein langsames Abdrehen der Faltenachse gegen Osten statt. Zugleich macht sich eine Veränderung im Bauplan der Antiklinale bemerkbar, indem sich die breite, symmetrische Kofferfalte der «Chalhöchi» ostwärts zusehends verschmälert und eine unregelmässige Form annimmt (Profile 1a–3).

Auch bei der Beschreibung sollen die drei Abschnitte, die sich sowohl durch ihre Streichrichtung als auch durch ihren Bauplan unterscheiden, gesondert behandelt werden. Folgende Gliederung gelangt zur Anwendung:

- a) Westlicher Abschnitt (Moosmattenberg–Fluhberg)
- b) Mittlerer Abschnitt (Amsberg–Chalhöchi)
- c) Östlicher Abschnitt (Challstrasse–Grossi Hollen)

a) Westlicher Abschnitt (Moosmattenberg–Fluhberg)

Westlich des Moosmattenberges macht sich die Blauen-Antiklinale als schwache Aufwölbung bemerkbar. Da die Lage des flach nordfallenden Oberséquanien, das den Scheitel des Moosmattenberges bedeckt, mit demjenigen der Mulde von Kiffis nicht übereinstimmt, muss nördlich Pt. 608 im Nordschenkel eine kleine Steilzone angenommen werden (Profil 15). Diese lässt sich weiter östlich nachweisen, wobei Lagerung und Zustand der Obersequankalke im Gebiet von Saalhof auf eine geringfügige Aufschiebung schliessen lassen.

Eine wesentlich ausgeprägtere Längsstörung, die *Moosmatten-Aufschiebung*, durchsetzt den Südschenkel am Moosmattenberg. Wenn man vom «Chlösterli» das Tälchen gegen Saalhof aufsteigt (Profil 15), lassen sich am linken Hang folgende Beobachtungen anstellen: schwach gegen Westen einfallende Kalke des obersten Rauracien werden von den «Plattigen Kalken» überlagert. Nach einer kurzen aufschlusslosen Strecke stehen plötzlich wieder wuchtige Rauracienklötze am Wegrand, die sich weit hangaufwärts verfolgen lassen; eine Schichtung ist nicht zu erkennen. Zweifellos wurde der Gewölbescheitel an einer steilen Störungsfläche gegen Süden aufgeschoben («Unterschiebung»). Während ihre Fortsetzung gegen Westen nicht ermittelt werden kann, ist sie nördlich von Pt. 637 anhand des kleinen Unterrauracien-Vorkommens, das einer gehobenen Scholle angehört, nachweisbar. Bereits W. T. KELLER (1922, S. 69) hat die Klüfte, Gräben und Versickerungslöcher beim Grenzstein 136 (früher Nr. 6) mit einer Störungszone in Verbindung gebracht. Während er aber – ohne stichhaltige Gründe – die Verwerfung von Hint. Rüti nach Norden in dieses Gebiet abbiegen lässt¹⁾, betrachte ich diese tektonisch gestörte Zone als Fortsetzung der Moosmatten-Aufschiebung.

Weiter südlich verläuft eine weitere, gleich gerichtete Störung, die *Salegg-Aufschiebung*, entlang dem Tälchen nördlich «Chrüzboden». Wie aus der Karte hervorgeht, stossen flachliegende «Plattige Kalke» gegen Norden an das Rauracien des Grenzkammes (Profile 14 und 14a).

Als bedeutendste Längsstörung in diesem Abschnitt der Blauen-Antiklinale muss die *Fluhberg-Überschiebung*, die bereits auf der geologischen Karte 1:50 000, Blatt Ferrette, vermerkt ist, bezeichnet werden. Allerdings ist die Ausdehnung der Störung bis ins Lützelatal bei «Chlösterli» nach den eigenen Untersuchungen nicht gerechtfertigt²⁾. Die Fluhberg-Überschiebung tritt erstmals im Saleggweidwald in Erscheinung:

¹⁾ Die Verwerfung von Hint. Rüti, die sich im Lützelatal gut erkennen lässt, streicht ungefähr parallel dem kleinen Tälchen, das von Pt. 450 zu Pt. 572 führt.

²⁾ Nach der Darstellung auf Blatt Ferrette hätte die Störung im westlichen Abschnitt den Charakter einer nach Süden gerichteten Überschiebung, während sie im Osten gegen Norden überschieben würde.

südlich Saalhof streichen die ca. 40–50° nordfallenden Rauracienkalke und «Plattigen Kalke» ostwärts den Hang hinan und werden unmittelbar am Weg, der von Pt. 637 nach Saalhof führt, von einem mächtigen Rauraciendeckel überlagert (Profil 14). Dass dieser überschobene Komplex gegenüber dem Rauracien im Tälchen eine gehobene Position einnimmt, geht auch anhand des kleinen Unterrauracien-Vorkommens ca. 180 m NNE von Pt. 637 hervor. Gegen Osten kann die Überschiebung wegen starker Schuttbedeckung nicht genau gefasst werden, aber die gegenseitige Lage des Oberséquanien in der Mulde von Saalhof und des Rauracien am steilen Nordabhang des Fluhberges lässt vermuten, dass die Überschiebung am Fusse des Steilhanges durchzieht. Im Sattel bei Pt. 738 tritt sie wieder deutlich in Erscheinung, da an dieser Stelle das untere Rauracien (evtl. bereits Oxfordien?) des Fluhberges an das untere Séquanien des Grenzkammes stösst (Profil 12). Die Fortsetzung der Fluhberg-Überschiebung gegen Osten ist bereits beschrieben worden (vgl. S. 96).

Während die Blauen-Antiklinale im Gebiet des Saleggweidwaldes in Form eines stark gestörten, unregelmässig gestalteten Gewölbes in Erscheinung tritt (Profile 14 und 14a), ergibt ein Profil durch den Fluhberg bereits eine ausgeprägte Kofferfalte, deren südlicher Scheitelabschnitt bis auf das Oxfordien abgetragen wurde (Profil 13). Die Felswände des Fluhberges weisen eine starke Zerklüftung auf, die darauf schliessen lässt, dass auch dieses Gebiet von Störungen, die aber sicher kein grosses Ausmass erreichen, durchsetzt wird. Die Klüfte bei «Roti Flue» sind zum Teil mit Bolus gefüllt.

b) Mittlerer Abschnitt (Amsberg-Challhöchi)

Östlich des Fluhberges öffnet sich der Antiklinalkern bis auf den Haupttrogenstein. Das bis 1,3 km breite Doggergewölbe biegt um und streicht als markanter Höhenzug in NE Richtung. Bis ins Gebiet der «Challmatten» weist die Kofferfalte einen asymmetrischen Bauplan auf; der Nordschenkel, welcher rasch in die hochgelegene Remel-Synklinale umbiegt, erscheint dem steilen, ausgeprägten Südschenkel gegenüber als stark reduziert (Profile 9 und 10).

Malm-Nordschenkel. Die Malmflanke, die entlang dem Grenzkamm fast durchgehend aufgeschlossen ist, fällt westlich der Birtelhollen-Störung recht steil gegen Norden (Profil 11), während die Rauracienflühe östlich davon ein durchwegs flaches Einfallen aufweisen (Näheres vgl. S. 96). Östlich des Galgenfelsens fiel der gesamte Malm-Nordschenkel der Erosion anheim.

Die Rolle der *Räbholz-Störung* wurde bereits eingehend erörtert (vgl. S. 94). Während das steilstehende Rauracien von «Räbholz» dem Nordschenkel der Blochmont-Antiklinale angehört (Profil 7), betrachte ich den Schlossfels von Burg bereits als Malmflanke des Blauengewölbes (Profil 6). Diese schmale, langgezogene Erhebung weist durchwegs eine überkippte Lagerung der Rauracienkalke auf; erst unten, am Nordausgang der kleinen Klus, ist die Umbiegung in steiles Nordfallen sichtbar. Wie aus der gegenseitigen Lage des Burger Schlossfelsens und der Rauracienrippe unmittelbar nördlich «Felsplatten» hervorgeht, liegt ersterer mindestens 100 m weiter nördlich (vgl. Fig. 19). Der Gedanke ist deshalb nicht abwegig, den Schlossberg als gegen Norden überschobenen Komplex zu betrachten (*Schlossberg-Überschiebung*).

Dogger-Nordschenkel. Südlich der Oxfordcombe im Gebiet von «Remel» fällt der Haupttrogenstein gleichmässig mit ca. 40–50° gegen NW, wobei ausser an einer Stelle keine tektonischen Komplikationen auftreten. Am nördlichen Ausgang des kleinen Quertales westlich von «Birtelstelli» macht sich noch die *Birtelhollen-Störung* bemerkbar, indem der obere Haupttrogenstein und die Variansschichten gegeneinander um einen geringen Betrag versetzt sind. Da der Westflügel weiter gegen Norden reicht, ist die Möglichkeit nicht auszuschliessen, dass der Einfluss der Fluhberg-Überschiebung bis an diese Querstörung reicht.

Der weitere Verlauf des Haupttrogenstein-Schenkels ist gekennzeichnet durch eine zunehmende Steilstellung der Schichten. Im Gebiet südlich «Cholacker» tritt die *Remel-Überschiebung* in den Bereich der steilen Flanke, was daran zu erkennen ist, dass bei Pt. 541 die flach südfallende Dalle nacrée der Remel-Synklinale unmittelbar an den senkrecht stehenden Dogger des Blauen-Nordschenkels anstösst (Profil 7). Interessant ist ferner die Tatsache, dass sich keinerlei Anzeichen finden lassen, die eine Fortsetzung der Räbholz-Störung in den Doggerkern der Blauenkette rechtfertigen würden.

Östlich «Cholacker» ist die gestörte Steilzone von mächtigen Schutt- und Rutschmassen verdeckt. Erst an der Geländerrippe südlich von «Blüttenen» lässt sich beobachten, dass der Doggerschenkel einen ausserordentlich komplizierten tektonischen Bau aufweist. Dies kommt bei der Profildarstellung von W. T. KELLER (1922, Profil 12) nicht zur Geltung. Es sei hiemit auf die eigene Profilkonstruktion verwiesen (Profil 5).

Im Tälchen, das zwischen «Blüttenen» und «Felsplatten» gegen den Challpass führt, verläuft die *Blüttenen-Störung*. Sie ist daran erkennbar, dass der Nordschenkel der Blauen-Antiklinale beidseits des Tälchens einen verschiedenartigen tektonischen Bauplan aufweist, was beim Vergleich der Profile 4 und 5 deutlich zum Ausdruck kommt (vgl. auch Fig. 19). Als gemeinsame Merkmale lassen sich der flache Gewölbescheitel, der steil aufgerichtete Nordschenkel und eine Mehrzahl von steil nordwärts gerichteten Aufschiebungen, die aber gegenseitig nicht übereinstimmen, nennen. Wie bei der Rähholz-Störung handelt es sich um eine Blattverschiebung, die während der jungtertiären Auffaltung aufgerissen wurde und die mit der Tiefentektonik vermutlich in keinem direkten Zusammenhang steht. Die Blüttenen-Störung ist am Challpass nicht mehr nachweisbar.

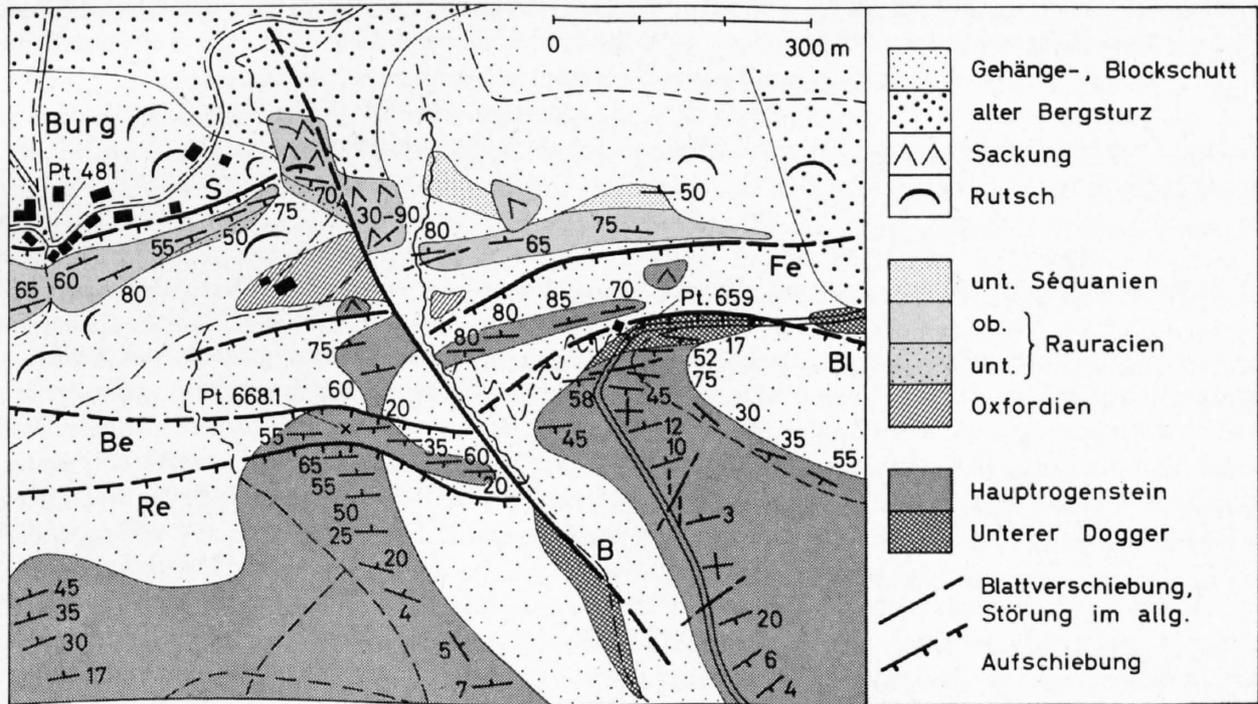


Fig. 19: Geologische Kartenskizze des Gebietes von «Blüttenen» und «Felsplatten» bei Burg

B = Blüttenen-Störung
 Be = Bergmatten-Aufschiebung
 Bl = Blauen-Aufschiebung

Fe = Felsplatten-Aufschiebung
 Re = Remel-Überschiebung
 S = Schlossberg-Überschiebung

Gewölbescheitel. Vom Auftauchen des Hauptrogensteins zwischen Fluhberg und Amsberg weg steigt die Gewölbeachse in NE-Richtung um ca. 250 m gegen die «Challhöchi» an. Nach der Darstellung von W. T. KELLER (Geolog. Atlas, Blatt Delémont) durchquert die Störung von Birtelhollen im Tälchen westlich des Amsberges den gesamten Doggerkern bis in die Klus von Blauenstein. Während ihr Einfluss am Dogger-Nordschenkel noch eindeutig erkennbar ist, konnte aber nach den eigenen Beobachtungen eine Fortsetzung nach Süden nicht festgestellt werden: der Kern der Antiklinale, der in diesem Erosionseinschnitt unmittelbar am Blattrand als mächtige Hauptrogenstein-Steilstufe aufgeschlossen ist, zeigt keinerlei Anzeichen einer Störung. Zudem wäre es – wie bereits ausgeführt (vgl. S. 6) – nicht möglich, dass im Westflügel einer allfälligen Verwerfung noch Unterer Dogger zum Vorschein kommt, wie dies am Blattrand der geologischen Karte, Blatt Delémont, dargestellt ist.

Die weite Hochebene von «Challwiti»-«Challhöchi» wird von einer wenig mächtigen Lehmschicht überdeckt, die den Einblick in den tektonischen Bau des Gewölbescheitels verwehrt.

Die *Chall-Brunnenberg-Aufschichtung* lässt sich erstmals in der östlichen «Chalhollen» nachweisen. Am neu erstellten Weg, der von Pt. 665 (Challstrasse) gegen «Chall» führt, stehen die Mumienkalke des unteren Haupttrogensteins an der markanten Geländerippe steil südfallend (Südschenkel). Etwas weiter hinten im Tälchen – nahezu auf gleicher Höhe – weist derselbe Horizont nur 30° Südfallen auf. Der steile Südschenkel wurde also auf den Scheitel aufgeschoben (Profil 5). Die Fortsetzung der Längsstörung gegen NE tritt morphologisch als ausgeprägte Geländerippe (nördlich Pt. 665) in Erscheinung und lässt sich gegen den Challpass zu anhand der gegenseitigen Lage von Haupttrogenstein und Variansschichten erkennen. Die kleine Störung am alten Challweg (200 m WSW von Pt. 747), die sich stellenweise durch eine starke Zerklüftung und vollständige Umkristallisation des Haupttrogensteins auszeichnet, wurde von W. T. KELLER (S. 67) als westliche Fortsetzung der Chall-Aufschichtung interpretiert. Ich neige eher zur Ansicht, dass diese unbedeutende Störung, die gegen die Challstrasse hinabstreicht, als Begleiterscheinung der grossen Chall-Brunnenberg-Aufschichtung zu betrachten ist (Profil 4).

Südschenkel. Der Südschenkel bietet in tektonischer Hinsicht nichts Besonderes. Entlang dem kleinen Erosionstälichen südlich «Challmatten» verläuft vermutlich eine kleine Querstörung, die sich durch die Zerrüttung des Schichtverbandes und die Änderung der Streichrichtung manifestiert. In ihrer südlichen Fortsetzung weist auch die steile Malmrippe nördlich der Hard eine Störungszone auf, wobei die «Plattigen Kalke» des Ostflügels an das obere Rauracien des Westflügels anstossen. Ob auch die beidseits anschliessenden kleinen Eintalungen in der Haupttrogensteinflanke von Verwerfungen begleitet werden, lässt sich nicht entscheiden.

c) Östlicher Abschnitt (Challstrasse–Grossi Hollen)

Östlich der Challstrasse biegt die Blauenkette in ENE Richtung ab; gleichzeitig findet eine Änderung im Bauplan statt. Die nahezu symmetrische, an den beiden Schenkeln gestörte Kofferfalte wird abgelöst von einer asymmetrischen, gegen Norden überliegenden, ebenfalls stark gestörten Falte, deren Breite in östlicher Richtung zusehends abnimmt (Profile 1a–4). Unmittelbar am Ostrand des untersuchten Gebietes gipfelt die Antiklinalachse in einer Kulmination (Grossi Hollen), deren Höhenlage längs der gesamten Blauenkette nur noch im Gebiet der Hofstetter Bergmatten erreicht wird.

Malm-Nordschenkel. Östlich der Blütenen-Störung, gegenüber dem Rauracien des Burger Schlossberges ca. 100 m zurückstehend (vgl. Fig. 19), zieht die schmale, steil nordfallende Rauracienrippe ostwärts bis zur Ausbruchsnische des grossen Fichtenrain-Bergsturzes. Jenseits der Schuttmassen treten die Malmkalke im Gebiet von «Baholz» mit etwas flacherem Nordfallen wieder zutage (Profil 2). Die ganze Serie ist stark zerrüttet und zerklüftet und erweckt den Anschein einer überkippten Lagerung (vgl. W. T. KELLER, 1922, S. 70). Dass es sich dabei aber nur um gekippte Schichtköpfe und gelockerte Verbände handelt, geht aus den Aufschlüssen längs des kleinen Tälchens zwischen «Baholz» und «Chöppli» hervor. In diesem Erosionseinschnitt verläuft, nebenbei bemerkt, eine unbedeutende Blattverschiebung, längs welcher der Ostflügel um einen geringen Betrag weiter nördlich vorgeschoben wurde.

Eine weitere Transversalverschiebung durchsetzt die Malmflanke östlich des «Chöppli». Diese Störung ist sehr auffallend, streicht doch die steile Rauracienrippe des «Chöppli» unmittelbar in die Oxfordiencombe von «Bättental» (Blatt Arlesheim). Die Versetzung wirkt sich nur daher so stark aus, da das Rauracien auf der westlichen Seite steil gegen Norden einfällt, während es auf der Ostflanke stark überkippt und vermutlich etwas überschoben ist.

Dogger-Nordschenkel. Bei «Felsplatten», dem bekannten Aussichtspunkt, bildet der Haupttrogenstein eine verbogene, markant hervorstehende Platte mit steilem Nordfallen an der Passstrasse und überkippter Lagerung im westlich anschliessenden Taleinschnitt. Da das Schichtpaket den untersten Teil des Haupttrogensteins repräsentiert (Mergeleinlagerungen!) muss gezwungenermassen zwischen der Doggerplatte und der nördlich vorgelagerten Rauracienkante eine beträchtliche Störung, die *Felsplatten-Aufschichtung*, durch-

ziehen (vgl. Fig. 19 und Profil 4). Im östlich angrenzenden Gebiet wurde die Doggerflanke aus ihrem Verband gerissen und liegt nun teils versackt etwas unterhalb der Ausbruchsnische, teils als mächtiger Bergsturz bei Rüttimatt-Fichtenrain.

Nördlich «Uf Ried» setzt sich die unterbrochene, steilstehende Haupttrogenstein-Rippe fort. Auch hier muss wegen der allzu starken Annäherung von Haupttrogenstein und Rauracien eine Aufschiebung des Doggerschenkels angenommen werden (Profil 2). Gegen Osten, zwischen «Grossi Hollen» und «Chöpfli», divergieren Malm- und Doggerschenkel (unterschiedliche Streichrichtung) zusehends, womit auch die Felsplatten-Aufschiebung ihr östliches Ende findet.

Gewölbescheitel. Das ganze Doggergewölbe ist entlang der Chall-Passstrasse recht gut aufgeschlossen. Im Norden, bei «Felsplatten», lässt sich eine kleine, aufgepresste Sekundärfalte, die bereits A. TOBLER (1897a) aufgefallen ist, beobachten. Südlich der senkrechten Felswand des Dogger-Nordschenkels schliessen die flach südfallenden Schichten des Unteren Doggers an (= Scheitel des kleinen Gewölbes), die sich zusehends aufrichten. Wie aus Fig. 19 hervorgeht, bildet der unterste Haupttrogenstein einen kurzen Steilschenkel mit einem maximalen Einfallen gegen Süden von 75° , der auf kürzeste Distanz in eine horizontale Lagerung umbiegt.

Die gegenseitige Lage von Haupttrogenstein zu Unterem Dogger erheischt eine steile Kernaufschiebung im Sekundärgewölbe (Profil 4), die ich – in Anlehnung an die Ausführungen von P. BITTERLI (1945) – ebenfalls als *Blauen-Aufschiebung* bezeichne. Ihre östliche Fortsetzung lässt sich längs der markanten Doggerrippe nördlich «Uf Ried» wieder eindeutig fassen: eine kleine Rinne, die auf der Rippe verläuft, bezeichnet morphologisch die Aufschiebungsfläche, längs welcher die koralligenen Mergelkalke des Unteren Doggers an den Haupttrogenstein stossen (Profil 2). Derselbe tektonische Kontakt ist an der Wegkurve NW von «Grossi Hollen» nachweisbar, wobei wenig nördlich eine kleinere, steil südfallende Begleitaufschiebung den unteren Haupttrogenstein durchsetzt; diese Verhältnisse wurden von W. T. KELLER (1927, S. 68) eingehend erörtert. Der weitere Verlauf der Längsstörung ist nicht aufgeschlossen, doch zweifle ich nicht daran, dass Bitterlis «Blauen-Störung» als östliche Fortsetzung der Scheitelaufschiebung von «Felsplatten»-«Grossi Hollen» zu betrachten ist.

Das kleine Sekundärgewölbe bei «Felsplatten» erweitert sich unter axialem Ansteigen gegen Osten und überprägt die Kofferfalte, wobei im Gebiet von «Uf Ried» eine asymmetrische, gegen Norden überliegende Falte resultiert (Profil 3), deren Kern bis auf den Opalinuston erodiert wurde¹⁾. Besonders eindrücklich kommt die Änderung im Faltenbauplan anhand der unterschiedlichen Streichrichtungen zwischen der Challstrasse und «Challplatten» zur Geltung.

Südlich «Felsplatten» durchquert die Challstrasse den breiten Gewölbescheitel, welcher an einigen Stellen unbedeutende Störungszonen aufweist. Auf der Passhöhe, bei Pt. 747, versetzt die *Chall-Brunnenberg-Aufschiebung* die Homomyenmergel des aufgepressten Südschenkels gegenüber den Macrocephalusschichten des Gewölbescheitels (Profil 4). Der Verlauf der Längsstörung gegen Osten tritt morphologisch als kleine Mulde bis über Pt. 765 hinaus in Erscheinung. Unmittelbar am Blattrand lässt sich die Anwesenheit der Aufschiebung durch das Vorkommen von Unterem Dogger, auf welches P. BITTERLI (1945) erstmals aufmerksam gemacht hat, nachweisen. Bitterlis «Balmisried-Störung» durchquert südlich «Chlini Hollen» (Blatt Arlesheim), als Mulde erkennbar, den Kamm der Blauenkette und vereinigt sich vermutlich südlich «Grossi Hollen» mit der Chall-Brunnenberg-Aufschiebung (Profil 1a).

Der Untere Dogger reicht im Gewölbescheitel bei «Grossi Hollen» bis in eine Höhe von ca. 830 m. Es muss nun überraschen, dass genau in Streichrichtung knapp 600 m weiter östlich bei Balmisried (Blatt Arlesheim) auf einer Höhe von 800 m bereits die Variansschichten dem Scheitel auflagern. Dies bedeutet, dass die Antiklinalachse von der Kulmination bei Pt. 875 – der heutigen höchsten Erhebung der Blauenkette – mit ca. 15° gegen Balmisried (axiale Depression) einfallen sollte. Die Aufschlüsse längs eines neu-erstellten Waldweges, der von der SW Waldecke von Balmisried genau gegen Westen führt, bestätigen diese Annahme.

¹⁾ Dieses Gewölbe bezeichnete A. TOBLER (1897a, S. 332/333) als Fortsetzung der Blochmont-Antiklinale. Auch W. T. KELLER (1927, S. 72) zieht diese Interpretation, welche ich als völlig abwegig betrachte, in Erwägung.

Südschenkel. Wie bereits erwähnt, wurde der Dogger-Südschenkel, welcher sich von der Challstrasse bis an den Rand des Untersuchungsgebietes durch ein steiles Südfallen¹⁾ der Schichten auszeichnet, an der Chall-Brunnenberg-Aufschiebung auf den Gewölbescheitel aufgepresst. Entlang der Challstrasse ist das Abbiegen des Haupttrogensteins aus flachem Südfallen zu senkrechter Lagerung bestens aufgeschlossen. Die Doggerserie weist an mehreren Stellen starke Störungzonen auf; insbesondere an der Strassenkrümmung ca. 450 m SW von Pt. 747 lassen sich zwei steil nordfallende Bewegungsflächen (56 E/65 N und 42 E/65 N) erkennen, die stumpfwinklig aufeinanderstossen. Zweifellos handelt es sich um Begleitstörungen der Chall-Brunnenberg-Aufschiebung.

Parallel dem Tälehen nördlich «Am Ring» verläuft eine weitere Längsstörung, die *Ring-Aufschiebung*, die auf der Karte als Verdoppelung von Oxfordien und Callovien zum Ausdruck kommt und bisher noch keine Beachtung gefunden hat (Profil 4). Der flach geneigte Hang von «Am Ring» wird von Oxfordienmergeln gebildet, während an der dem Waldrand entlangziehenden Steilstufe mehrere Meter südfallende Dalle nacrée zutage tritt. Im Bachbett sind an einigen wenigen Stellen Callovientone aufgeschlossen. Während des Baues zweier Weekendhäuser und durch Handbohrungen liess sich feststellen, dass am Hang zwischen «Wizlesten» und Pt. 635 unter einer beträchtlichen Quartärüberdeckung Renggeritone anstehen.

Der Verlauf der Ring-Aufschiebung ist wegen der schlechten Aufschlussverhältnisse nicht mit Sicherheit anzugeben; es wäre durchaus denkbar, dass sich ihr Einfluss in NE Richtung bis gegen den Bergmattenhof (Blatt Arlesheim) erstreckt, da in diesem ganzen Gebiet die Callovien-Oxfordien-Zone eine ungewöhnliche Breite erreicht. Bei der Profildarstellung (Profile 2 bis 5) wurde der Haupttrogenstein in die Störung miteinbezogen. Ob diese Annahme zutrifft, oder ob sich diese tektonische Komplikation lediglich auf den Bereich des Callovien-Oxfordien beschränkt, wie dies zum Beispiel A. BUXTORF aus dem Weissensteintunnel (1908, S. 45) und bei Liesberg (1937, S. 230) beschreibt, bleibe dahingestellt.

Der Malm-Südschenkel fällt als nahezu ungestörte Plattform schwach gegen Süden ein, wobei er vom «Schützenebnetchopf» bis zum «Obmert» (Blatt Arlesheim) durch tiefe Erosionsrinnen in einzelne, nordwärts zugespitzte Erhebungen zerlegt wird. Ausser im Gebiet nördlich von «Hörnli», wo die Versetzung der Rauracienfelsen an zwei Stellen auf eine Verwerfung hinweist, lassen sich keine nennenswerten Störungen anführen. Zu erwähnen wäre höchstens noch die kleine Steilzone zwischen 700 und 760 m am Forstberg (Profil 2).

9. Lützel-Synklinale

Wie das nördlich vorgelagerte Westende der Blauen-Antiklinale zwischen Moosmattenberg und Fluhberg weist auch die Lützel-Synklinale in diesem Abschnitt beträchtliche tektonische Komplikationen auf, was vor allem anhand der Strukturkarte (Tafel II) hervorgeht.

Östlich des unmittelbar im Muldenkern gelegenen «Chlösterli» zieht eine Verwerfung von Pt. 456.1 gegen Salegg. Sie lässt sich oberhalb der Strasse mit einer Versetzung der Grenze unteres/oberes Rauracien von gegen 10 m direkt beobachten, wobei der Ostflügel tiefer liegt. Ob sie mit der Salegg-Aufschiebung in einem direkten Zusammenhang steht, kann nicht entschieden werden. Beim Grenzstein 138 ist das Gestein von zahllosen, parallel der Störung verlaufenden Klüften durchsetzt, die W. T. KELLER (1922, S. 65) veranlassten, an dieser Stelle eine senkrechte Schichtung anzunehmen. Eine weitere Störung verläuft östlich des kleinen Tälehens, das von Pt. 450 gegen Pt. 572 führt. Diese Verwerfung von Hint. Rüti, die auf dem Geologischen Atlasblatt Delémont bereits vermerkt ist, knickt an der Strasse aber nicht unvermittelt nach Norden ab, sondern verläuft in Richtung Fluhberg; die Versetzung beträgt an der Strasse um 25 m.

Sehr bemerkenswert ist die *Fluefels-Störung*, die zwischen dem gleichnamigen Felskopf und Lachen durchzieht und noch nirgends beschrieben wurde. Unmittelbar oberhalb der Talstrasse stossen die Rauracienklötze des Westflügels an das Terrain à chailles des Ostflügels. Auffallend ist ferner, dass der markant aus dem Hang hervortretende «Fluefels» gegen Westen in einen sanft geneigten Abhang übergeht: Während das Rauracien des «Fluefels» schwach gegen Norden einfällt und somit der Hangneigung entgegensteht, fallen

¹⁾ Mit der Ansicht von W. T. KELLER (1922, S. 66), der Dogger-Südschenkel weise ostwärts bis nördlich des Forstberg eine überkippte Lagerung auf, gehe ich nicht einig.

die Schichten westlich der Störung gleichsinnig wie der Hang gegen Süden. Mit andern Worten, die einheitlich südfallende Malmflanke von Lachen, welche erst im Lützelal in den Muldenkern umbiegt, stösst unvermittelt an die kleine Synklinale nördlich des «Fluefels». Die Fluefels-Störung ist demnach keine reine Verwerfung, sondern es hat vor allem Transversalverschiebung stattgefunden.

Unmittelbar östlich des «Fluefels» lässt sich am Fahrweg von Kleinklützel nach «Buschlen» eine weitere Störung beobachten. Die Grenze unteres/oberes Rauracien liegt auf der östlichen Seite gegen 10 m tiefer als auf der westlichen.

C. Die tektonischen Vorgänge während des Tertiärs

Das Rupélienmeer transgredierte im Bereich des rheintalischen Jura über ein ausgeprägtes Relief. Dieses *praestampische Relief* wies ein System vergitterter oder sich ablösender flacher Undulationen auf, die während des Eocaens und Unteroligoaens als Folge der einsetzenden tektonischen Aktivität des Rheintalgrabens angelegt wurden. Die oberflächlich vorwiegend durch \pm bruchlose Deformation (Flexuren) gekennzeichneten Strukturen muss man sich als stark abgeschwächtes Abbild der komplizierten Bruchschollentektonik im Sockel vorstellen (vgl. H. P. LAUBSCHER, 1961). Dass sowohl die Landskronkette als auch die Bürgerwald-Aufwölbung und die ungefähr N-S verlaufende Flexur von Oltingue¹⁾ ihre praestampische Anlage dieser Zerrbruchtekonik verdanken, ist bereits eingehend erläutert worden.

Auch für das Gebiet der heutigen Blochmont- und Blauen-Antiklinale muss schon in praestampischer Zeit eine kleine Erhebung angenommen werden, was anhand der diskordanten Auflagerung der Meeressandbildungen SW von Wolschwiller und im östlichen Blauengebiet (vgl. die Profile bei P. BITTERLI, 1945) zum Ausdruck kommt. Es drängt sich nun die starke Vermutung auf, dass die Entstehung dieser präexistenten, allgemein W-E streichenden Verbiegung ebenfalls mit der Sockeltektonik eng verknüpft ist und mit der Faltungstektonik in keinem Zusammenhang steht. Diese Ansicht findet ihre Bestätigung bei der Konstruktion von S-N gerichteten Profilen bis auf den Sockel: die flach gegen Süden geneigte Sockelplattform unter der Lützel-Synklinale liegt gegenüber dem entsprechenden Niveau unter der Ill-Synklinale bzw. unter dem Plateau von Metzleren-Hofstetten im heutigen Zeitpunkt schätzungsweise gegen 300 m zu hoch. Es resultiert demnach eine ungefähr E-W streichende Aufwölbung mit flacher Südabdachung (entsprechend der Sockelneigung) und etwas steilerer Nordflanke (Flexur), wobei die praestampische Versetzung des Sockels vermutlich noch einen wesentlich geringeren Betrag ausmachte. Ein ähnlicher Sockelsprung muss – nebenbei bemerkt – auch unter der Buechberg-Antiklinale zwischen der Mulde von Liesberg und der Lützelmulde verlaufen.

Anhand dieser Überlegungen gelange ich zum Schluss, dass sich in der weiteren Umgebung des Untersuchungsgebietes keine Anhaltspunkte finden lassen, die eindeutig auf eine vormiocäene tangentielle Faltungstektonik hinweisen. All die bekannten Diskordanzen der oligocänen Auflagerung befinden sich im Bereiche von *flexurartigen* Strukturen, die auf Zerrbruchtekonik im tieferen Untergrund zurückzuführen sind.

Die im Alttertiär angelegten rheintalischen Störungszonen wurden auch in späterer Zeit ständig reaktiviert und verstärkt. Eine Absenkung des südlichen Rheintalgrabens während des unteren Rupélien lässt sich im Landskrongebiet direkt nachweisen (vgl. S. 37). Eine raschere Absenkung des Grabens gegenüber dem Flexurgebiet kommt durch die Mächtigkeitsreduktion von Septarienton und Cyrenenmergel gegen Süden zum Ausdruck. Dass die Schollenbewegungen aber auch nach dem Oligocän angehalten haben, geht aus der Steilstellung der Tüllinger Süswasserkalke entlang der Rheintalflexur hervor. Für eine Datierung dieser jüngeren Bewegungen fehlen im untersuchten Gebiet jedoch jegliche Kriterien.

Die im Obermiozän einsetzende Faltungstektonik überprägte das präexistente Relief fast vollständig, wobei insbesondere die beiden dominierenden Elemente, die Blochmont- und Blauen-Antiklinale, samt ihren

¹⁾ Wie bereits erwähnt, sehe ich zwischen der Flexur von Oltingue und der Querfalte von Develier im Delsberger Becken keinen Zusammenhang, wie dies H. LINIGER (1926, 1961) annimmt.

zahlreichen Aufschiebungen und Blattverschiebungen das Ergebnis dieser jungen Kompressionstektonik darstellen. Das nördlich vorgelagerte Ostende des Bürgerwaldgewölbes und das Westende der Landskronkette wurden von der Auffaltung nicht mehr stark betroffen¹⁾. Eine Gliederung des Faltungsablaufes in einzelne Phasen kann mangels geeigneter jungtertiärer Ablagerungen nicht durchgeführt werden.

Recht mannigfaltig sind die *Interferenzen* zwischen den durch distensive Kräfte hervorgerufenen Strukturen und den Jurafalten. An erster Stelle seien die bereits im Alttertiär angelegten, W–E verlaufenden Wellungen genannt, die von der später einsetzenden Kompressionstektonik offensichtlich als bevorzugte Stellen zur Aufwölbung von Antiklinalen benützt und vollständig überprägt wurden (z. B. Buechberg-Antiklinale, Blochmont- und Blauen-Antiklinale, Westteil der Bürgerwald-Antiklinale und Ostabschnitt der Landskron-Antiklinale).

Auffallender jedoch ist die Beeinflussung der Faltenzüge durch präexistente Querstrukturen. Ohne auf Vollständigkeit Anspruch erheben zu wollen, sei im folgenden auf einige Punkte hingewiesen:

- Sowohl die Bürgerwald-Antiklinale als auch die Antiklinale von Oltingue finden im Osten an einer N–S verlaufenden Flexur ein Ende.
- Der östliche Teil der Landskronkette, der als asymmetrische Antiklinale entwickelt ist, wird im Gebiet südlich Leymen schief von einer Flexur abgeschnitten. Das Flexurgebiet selbst wurde von der Faltungstektonik nur noch schwach betroffen.
- In der südlichen Verlängerung der Flexur von Oltingue vollziehen sich im Bauplan der Blochmont-Antiklinale einige Veränderungen: die im Westen nahezu symmetrische, ungestörte Kofferfalte wird gegen Osten asymmetrisch, wobei im stärker entwickelten Nordschenkel Überschiebungen einsetzen. Zudem biegt die Antiklinalachse in NE Richtung um, was zweifellos auf den Einfluss von Sockelstrukturen zurückzuführen ist.
- Südlich der Landskron-Flexur endet das Blochmont-Gewölbe. Die Blauen-Antiklinale, die langsam wieder in W–E Richtung abbiegt, ist von hier weg durch steile Aufschiebungen im Nordschenkel gekennzeichnet.

Die Sockelbewegungen im Bereich des Rheintalgrabens dauerten während des Quartärs weiterhin an. Die Häufung an – allerdings meist schwachen – Erdbeben weist darauf hin, dass selbst im heutigen Zeitpunkt die Entwicklung des Grabens noch nicht als abgeschlossen betrachtet werden kann (vgl. H. ILLIES, 1962; H. LAUBSCHER, 1962). Wie aus dem Institut für Geophysik (ETH, 1960) verlautet, befand sich das Epizentrum des Bebens vom 19. Juni 1960 in der Umgebung von Burg–Metzerlen, während weitere mittelstarke Erdbeben aus den Jahren 1836 (Witterswil), 1917 (Mariastein–Hofstetten) und 1948 (Laufenbecken) genannt werden.

¹⁾ Aus diesem Grunde sind an diesen Stellen auch keine Frontüberschiebungen zu erwarten, wie sie vom westlichen Teil der Bürgerwaldkette bekannt sind. Eine Überschiebung der Landskronkette wäre nur im Abschnitt zwischen Leymen und Witterswil denkbar.

Zusammenfassung der wichtigsten Ergebnisse

Stratigraphie (Tertiär):

1. Bei Oltingue konnte erstmals eine marin-brackische Serie nachgewiesen werden, die dem *Untersannoisien* (Versteinerungsreiche Zone) angehört.
2. Die groben, nichtmarinen Konglomerate und Süßwasserkalke werden als zeitliche *Äquivalente des Hausteins* (Obersannoisien) im Rheintalgraben betrachtet.
3. Die «Meeressande» des Rupélien sind *heterochrone* Ablagerungen; am Südrand des Rheintalgrabens (Bucht von Wolschwiller) repräsentieren sie die Küstenbildungen der unteren Foraminiferenmergel, während sie gegen Süden ständig höheren stratigraphischen Niveaus entsprechen (im Delsberger Becken vermutlich bereits dem unteren Septarienton).
4. In der Mulde von Kiffis-Saalhof wurde erstmals marines *Helvétien* gefunden; dies bedeutet das nunmehr nördlichste Vorkommen im rheintalischen Jura.

Mikropaläontologie:

1. Es werden die *jurassischen Mikrofaunen* aus den Mergeln des Callovien, Oxfordien und Séquanien beschrieben und ergänzende Bemerkungen zu Mohlers mikropaläontologischen Resultaten beigefügt.
2. Charakterisierung der *oligocaenen Mikrofaunen* aus den oberen Foraminiferenmergeln, dem Septarienton und den unteren Cyrenenmergeln.
3. Beschreibung zahlreicher *umgelagerter* oberkretazischer und alttertiärer planktonischer Foraminiferen und Nannofossilien aus dem Stampien des Rheintalgrabens.

Paläogeographie:

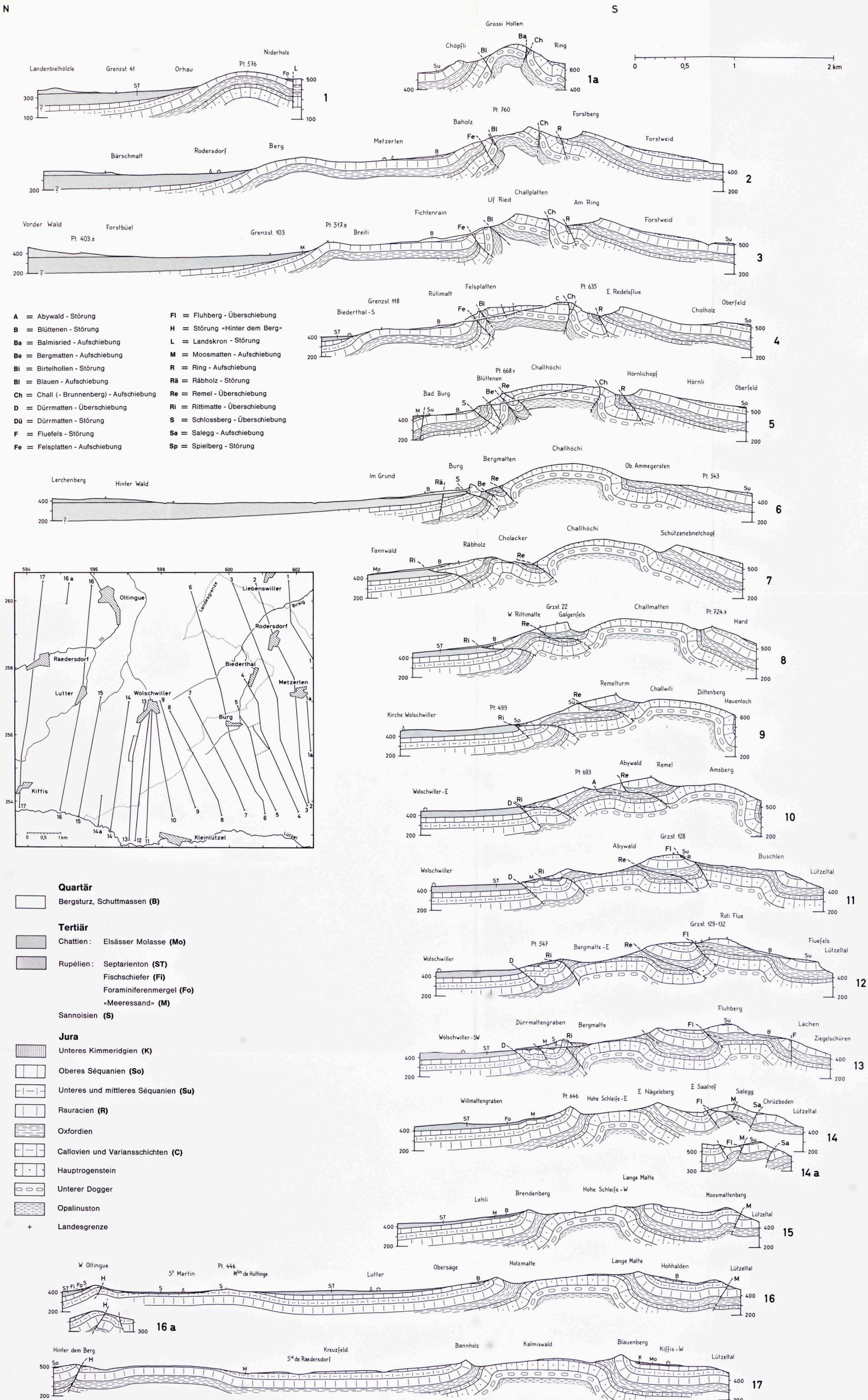
1. Die paläogeographischen Beziehungen zwischen den ausserrheintalischen Gebieten und dem Rheintalgraben werden im Hinblick auf die mögliche *Herkunft der Fremdfaunen* erörtert.
2. Diskussion über die marinen Einbrüche in den Rheintalgraben während des Sannoisien, wobei die neuesten Resultate aus dem Bressegraben miteinbezogen wurden.
3. Die Zusammensetzung und Verbreitung der umgelagerten Faunen weisen auf eine *alpine Herkunft* hin; sie gelangten schon während des Rupélien und dann im unteren Chattien durch die «Raurachische Senke» in den Rheintalgraben.
4. Im nördlichen Molassebecken konnten bei Wynau an der Basis der chattischen Aarwanger Molasse *marine* Ablagerungen nachgewiesen werden, die dem Rupélien angehören dürften.
5. Die Anwesenheit von alpinem Material im oberen Septarienton des Rheintalgrabens lässt darauf schließen, dass die Molasseschüttung quer zum Jura spätestens im oberen Rupélien einsetzte.

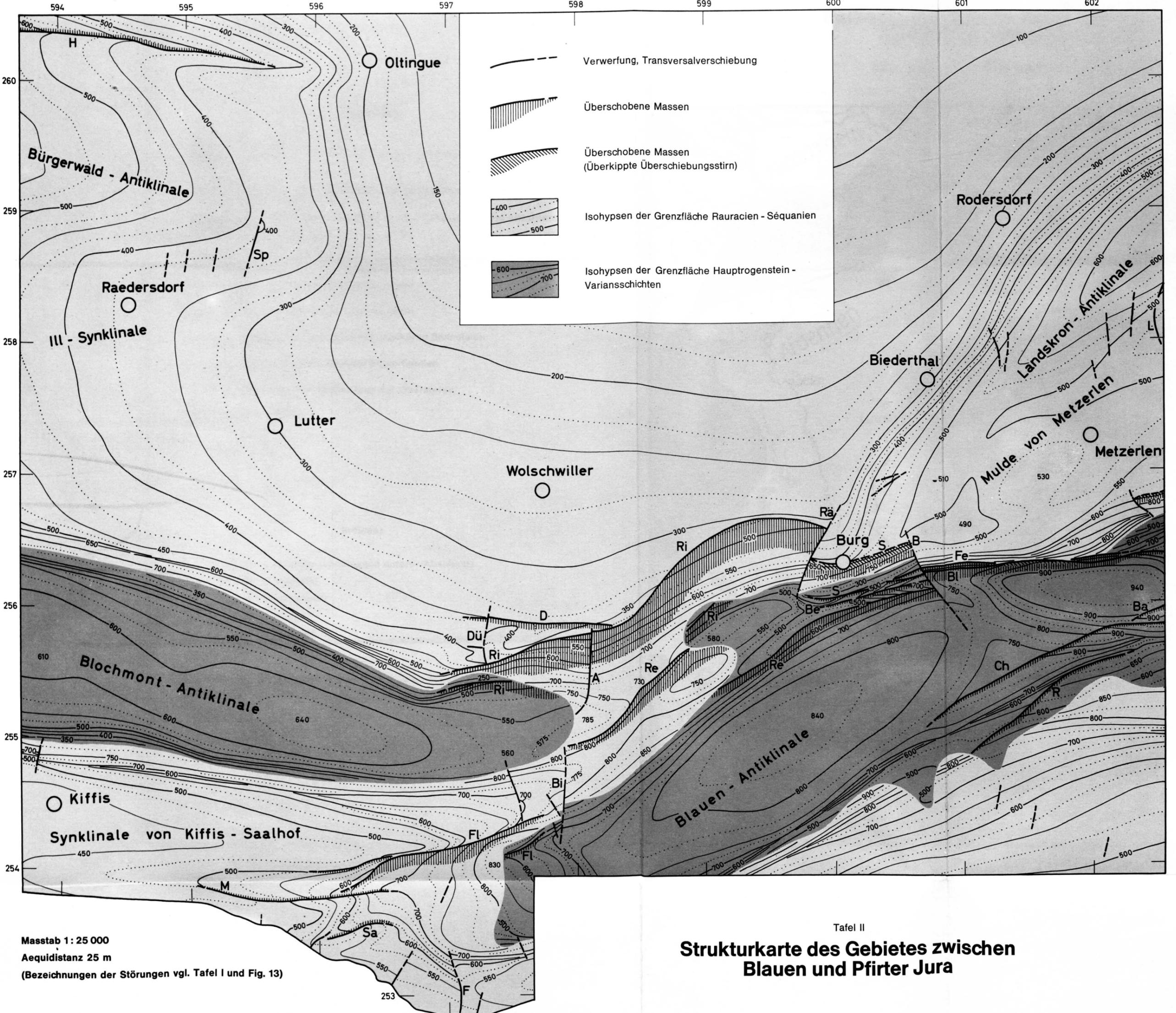
Tektonik:

1. Das Untersuchungsgebiet ist charakterisiert durch eine ausgeprägte *Sockeltektonik*. Die Bruchschollen des tieferen Untergrundes treten oberflächlich als sich gegenseitig durchkreuzende Flexuren in Erscheinung. Sie wurden praestampisch angelegt, und ihre Entstehung ist auf distensive Kräfte zurückzuführen (Zerrbruchtektonik).
2. Die jungtertiären Faltenstrukturen *interferieren* mit den präexistenten Flexuren und überprägen sie zum Teil vollständig.
3. Im Untersuchungsgebiet liessen sich *keine* Anzeichen einer vormiocaenen tangentialen Faltungstektonik nachweisen. Das praestampische Relief ist auf Zerrbruchtektonik zurückzuführen.
4. Die Bucht von Wolschwiller ist ein Einbruchsbecken, das auf drei Seiten von praestampisch angelegten Flexuren begrenzt wird.
5. Die monoklinale Struktur der westlichen Landskronkette wird als Fortsetzung der Allschwiler Verwerfung gedeutet; sie wurde von der Faltungstektonik kaum betroffen.
6. Vor allem an den Nordschenkeln der Blauen- und Blochmont-Antiklinale liessen sich zahlreiche, bis jetzt nicht beachtete Auf- und Überschiebungen feststellen.
7. Die grossen, ungefähr S-N verlaufenden Störungen sind Blattverschiebungen, deren Entstehung vor allem auf die jungtertiäre Faltungstektonik zurückzuführen ist; dies gilt auch für die Landskron-Störung, welche bis anhin häufig als südliche Fortsetzung der Allschwiler Verwerfung gedeutet wurde.

TAFEL I
**Profilserie durch das Gebiet zwischen
 Blauen und Pfirter Jura**

Masstab 1 : 25 000





Tafel II
Strukturkarte des Gebietes zwischen Blauen und Pfirter Jura

TAFEL III

Paläogeographische Karte des Gebietes rund um den Rheintalgraben

(für die Oberkreide und das Paläogen)

Legende

-  Verbreitung des Turonien und Sénonien (vgl. S. 70 ff.)
-  Verbreitung des Paläogens (Tertiärbecken und Senken)
-  Verbreitung der umgelagerten oberkretazischen und alttertiären Faunen (Ziffern 1-19, vgl. S. 67 ff.)
-  Stampische Molasseschüttungen im schweizerischen Molassebecken
-  Begrenzung des marinen Chattien
-  Begrenzung des marinen Rupélien
-  Begrenzung des brackisch-lagunären Sannoisien
-  Begrenzung des marinen Paleo-Eocaen
-  Ursprüngliche Verbreitung der Oberkreide
-  Alpenrand

Indices:

- C = Chattien (vorwiegend unterer Abschnitt)
- R = Rupélien
- S = Sannoisien
- E = Eocaen
- P = Paleocaen

- m = marine Ablagerungen
- b = brackisch-lagunäre Ablagerungen
- l = limnisch-fluviatile Ablagerungen

