

**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, 129. Lieferung

Des ganzen Werkes 159. Lieferung

Stratigraphische Untersuchungen in den Giswiler Klippen (Préalpes Médiannes) und ihrer helvetisch-ultrahelvetischen Unterlage

Mit 9 Textfiguren, 3 Tabellen, 5 Phototafeln (I–V) und 1 tektonischen Kartenskizze (Tafel VI)

Von

Hanspeter Mohler

Basel

BERN

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

1966

Druck Stämpfli & Cie., Bern

Vorwort der Geologischen Kommission

Im Herbst 1965 hat Herr Dr. H. Mohler das Manuskript seiner Dissertation «Stratigraphische Untersuchungen in den Giswiler Klippen (Préalpes Médiannes) und ihrer helvetisch-ultrahelvetischen Unterlage» der Geologischen Kommission eingereicht mit dem Ersuchen, die Arbeit in die «Beiträge zur Geologischen Karte der Schweiz» aufzunehmen.

Mit dem Manuskript hat Herr Mohler auch ein sorgfältig ausgeführtes Kartenoriginal der Giswiler Klippen-Region im Masstab 1:10 000 vorgelegt, welches dereinst für die Erstellung der Atlasblätter 1189 Sörenberg und 1190 Melchtal Verwendung finden wird.

Das Hauptgewicht der Arbeit liegt auf der stratigraphischen Beschreibung der südhelvetischen Schichtreihe, ferner der Klippen-Serie und ihrer Flysch-Unterlage, wobei auch mikropaläontologische Untersuchungen miteinbezogen worden sind. Seine wertvollen Ergebnisse liefern für das Verständnis der zentral-schweizerischen Alpengeologie einige neue wichtige Aspekte. Die Geologische Kommission hat deshalb in ihrer Sitzung vom 27. November 1965 beschlossen, diese interessante Arbeit in die Beitragsserie aufzunehmen. Der Autor wird an die hohen Druckkosten seiner Dissertation einen finanziellen Beitrag leisten, wofür ihm die Kommission den besten Dank ausspricht.

Die Belegsammlung zur vorliegenden Arbeit ist im Geologisch-paläontologischen Institut der Universität Basel deponiert.

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

Basel, im Juni 1966.

Für die Schweizerische Geologische Kommission

Der Präsident:

Prof. Dr. L. VONDERSCHMITT

Vorwort des Verfassers

Die Anregung zu der vorliegenden Arbeit verdanke ich meinem verehrten Lehrer, Herrn Prof. Dr. L. VONDERSCHMITT.

Die geologischen Feldaufnahmen wurden in den Sommermonaten 1960 bis 1962, einige Ergänzungen 1963 durchgeführt. Die Ausarbeitung der Resultate erfolgte am Geologisch-paläontologischen Institut der Universität Basel. Dort ist auch vorläufig die Belegsammlung deponiert; sie wird später dem Naturhistorischen Museum Basel übergeben werden. Die Originalkartierung im Masstab 1:10 000 ist bei der Schweizerischen Geologischen Kommission aufbewahrt. Auf eine Drucklegung der Karte wird verzichtet, da sie später als Beitrag zu Blatt Sörenberg, Geologischer Atlas der Schweiz 1:25 000, Verwendung finden wird.

Herrn Professor L. VONDERSCHMITT sei an dieser Stelle der allerbeste Dank ausgesprochen für die Zuteilung seines eigenen ehemaligen Dissertationsgebietes für eine erneute Bearbeitung, die Überlassung unpublizierter Resultate und seiner Originalkartierung sowie für seine nie erlahmende Unterstützung bei der Ausarbeitung der Resultate.

Herzlicher Dank gebührt ebenfalls Herrn Prof. M. REICHEL, der mich in die Methoden der Mikropaläontologie einführte, mich in allen mikropaläontologischen Fragen beriet und die wichtigsten Bestimmungen kritisch überprüfte.

Grosse Unterstützung durfte ich auch von seiten der Herren Proff. H. SCHAUB und H. P. LAUBSCHER erfahren. Herr Prof. SCHAUB stellte mir jederzeit seine reiche Erfahrung in Problemen der tertiären Flysch-Stratigraphie zur Verfügung und bestimmte die untereocänen Nummuliten- und Assilinenfaunen des Untersuchungsgebietes.

Weitere Bestimmungen verdanke ich den Herren Dres. H. R. ECKERT, R. LEHMANN, H. P. LUTEBACHER, S. KAPPELER und F. WIEDENMAYER.

Zu besonderem Dank bin ich Herrn Prof. Dr. W. W. HAY (University of Illinois) verpflichtet, unter dessen Anleitung ich Gelegenheit hatte, mich in die Methoden der Untersuchung von kalkigen Nannofossilien (Coccolithophoriden) einzuarbeiten.

Wertvolle Anregungen, z. T. auf Exkursionen, erhielt ich von Herrn Dr. H. G. KUGLER sowie von Herrn Prof. R. TRÜMPY. Auch ihnen sei für ihr Interesse herzlich gedankt.

Auch bei meinen ehemaligen Studienkollegen möchte ich mich für ihre Mithilfe und stete aufbauende Kritik bedanken, besonders den Herren Dres. H. FISCHER, V. PÜMPIN, R. REBER, F. STUMM und H. WIELAND.

Schliesslich sei noch der «Rotary Foundation», die mir einen einjährigen Studienaufenthalt in den Vereinigten Staaten von Nordamerika ermöglichte, und der «César-Erb-Zaugg-Stiftung», die mich mit jährlichen Studienbeiträgen unterstützte, der wärmste Dank ausgedrückt.

Den grössten Dank aber schulde ich meinen Eltern, denen ich zutiefst verpflichtet bin dafür, dass sie mir dieses schöne Studium ermöglichten, sowie meiner Ehefrau für ihre Hilfe bei der Ausarbeitung des Manuskriptes.

Dem Andenken meines Vaters sei diese Arbeit gewidmet.

Inhaltsverzeichnis

| | Seite |
|---|-------|
| <i>Vorwort der Geologischen Kommission</i> | III |
| <i>Vorwort des Verfassers</i> | V |
| <i>Inhaltsverzeichnis</i> | VI |
| <i>Verzeichnis der Textfiguren, Tabellen und Tafeln</i> | IX |
| <i>Literaturverzeichnis</i> | XI |
| <i>Verzeichnis der verwendeten Karten</i> | XV |

Einleitung

| | |
|---|---|
| I. Lage des Untersuchungsgebietes und geologische Übersicht | 1 |
| II. Historisches und Problemstellung | 2 |
| II. Mikropaläontologische und mikrofazielle Methoden | 6 |
| Zur biostratigraphischen Gliederung der Oberkreide mittels Globotruncaniden | 6 |
| Zonierung des Alttertiärs mittels planktonischer Foraminiferen | 7 |
| Zonierung des Alttertiärs mittels Nannoplankton (Coccolithophoriden) | 7 |

Beschreibender Teil

| | |
|---|----|
| I. Drusberg-Decke (südhelvetisch) | 8 |
| A. Stratigraphie | 8 |
| Untere Kreide | 8 |
| 1. Diphyoideskalk (Valanginien) | 8 |
| 2. Graue Mergelschiefer (Valanginien) | 8 |
| 3. Kieselkalk (Hauterivien) | 8 |
| 4. Altmanschicht (Barrémien) | 9 |
| 5. Drusbergschichten bis Obere Orbitolinaschichten (Barrémien–Aptien) | 9 |
| «Gault» | 10 |
| 6. Luiterschichten (Aptien) | 10 |
| 7. Echinodermenbreccie und Grünsandgesteine (Aptien–Albien) | 10 |
| Obere Kreide | 11 |
| 8. Lochwaldschicht (Oberalbien bis Turonien) | 11 |
| a) Historisches und Einleitung | 11 |
| b) Vorkommen und Ausbildung | 11 |
| c) Mikrofossilien und Alter | 12 |
| d) Vergleich mit der Typlokalität Lochwald und dem Varicosushorizont von FICHTER (1934) | 12 |
| 9. Knollenschichten (?) | 13 |
| 10. Seewerschichten (Turonien–Coniacien) | 13 |
| a) Historisches und Einleitung | 13 |
| b) Vorkommen und Ausbildung | 14 |
| c) Mikrofauna und Alter | 14 |
| 11. Amdenerschichten ? (Santonien) | 15 |
| 12. Wangschichten (Campanien–Maestrichtien) | 15 |
| a) Historisches und Einleitung | 15 |
| b) Vorkommen und Ausbildung | 16 |
| c) Mikrofauna und Alter | 17 |
| Alttertiär | 18 |
| 13. Nummulitenschichten und älterer Quarzsandstein (Untereocaen) | 19 |
| a) Vorkommen und Ausbildung | 19 |
| Vorkommen in beobachtbarem stratigraphischem Verband mit der Unterlage (transgressiv auf Wangschichten) | 19 |

| | Seite |
|--|-------|
| Vorkommen mit Übergängen in älteren Quarzsandstein (meist transgressiv auf Wangschichten) | 21 |
| Versackte und verrutschte Massen | 21 |
| b) Mikrofauna und Alter | 22 |
| 14. Globigerinenschiefer («Stadschiefer», Obereocaen) | 23 |
| a) Historisches und Einleitung | 23 |
| b) Vorkommen und Ausbildung; sedimentologische Beobachtungen | 23 |
| Nordfacies | 23 |
| Basaler Glaukonithorizont | 24 |
| Globigerinenschiefer s.s. | 24 |
| In die Globigerinenschiefer s.s. eingesedimentierte Sandsteine (jüngerer Quarzsandstein) | 24 |
| Einsedimentierte Nummulitenschichten | 26 |
| Lithothamnienkalk («Wängenalk»), Lithothamnienbreccien und assoziierte Sandsteine | 26 |
| Südfacies | 27 |
| c) Mikrofossilien und Alter | 27 |
| Basaler Glaukonithorizont | 27 |
| Globigerinenschiefer s.s. | 28 |
| In die Globigerinenschiefer s.s. eingesedimentierte Sandsteine | 29 |
| Einsedimentierte Nummulitenschichten | 30 |
| Lithothamnienkalke und -breccien («Wängenalk») | 30 |
| 15. Wildflyschähnliche Einlagerungen in den obersten Globigerinenschiefern und Wildflysch der Drusberg-Decke | 30 |
| a) Wildflyschähnliche Einlagerungen | 30 |
| b) Wildflysch der Drusberg-Decke | 30 |
| B. Übersicht über Facies und Sedimentation von Kreide und Alttertiär der Drusberg-Decke | 31 |
| C. Bemerkungen zur Tektonik | 34 |
| II. Habkern-Zone (ultrahelvetisch) | 36 |
| A. Probleme | 36 |
| 1. Wildflysch s.s. | 37 |
| 2. Leimernschichten | 38 |
| 3. Habkerngranit, Dolomit, Gips, Barytkugeln, Alberese, Wangschichten, Radiolarienkalke | 38 |
| B. Vorkommen und Ausbildung | 39 |
| 1. Altibach-Zopfwald-Meisibüelegg | 39 |
| 2. Vorder Bros matt | 39 |
| 3. Ostende des Giswilerstockes | 42 |
| a) Flysch | 42 |
| b) Globigerinen-Fleckenmergel | 42 |
| c) Wangschichten | 43 |
| 4. Stock matt | 43 |
| 5. Hinter Bros matt | 43 |
| 6. Bach SW Unter Fluonalp | 44 |
| 7. Mändli | 45 |
| 8. Fontanen | 45 |
| 9. Chruterenbach | 45 |
| 10. Pässlein zwischen Alpoglerberg und Giswilerstock (Pt.1734: «Heidenkirchli») | 45 |
| 11. Jänzimmatt | 46 |
| 12. Heidberihubel (Pt.1616)–Chraterzen | 46 |
| 13. Ostseite des Alpoglerberges | 47 |
| C. Mikropaläontologie und Alter | 47 |
| 1. Wildflysch–Mergelschiefer | 47 |
| 2. Breccien, Sandsteine, Siltsteine | 48 |
| 3. Leimernschichten | 48 |
| a) Leimernkalke | 49 |
| b) Leimernmergel (inkl. Globigerinenschiefer) | 50 |
| Kretazische Leimernmergel | 50 |
| Tertiäre Leimernmergel | 50 |
| 4. Übrige Einschlüsse | 51 |
| D. Facies | 51 |
| III. Schlierenflysch (ultrahelvetisch) | 53 |
| Zum Begriff «Flysch» | 53 |
| Vorkommen und Ausbildung | 54 |

| | Seite |
|--|-------|
| Mikrofauna und Alter | 54 |
| Zur Tektonik | 55 |
| IV. Klippen-Decke (penninisch) | 55 |
| A. Unterteilung und Verbreitung | 55 |
| B. Stratigraphie | 56 |
| 1. Giswilerstock | 56 |
| a) Lithologie | 56 |
| b) Fossilien und Alter | 57 |
| 2. Alpoglerberg | 58 |
| a) Dolomit, Rauhwacke, pflanzenführende Sandsteine und Mergel (Obertrias) | 58 |
| b) Echinodermenbreccie, Fossilschicht mit Phosphorit und belemnitenreiche Kalke und Mergelschiefer (Unter- bis Mittellias) | 58 |
| c) «Zoophycus-Dogger» | 59 |
| d) Zusammenfassung der Alpoglerberg-Serie | 59 |
| 3. Glaubenbüelen | 59 |
| 4. Rotspitz | 60 |
| a) Bunte dolomitische Mergel und blonde Dolomite (Obertrias) | 60 |
| b) Dolomitbreccie und sandig-siltige Kalke (Dogger) | 62 |
| c) Recifale Kalke (Malm) | 62 |
| d) Knollenkalke (wahrscheinlich Untertithon) | 63 |
| e) Dichte pelagische Kalke (Obertithon) | 64 |
| f) Dichte fleckige Kalke und Mergelschiefer des Neokoms mit Silexlagen und Aptychen (Berriasien bis Unter- valanginien) | 65 |
| g) Couches Rouges (Santonien/Campanien bis Untereocaen) | 65 |
| h) Wildflysch (Untereocaen) | 67 |
| Unterlage des Rotspitz-Westendes | 67 |
| NW Rübihütte | 69 |
| Nördlicher Nebenbach des «Unterwengengräßleins» | 69 |
| «Unterwengengräßlein» und Glaubenbüelental | 70 |
| Rübihütte-Glaubenbüelen | 71 |
| 5. Zonierung der tertiären Couches Rouges und des Wildflysches vom Rotspitz mittels planktonischer Foraminiferen und Nannoplankton | 71 |
| C. Giswiler Klippen und Préalpes Médiannes | 73 |
| D. Bemerkungen zur Tektonik | 75 |
| 1. Giswilerstock | 75 |
| 2. Alpoglerberg | 75 |
| 3. Glaubenbüelen | 76 |
| 4. Rotspitz | 76 |
| V. Bemerkungen zum Quartär | 77 |
| Moränen des Aaregletschers | 77 |
| Lokalmoränen | 78 |
| Einige Beobachtungen zu den restlichen quartären Bildungen | 78 |

Resultate und Schlussfolgerungen

| | |
|---|----|
| 1. Unterteilung des Untersuchungsgebietes | 79 |
| 2. Zusammenfassung der Zonierung von Oberkreide und Alttertiär der Giswiler Klippen-Region und Korrelation mit den Stufen | 79 |
| 3. Zur Altersfrage und Beheimatung des Habkern-Wildflysches | 79 |
| 4. Alter und Facies der «Leimern-Serie» | 80 |
| 5. Vergleich der Leimernschichten mit ähnlichen Einschlüssen im Wildflysch der Klippen-Decke | 81 |
| 6. Zur Frage der Möglichkeit von grösseren Deckentransporten in obereocaener oder prae-obereocaener Zeit | 82 |
| Zusammenfassung | 83 |
| Abstract | 84 |

Verzeichnis der Textfiguren, Tabellen und Tafeln

Textfiguren

| | Seite |
|--|-------|
| Fig. 1: Tektonische Skizze des Alpenrandes zwischen Vierwaldstätter und Thuner See | 1 |
| Fig. 2: Schematische Profile durch die Giswiler Klippen-Region. | 3 |
| Fig. 3: Profil durch die oberen Wangschichten und die unteren Globigerinenschiefer im Chruterenbach | 17 |
| Fig. 4: Stratigraphisches Sammelprofil durch Kreide und Alttertiär der Drusberg-Decke in der Giswiler Klippen-Region | 33 |
| Fig. 5: Geologische Skizze des Altibach-Vorder Brosmattgebietes (Lokalitäten 1–4 auf Tafel VI) | 40 |
| Fig. 6: Geologische Skizze des Hinter Brosmatt-Fluonalgebietes (Lokalitäten 5–6 auf Tafel VI) | 40 |
| Fig. 7: Geologische Skizze des Rotspitz-Gebietes 1:10000 | 61 |
| Fig. 8: Geologisches Profil durch das Westende des Rotspitzes | 67 |
| Fig. 9: Stratigraphische Sammelprofile durch die Klippendecken-Serien des Giswilerstockes, Alpoglerberges und Rotspitzes | 74 |

Tabellen

| | |
|--|-----|
| Tab. 1: Stratigraphische Verbreitung und Zonierung der planktonischen Foraminiferen und des Nannoplankton im Paleocaen-Eocaen der Rotspitz-Serie (Couches Rouges und Wildflysch vom Westende des Rotspitzes) | 72 |
| Tab. 2: Vergleich der Oberkreide der Giswiler Klippen-Region mit den Profilen von Gubbio (Zentraler Apennin) und der Breggia (Tessin) sowie Versuch einer Zonierung und einer Korrelation mit den Stufen | 79a |
| Tab. 3: Zonierung und Datierung des Alttertiärs der Giswiler Klippen-Region mittels Nannoplankton, planktonischen Foraminiferen und Grossforaminiferen | 79b |

Tafeln

| | |
|-------------------|---|
| Taf. I, Abb. 1: | Mikrofacies von Niveau 2, Lochwaldschicht (Grenzbereich Cénomaniens–Turonien, Drusberg-Decke). |
| Abb. 2: | Mikrofacies von Niveau 3, Lochwaldschicht (Turonien, Drusberg-Decke). |
| Abb. 3: | Mikrofacies des basalen Seewerkalkes (Grenzbereich Turonien–Coniacien, Drusberg-Decke). |
| Abb. 4: | Mikrofacies, roter Seewerkalk (Grenzbereich Turonien–Coniacien, Drusberg-Decke). |
| Taf. II, Abb. 1: | Mikrofacies von basalen Couches Rouges (Santonien–Campanien, Rotspitz-Serie, Klippen-Decke). |
| Abb. 2: | Mikrofacies von Couches Rouges mit aufgearbeiteten Neokom-Komponenten (?Maestrichtien, wahrscheinlich Block in Wildflysch der Rotspitz-Serie, Klippen-Decke). |
| Abb. 3: | Mikrofacies von Leimernkalk, Gruppe 3 (Turonien, Habkern-Zone). |
| Abb. 4: | Mikrofacies von Leimernkalk, Gruppe 5 (Paleocaen-Eocaen, Habkern-Zone; wahrscheinlich Schürfling aus Klippen-Decke). |
| Taf. III, Abb. 1: | Mikrofacies von Knollenkalk (wahrscheinlich Untertithon, Rotspitz-Serie, Klippen-Decke). |
| Abb. 2: | Mikrofacies von Knollenkalk (wahrscheinlich Untertithon, Rotspitz-Serie, Klippen-Decke). |
| Abb. 3: | Mikrofacies von Wildflysch-Breccie (Untereocaen, Rotspitz-Serie, Klippen-Decke). |
| Abb. 4: | Mikrofacies von grünlichem Wildflysch-Sandstein (Untereocaen, Rotspitz-Serie, Klippen-Decke). |
| Taf. IV, Abb. 1: | Mikrofacies von «Wängenalk» (Obereocaen, Drusberg-Decke). |
| Abb. 2: | Mikrofacies von Discocyclinenkalk (?Untereocaen, Drusberg-Decke). |
| Abb. 3: | Mikrofacies von Nummuliten-Assilinenkalk (Untereocaen, Drusberg-Decke). |
| Abb. 4: | Mikrofacies von Alveolinenkalk (Untereocaen, Drusberg-Decke). |

- Abb. 5a: Mikrofacies von pelagischem Kalk mit *Calpionella alpina* LORENZ (Obertithon, Rotspitz-Serie, Klippen-Decke).
- Abb. 5b: *Calpionella elliptica* CADISCH (Unteres Berriasien, Rotspitz-Serie, Klippen-Decke).
- Abb. 5c: *Tintinopsella carpathica* (MURGEANU & FILIPESCU) (Unteres Berriasien, Rotspitz-Serie, Klippen-Decke).
- Abb. 5d: *Tintinopsella cadischiana* COLOM (Unteres Berriasien, Rotspitz-Serie, Klippen-Decke).
- Abb. 5e: *Tintinopsella longa* (COLOM) (Mittleres Berriasien, Rotspitz-Serie, Klippen-Decke).
- Abb. 5f: *Tintinopsella oblonga* (CADISCH) (Mittleres Berriasien, Rotspitz-Serie, Klippen-Decke).
- Abb. 5g: *Calpionellites darderi* (COLOM) (Oberes Berriasien, Rotspitz-Serie, Klippen-Decke).
- Taf. V: Stereoskopische Aufnahmepaare isolierter Foraminiferengemeinschaften.
- Abb. 1a–b: Oberste Wangschichten (Oberes Maestrichtien, Drusberg-Decke).
- Abb. 2a–b: Globigerinenschiefer (Obereocaen, Drusberg-Decke).
- Abb. 3a–b: Tertiäre Couches Rouges (Oberpaleocaen, Rotspitz-Serie, Klippen-Decke).
- Abb. 4a–b: Wildflysch der Rotspitz-Serie (Untereocaen, Klippen-Decke).
- Taf. VI: Tektonische Kartenskizze: Region der Giswiler Klippen (1:25 000).

Literaturverzeichnis

Eclogae = Eclogae geologicae Helvetiae
Bull. VSP = Bull. Ver. schweiz. Petrol.-Geol. u. -Ing.

- ANTENEN, E. (1924): *Über das Quartär in den Tälern der Waldemme und der Entlen*. – Eclogae 18/3.
- ARBENZ, P. (1912): *Einige Beobachtungen über die Transgression der Wangschiefer*. – Eclogae 11/6.
- BADOUX, H. (1962): *Géologie des Préalpes valaisannes (Rive gauche du Rhône)*. – Mat. Carte géol. Suisse, n.s. 113.
- (1963a): *Trias des Préalpes* (in: Colloque sur le Trias de la France et des régions limitrophes). – Mém. B.R.G.M. 15.
- (1963b): *Les Unités ultrahelvétiques de la Zone des Cols*. – Eclogae 56/1.
- BADOUX, H. & LOMBARD, A. (1962): *Notice explicative*. Feuille Lenk, Atlas géol. Suisse 1:25 000.
- BADOUX, H. & MERCANTON, CH.-H. (1962): *Essai sur l'évolution tectonique des Préalpes médianes du Chablais*. – Eclogae 55/1.
- BADOUX, H. & WEIDMANN, M. (1964): *Sur l'âge de la série salifère de Bex (Ultrahelvétique)*. – Bull. Lab. Géol. etc. Univ. Lausanne 148.
- BENEO, E. (1956): *Accumuli terziari da risedimentazione («Olisthostroma») nell'Appennino centrale e Frane sottomarine*. – Boll. Serv. geol. Italia 78/1–2.
- (1958): *Petroleum Explorations in South Italy*. – Boll. Serv. geol. Italia 80/4–5.
- BENTZ, F. (1948): *Geologie des Sarnersee-Gebietes (Kt. Obwalden)*. – Eclogae 41/1.
- BOLLER, K. (1963): *Stratigraphische und Mikropaläontologische Untersuchungen im Neocom der Klippendecke (östlich der Rhone)*. – Eclogae 56/1.
- BOLLI, H.M. (1944): *Zur Stratigraphie der Oberen Kreide in den höheren helvetischen Decken*. – Eclogae 37/2.
- (1957): *The genera Globigerina and Globorotalia in the Paleocene-Lower Eocene Lizard Springs formation of Trinidad, B.W.I.* – Bull. U.S. Nat. Mus. 215.
- (1959): *Planktonic Foraminifera from the Cretaceous of Trinidad, B.W.I.* – Bull. Amer. Paleont. 39/179.
- BOLLI, H.M. & CITA, M.B. (1960): *Upper Cretaceous and Lower Tertiary planktonic Foraminifera from the Paderno d'Adda section, northern Italy*. – Proc. XXI. Int. geol. Congr. Norden 5.
- BOTTERON, G. (1961): *Etude géologique de la région du Mont d'Or (Préalpes romandes)*. – Eclogae 54/1.
- BRAMLETTE, M.N. & SULLIVAN, F.R. (1961): *Coccolithophorids and related Nannoplankton of the early Tertiary in California*. – Micropaleontology 7/2.
- BUXTORF, A. (1934): *Geologischer Führer der Schweiz*, Fasc. X: *Pilatus*, Exk. Nr. 55. – Schweiz. geol. Ges.
- CADISCH, J. (1953): *Geologie der Schweizer Alpen*. 2. Auflage. – Wepf & Co., Basel.
- CHRIST, P. (1920): *Geologische Beschreibung des Klippengebietes Stanserhorn–Arvigrat am Vierwaldstättersee*. – Beitr. geol. Karte Schweiz, N.F. 12.
- DALBIEZ, F. (1955): *The genus Globotruncana in Tunisia*. – Micropaleontology 1/2.
- DONOVAN, D.T. (1958): *The lower Liassic Ammonite Fauna from the Fossil Bed at Langeneckgrat near Thun (Median Prealps)*. – Schweiz. paläont. Abh. 74, 1956–1958.
- DUBOURDIEU, G. & SIGAL, J. (1949): *Notes stratigraphiques et paléontologiques sur la région du Dj. Ouenza (Algérie) (Aptien, Albien, Cénomaniens)*. – Bull. Soc. géol. France 19.
- (1951): *Albien, Vranconnien et Cénomaniens inférieurs de l'Ouenza (Algérie): observations nouvelles et subdivisions corrigées*. – C.R.S. Soc. géol. France 5.
- DZULYNSKI, ST., KUENEN, PH. H. & KSIAZKIEWICZ, M. (1959): *Turbidites in flysch of Polish Carpathian Mountains*. – Bull. geol. Soc. Amer. 70/8.
- ECKERT, H.R. (1960): *Reinigungs- und Anreicherungsversuche an Kleinforaminiferen*. – Eclogae 53/2.
- (1963): *Die obereozänen Globigerinen-Schiefer (Stad- und Schimbergschiefer) zwischen Pilatus und Schrattenfluh*. – Eclogae 56/2.

- ECKERT, H. R., HOTTINGER, L., MOHLER, H. P. & SCHAUB, H. (1965): *Kreide und Alt-Tertiär des Helvetikums der Zentralschweiz* (in Führer 9. Europ. Mikropal. Koll., Schweiz). – Bull. VSP 31/81.
- ELLENBERGER, F. (1952): *Sur l'extension des faciès briançonnais en Suisse, dans les Préalpes médianes et les Pennides*. – Eclogae 45/2, 1953.
- (1958): *Etude géologique du pays de Vanoise*. – Mém. Carte géol. dét. France. Paris.
- FAVRE, G. (1952): *Les Préalpes Médiannes entre l'Hongrin inférieur et la Sarine (Région de la Dent de Corjou)*. – Bull. Soc. fribourg. Sc. nat. 41.
- FICHTER, H. J. (1934): *Geologie der Bauen-Brisen-Kette am Vierwaldstättersee und die zyklische Gliederung der Kreide und des Malm der helvetischen Decken*. – Beitr. geol. Karte Schweiz, N.F. 69.
- FREI, R. (1963): *Die Flyschbildungen in der Unterlage von Iberger Klippen und Mythen*. – Mitt. geol. Inst. ETH u. Univ. Zürich, N.F. 14.
- FRÖHLICHER, H., SCHAUB, H. & VONDERSCHMITT, L. (1951): *Bericht über die Exkursion der Schweizerischen Geologischen Gesellschaft in die Giswiler Klippen, den Schlierenflysch und ihre tektonische Unterlage und in die Molasse des Alpenraumes*. – Eclogae 44/2.
- FURRER, M. (1949): *Der subalpine Flysch nördlich der Schrattenfluh (Entlebuch, Kt. Luzern)*. – Eclogae 42/1.
- GANDOLFI, R. (1942): *Ricerche micropaleontologiche e stratigrafiche sulla Scaglia e sul Flysch cretacici dei dintorni di Balerna (Canton Ticino)*. – Riv. ital. Pal. 48, Suppl. Diss. Basel.
- (1955): *The Genus Globotruncana in Northeastern Columbia*. – Bull. Amer. Paleont. 35/155.
- GANZ, E. (1912): *Stratigraphie der mittleren Kreide (Gargasien, Albien) der oberen helvetischen Decken in den nördlichen Schweizeralpen*. – Denkschr. schweiz. natf. Ges. 47.
- GEIGER, M. (1956): *Die Unterlage der zentralschweizerischen Klippengruppe Stanserhorn–Arvigrat–Buochserhorn–Musenalp–Klewenalp*. – Eclogae 49/2.
- GIGON, W. (1952): *Geologie des Habkernales und des Quellgebietes der grossen Emme*. – Verh. natf. Ges. Basel 63/1.
- GUILLAUME, H. (1957): *Géologie du Montsalvens (Préalpes fribourgeoises)*. – Mat. Carte géol. Suisse, n. s. 104.
- HANTKE, R. (1958): *Die Gletscherstände des Reuss- und Linthsystems zur ausgehenden Würmeiszeit*. – Eclogae 51/1.
- (1961): *Tektonik der helvetischen Kalkalpen zwischen Obwalden und dem St. Galler Rheintal*. – Vjschr. natf. Ges. Zürich.
- HANTKE, R. & TRÜMPY, R. (1964): *Bericht über die Exkursion A der Schweizerischen Geologischen Gesellschaft in die Schwyzer Alpen*. – Eclogae 57/2.
- HAY, W. W. & MOHLER, H. P. (1965): *Über die Verbreitung des Nannoplanktons im Profil der Grossen Schliere*. – Beitrag zu H. SCHAUB (1965).
- (in Vorbereitung): *Paleocene Nannoplankton from the section of Gan, Pont Labau (SW France)*.
- HAY, W. W., MOHLER, H. P. & WADE, M. E. (1966): *Calcareous Nannofossils from Nal'chik (Northwest Caucasus)*. – Eclogae 59/1.
- HAY, W. W. & SCHAUB, H. W. (1960): *Discoasterids from the Schlierenflysch Switzerland*. – Bull. geol. Soc. Amer. 7/1.
- HEIM, ARN. (1910–1917): *Monographie der Churfürsten-Mattstock-Gruppe*. – Beitr. geol. Karte Schweiz, N.F. 20 (4 Bände).
- HERB, R. (1962): *Geologie von Amden mit besonderer Berücksichtigung der Flyschbildungen*. – Beitr. geol. Karte Schweiz, N.F. 114.
- (1963a): *Zur Geologie der südhelvetischen Schuppenzone von Wildhaus*. – Eclogae 56/2.
- (1963b): *Über Vorkommen von Amdenerschichten im mittleren Säntisgebirge*. – Eclogae 56/2.
- (1965): *Das Tertiär der helvetischen Decken der Ostschweiz*, mit Beitrag von L. HOTTINGER (in Führer 9. Europ. Mikropal. Koll., Schweiz). – Bull. VSP 31/81.
- HERM, D. (1962): *Stratigraphische und mikropaläontologische Untersuchungen der Oberkreide im Lattengebirge und Nierental (Gosaubecken von Reichenhall und Salzburg)*. – Bayer. Akad. Wiss., math.-natw. Kl., Abh., N.F. 104.
- HILTERMANN, H. & KOCH, W. (1950): *Taxonomie und Vertikalverbreitung von Bolivinoidea-Arten im Senon Nordwestdeutschlands*. – Geol. Jb. 1943–1948, 64.
- HOTTINGER, L. (1960): *Recherches sur les Alvéolines du Paléocène et de l'Eocène*. – Mém. suisses Paléont. 75–76.
- HOTTINGER, L., LEHMANN, R. & SCHAUB, H. (1964): *Données actuelles sur la biostratigraphie du Nummulitique Méditerranéen* (in Coll. Paléogène, Bordeaux, Sept. 1962). – Mém. B.R.G.M. 28/II.

- HSU, K. J. (1960): *Paleocurrent structures and paleogeography of the Ultrahelvetetic Flysch basins.* — Bull. geol. Soc. Amer. 71/5.
- HUGI, E. (1900): *Die Klippenregion von Giswyl.* — Denkschr. schweiz. natf. Ges. 36/2.
- JACOB, CH. & TOBLER, A. (1906): *Etude stratigraphique et paléontologique du Gault de la Vallée de la Engelberger-Aa. (Alpes Calcaires Suisses, Environs du Lac des Quatre Cantons).* — Mém. Soc. paléont. Suisse 33.
- JÄCKLI, H. (1962): *Die Vergletscherung der Schweiz im Würmmaximum.* — Eclogae 55/2.
- JÄGER, E. (1962): *Rb-Sr Age Determinations on Micaceous and Total Rocks from the Alps.* — J. Geoph. Res. 67/13.
- JEANNET, A., LEUPOLD, W. & BUCK, P. D. (1935): *Stratigraphische Profile des Nummulitikums von Einsiedeln-Iberg.* — Ber. schweiz. natf. Ges. 1, 1932–1935.
- KAUFMANN, F. J. (1867): *Geologische Beschreibung des Pilatus.* — Beitr. geol. Karte Schweiz 5.
- (1872): *Rigi und Molassegebiete der Mittelschweiz.* — Beitr. geol. Karte Schweiz 11.
- (1886): *Emmen- und Schlierengegenden nebst Umgebungen bis zur Brünigstrasse und Linie Lungern-Grafenort.* — Beitr. geol. Karte Schweiz 24/1.
- KLAUS, J. (1959): *Le «Complexe schisteux intermédiaire» dans le synclinal de la Gruyère (Préalpes médianes).* — Eclogae 52/2, 1960.
- (1960a): *La répartition stratigraphique des Globotruncanidés au Turonien et au Coniacien.* — Eclogae 53/2, 1961.
- (1960b): *Sur quelques Globorotalia solées dans les Couches rouges des Préalpes médianes.* — Eclogae 53/2, 1961.
- KUENEN, P. H. (1958a): *Problems concerning source and transportation of Flysch sediments.* — Geol. en Mijnb. (n.s.), 20e Jg.
- (1958b): *Turbidity currents, a major factor in flysch deposition.* — Eclogae 51/3.
- KUENEN, P. H. & MIGLIORINI, C. I. (1950): *Turbidity currents as a cause of graded bedding.* — J. Geol. 58/2.
- LEHMANN, R. (1962): *Etude des Globotruncanidés du Crétacé Supérieur de la Province de Tarfaya (Maroc occidental).* — Notes et Mém. Serv. géol. Maroc 21/156.
- Lexique Stratigraphique International (in Vorbereitung): *Alpes suisses*, 7c. — Paris.
- LUGEON, M. & GAGNEBIN, E. (1941): *Observations et vues nouvelles sur la géologie des Préalpes romandes.* — Bull. Lab. Géol. etc. Univ. Lausanne 72.
- LUTERBACHER, H. P. (1964): *Studies in some Globorotalia from the Paleocene and Lower Eocene of the Central Apennines.* — Eclogae 57/2.
- (1965): *Das Scaglia-Profil der Breggia bei Balerna (Süd-Tessin)* (in Führer 9. Europ. Mikropal. Koll., Schweiz). — Bull. VSP 31/81.
- LUTERBACHER, H. P. & PREMOLI SILVA, I. (1962): *Note préliminaire sur une révision du profil de Gubbio, Italia.* — Riv. ital. Paleont. 68/2.
- (1964): *Biostratigrafia del limite Cretaceo-Terziario nell'Appennino Centrale.* — Riv. ital. Paleont. 70/1.
- MARTINI, E. (1958): *Discoasteriden und verwandte Formen im NW-deutschen Eozän (Coccolithoporida) — 1. Taxonomische Untersuchungen.* — Senckenb. leth. 39/5–6.
- MOHLER, H. P. (1967): *Nannoplanktonfunde im tektonisch ungestörten Anteil des basalen Schlierenflysches (Profil der Grossen Schlieren; SCHAUB, 1951).* — Bull. VSP (in Vorbereitung).
- MOHLER, W. (1938): *Mikropaläontologische Untersuchungen in der nordschweizerischen Juraformation.* — Abh. schweiz. paläont. Ges. 60.
- MORNOD, L. (1949): *Les Globorotalidés du Crétacé supérieur du Montsalvens (Préalpes fribourgeoises).* — Eclogae 42/2.
- NIETHAMMER, G. (1907): *Die Klippen von Giswyl am Brünig.* — Centralbl. Mineral. etc. 16.
- PENCK, A. & BRÜCKNER, ED. (1909): *Die Alpen im Eiszeitalter.* — Leipzig.
- PHLEGER, F. B. (1960): *Ecology and Distribution of Recent Foraminifera.* — Johns Hopkins Press: Baltimore.
- REBER, R. (1964): *Der subalpine Flysch zwischen Emme und Thunersee.* — Eclogae 57/1.
- REMANE, J. (1960): *Les formations bréchiqes dans le Tithonique du Sud-Est de la France.* — Trav. Lab. géol. Grenoble 36.
- RENZ, O. (1936): *Stratigraphische und mikropaläontologische Untersuchung der Scaglia (Obere Kreide-Tertiär) im zentralen Apennin.* — Eclogae 29/1.
- RENZ, O., LUTERBACHER, H. & SCHNEIDER, A. (1963): *Stratigraphisch-paläontologische Untersuchungen im Albien und Cénomani des Neuenburger Jura.* — Eclogae 56/2.
- RENZ, O. & LUTERBACHER, H. (1965): *Die Mittlere Kreide von La Vraconne bei Ste. Croix (Kt. Waadt)* (in Führer 9. Europ. Mikropal. Koll., Schweiz). — Bull. VSP 31/81.

- RICOUR, J. & TRÜMPY, R. (1952): *Sur la présence de niveaux fossilifères dans le Trias supérieur de la Nappe de Bex (Suisse)*. – C.R.S. Soc. géol. France 2/6–8.
- RIITMANN, A. (1929): *Die Zonenmethode. Ein Beitrag zur Methodik der Plagioklasbestimmung mit Hilfe des Theodolithischen*. – Schweiz. mineral.-petrogr. Mitt. 9/1.
- ROESLI, F., BUXTORF, A., SCHAUB, H. & MOHLER, H.P. (1966): *Geologischer Führer der Schweiz. Exkursion Nr. 33: Luzern–Brünig–Meiringen*. – Wepf & Co., Basel.
- SARTONI, S. & CRESCENTI, U. (1962): *Ricerche biostratigraphiche nel Mesozoico dell' Appennino meridionale*. – Giorn. Geol. Ann. Mus. geol. Bologna 2/29.
- SCHAUB, H. (1951): *Stratigraphie und Mikropaläontologie des Schlierenflysches mit besonderer Berücksichtigung der paleocaenen und untereocaenen Nummuliten und Assilinen*. – Schweiz. paläont. Abh. 68.
- (1961): *Flyschfragen im Bau der Alpen*. – Verh. natf. Ges. Basel 72/2.
- (1965): *Schlierenflysch. Mit Beitrag über das Nannoplankton des Schlierenflysches von W.W. HAY & H.P. MOHLER (in Führer 9. Europ. Mikropal. Koll., Schweiz)*. – Bull. VSP 31/81.
- SCHAUB, H.P. (1936): *Geologie des Rawilgebietes*. – Eclogae 29/2.
- SCHIJFSMA, E. (1955): *La position stratigraphique de Globotruncana helvetica BOLLI en Tunisie*. – Micropaleontology 1/4.
- SCHMIDT, M. (1938): *Die Lebewelt unserer Trias (Nachtrag)*. – Hohenlohe'sche Buchh., Ferdinand Rau. Oeringen.
- SIGAL, J. (1955): *Notes micropaléontologiques nord-africaines. 1. Du Cénomanién au Santonien: zones et limites en faciès pélagique*. – C.R.S. Soc. géol. France 8.
- SODER, P.A. (1949): *Geologische Untersuchung der Schrattenfluh und des südlich anschliessenden Teiles der Habkern-Mulde*. – Eclogae 42/1.
- STAEGGER, E. (1944): *Geologie der Wilerhorngruppe zwischen Brienz und Lungern (Kanton Bern und Unterwalden)*. – Eclogae 37/1.
- STAUB, R. (1917): *Über Faciesverteilung und Orogenese in den südöstlichen Schweizeralpen*. – Beitr. geol. Karte Schweiz, N.F. 46/III.
- (1958): *Klippendecke und Zentralalpenbau. Beziehungen und Probleme*. – Beitr. geol. Karte Schweiz, N.F. 103.
- STRADNER, H. & PAPP, A. (1961): *Tertiäre Discoasteriden aus Österreich und deren stratigraphische Bedeutung*. – Jb. geol. Bundesanst., Sonderbd. 7.
- STUDER, R. (1872): *Index der Petrographie und Stratigraphie*. – Bern.
- STYGER, G.A. (1961): *Bau und Stratigraphie der nordhelvetischen Tertiärbildungen in der Hausstock- und westlichen Kärpfgruppe*. – Diss. Univ. Zürich.
- TERCIER, J. (1947): *Le Flysch dans la Sédimentation alpine*. – Eclogae 40/2, 1948.
- (1952): *Problèmes de sédimentation et de tectonique dans les Préalpes*. – Rev. Questions sc., (Louvain), Janvier.
- TRÜMPY, R. (1956): *Notizen zur mesozoischen Fauna der innerschweizerischen Klippen*. – Eclogae 49/2.
- (1960): *Paleotectonic Evolution of the Central and Western Alps*. – Bull. geol. Soc. Amer. 71/6.
- (1963): *Trias des pays étrangers: Suisse et Alpes occidentales italiennes (in: Colloque sur le Trias français et des régions limitrophes)*. – Mém. B.R.G.M. 15.
- (1964): vgl. HANTKE, R. & TRÜMPY, R.
- (1965): *Zur geosynkinalen Vorgeschichte der Schweizer Alpen*. – Umschau Wiss. u. Techn. 65/18.
- VERNIORY, R. (1955): *Répartition stratigraphique et géographique de Saccocoma AGASSIZ entre l'Oberland bernois et la Provence*. – Arch. Sc. Genève 8/1.
- (1956): *Observation sur le Jurassique et le Crétacé inférieur des Monts Euganéens*. – Arch. Sc. Genève 9/1.
- VONDERSCHMITT, L. (1923): *Die Giswiler Klippen und ihre Unterlage*. – Beitr. geol. Karte Schweiz, N.F. 50.
- (1951): vgl. FRÖHLICHER, H., SCHAUB, H. & VONDERSCHMITT, L.
- VONDERSCHMITT, L. & SCHAUB, H. (1943): *Neuere Untersuchungen im Schlierenflysch*. – Eclogae 36/2, 1944.
- WADE, M.E., MOHLER, H.P. & HAY, W.W. (1964): *Paleogene Nannofossils from the Crimea and Caucasus*. – Progr. Ann. Meet. geol. Soc. America, Miami Beach.
- WEISS, H. (1949): *Stratigraphie und Mikrofauna des Klippenmalm*. – Diss. Zürich.
- ZIMMERMANN, F. (1936): *Zur Stratigraphie der Wangschichten zwischen Rheintal und Thunersee*. – Diss. Bern.

Verzeichnis der verwendeten Karten

Geologische Karten

ARBENZ, P. (1911): Spezialkarte Nr. 55; *Geologische Karte des Gebirges zwischen Engelberg und Meiringen*, 1:50 000. — Schweiz. Geolog. Kommission.

Geologische Generalkarte 1:200 000, Blatt 2: *Basel–Bern* (1942). — Schweiz. Geolog. Kommission.

Topographische Karten

Landeskarte 1:100 000, Blatt 37: *Brünigpass*.

Landeskarte 1:50 000, Blatt 244: *Escholz matt*.

Landeskarte 1:50 000, Blatt 245: *Stans*.

Landeskarte 1:50 000, Blatt 254: *Interlaken*.

Landeskarte 1:50 000, Blatt 255: *Sustenpass*.

Landeskarte 1:25 000, Blatt 1189: *Sörenberg*.

Landeskarte 1:25 000, Blatt 1190: *Melchtal*.

EINLEITUNG

I. Lage des Untersuchungsgebietes und geologische Übersicht

Das untersuchte Gebiet ist topographisch dargestellt auf dem SE-Quadranten von Blatt 1189, Sörenberg, der Landeskarte der Schweiz 1:25 000 und am W-Rand von Blatt 1190, Melchtal (abgekürzt LK 1189 und 1190). Flur- und Ortschaftsnamen sowie die Angaben von Geländepunkten beziehen sich auf diese beiden Kartenblätter¹⁾.

Das neu kartierte Gebiet liegt innerhalb des Koordinatenrechtecks 646.500–656.000/182.500–189.000 und wird durch folgende Linie begrenzt: W-Ufer Lungerner See, Aaried (bei Giswil-Rudenz), Bachbett Gross Laui von Kleinteil bis ins Quellgebiet bei Sachsler Unterwengen, Nünalpstock, Schwendeli, Chruterenbach (= Oberlauf der Waldemme) Pt. 1360, Arnifirst, Rückenegg und Dündelbach.

Mit *Giswiler Klippen-Region* bezeichnet man den westlichsten Teil der zentralschweizerischen Klippen-Decke und ihre Unterlage. Die Klippen-Decke ist hier über dem Kontakt zwischen den Stirnfalten der Drusberg-Decke und der «Obwaldner Flyschmasse» (Habkern-Zone und Schlierenflysch) als Erosionsrelikt erhalten geblieben (vgl. Fig.1).

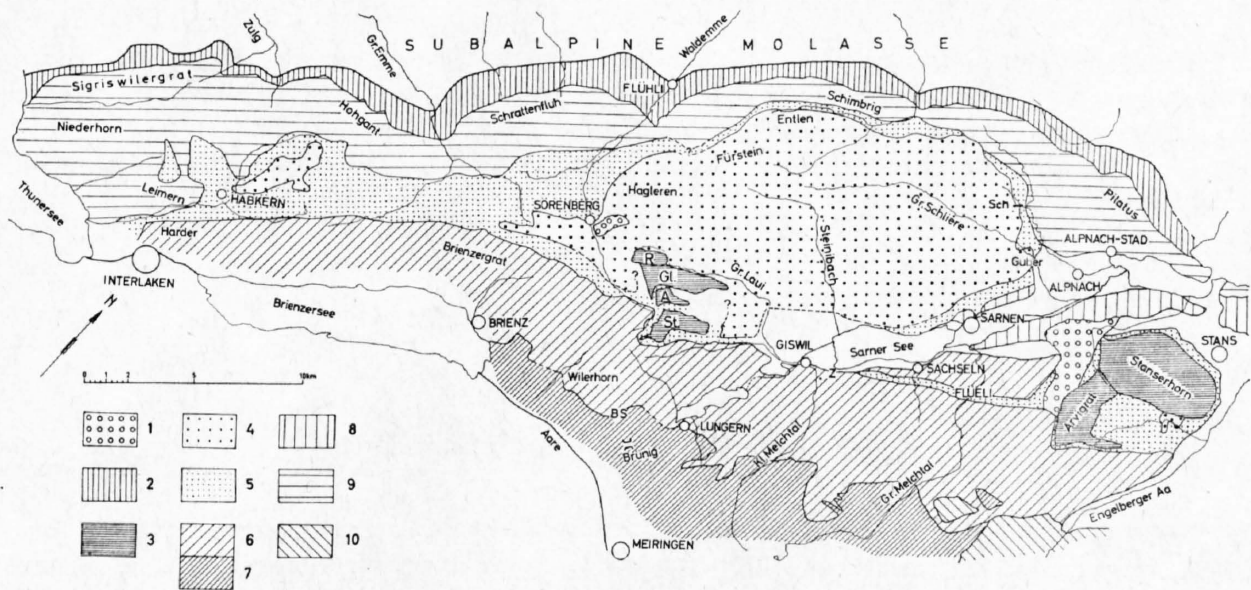


Fig.1: Tektonische Skizze des Alpenrandes zwischen Vierwaldstätt und Thuner See (zusammengestellt von H.Mohler; übernommen aus: Bull. VSP 37/81, S.116).

- | | | |
|--------------------------------------|---|------------------------------|
| 1 = Bergstürze (Kerns und Sörenberg) | 5 = Habkern-Zone | 7 = Jura der Drusberg-Decke |
| 2 = Subalpiner Flysch | 6 = Kreide und Alttertiär der Drusberg-Decke (inklusive Zementsteinschichten) | 8 = Bürgenstock-Decke |
| 3 = Klippen-Decke | | 9 = Niederhorn-Pilatus-Decke |
| 4 = Schlierenflysch | | 10 = Axen-Decke |
| A = Alpoglerberg | R = Rotspitz | |
| BS = Brünig-Scheibenstand | Sch = Schlattrüefi | |
| Gl = Glaubenbüelen | St = Giswilerstock | |

¹⁾ Ausnahmen bilden die von den Einheimischen verwendeten Namen «Wissibächlein» für den Quellbach, der am Ostende des Giswilerstockes (bei Pt.1296) entspringt, sowie «Heidenkirchli» für den Passübergang von der Alp Jänzimatt zur Alp Alpoglen (bei Pt.1734). Die wichtigsten in dieser Arbeit verwendeten Namen und Geländepunkte sind auf Tafel VI zusammengestellt.

Über die tektonische Position der am Aufbau der Giswiler Klippen-Region beteiligten tektonischen Elemente orientieren die Profile in Fig. 2.

Im einzelnen können von oben nach unten, paläogeographisch gesehen von Süden nach Norden, folgende Einheiten ausgeschieden werden:

KLIPPEN-DECKE (Préalpes Médiannes: penninische Schwellenfacies, Briançonnais s. l.)

Giswiler Klippen, gegliedert in:

- Giswilerstock (Mittlere – Obere Trias)
- Alpoglerberg (Obere Trias – «Zoophycus-Dogger»)
- Glaubenbüelen (Gips: Obere Trias)
- Rotspitz (Obere Trias – Unteres Eocaen)

UNTERLAGE (Helvetisch-ultrahelvetische Facies) unterteilt in:

Schlierenflysch (Ultrahelvetischer Flysch; im Untersuchungsgebiet ist nur der untereocaene Obere Schlierensandstein – im Sinne von SCHAUB 1951 – vertreten)

Habkern-Zone (Ultrahelvetischer Wildflysch, wahrscheinlich Oberpaleocaen-Untereocaen)

Drusberg-Decke (Südhelvetische Miogeosynklinalfacies, Valanginien bis Obereocaen)

Die Drusberg-Decke ist in vier Falten gefaltet, von denen die Falten II, III und IV sowie die Mulde II–III im Untersuchungsgebiet aufgeschlossen sind.

Die aufgeführten Deckeneinheiten sind teilweise in ursprünglich weit auseinanderliegenden Faciesräumen des alpinen Geosynklinalsystems zu beheimaten, die im Verlaufe der Alpenfaltung (besonders in der «Molassephase» von TRÜMPY) auf engstem Raum zusammengedrängt worden sind.

Die Verbreitung der aufgeführten tektonischen Elemente in der Giswiler Klippen-Region kommt auf Tafel VI zur Darstellung.

II. Historisches und Problemstellung

Nach verschiedenen mehr oder weniger ausführlichen Beschreibungen von KAUFMANN (1886), HUGI (1900), NIETHAMMER (1907) und CHRIST (1920), war es die Dissertation von VONDERSCHMITT (1923), die eine stichhaltige Klärung der Abgrenzung der am Aufbau der Giswiler Klippen-Region beteiligten tektonischen Elemente und der stratigraphischen Verhältnisse, insbesondere hinsichtlich der Parallelisation mit den übrigen zentralschweizerischen Klippen und den Préalpes Médiannes zeitigte.

Wie KAUFMANN versuchte VONDERSCHMITT neben den Makrofossilien auch Foraminiferen («*Pulvinulina*», *Globigerina*, *Nummulites*, *Assilina*, *Heterostegina* und «*Orthophragmina*») zur Charakterisierung einiger Schichtglieder zu verwenden. Da die Fachwelt zu jener Zeit sich aber über den Leitwert gewisser Mikrofossilien noch nicht einig war, konnten in vielen Fällen keine Schlüsse auf das Alter der betreffenden Gesteine gezogen werden.

Eine erneute Bearbeitung der Giswiler Klippen und ihrer Unterlage drängte sich somit infolge der grossen Fortschritte in der Mikropaläontologie in den letzten Jahrzehnten auf. In zweiter Linie war durch das Erscheinen von neueren und besseren topographischen Karten die Voraussetzung für eine detailliertere geologische Kartierung gegeben.

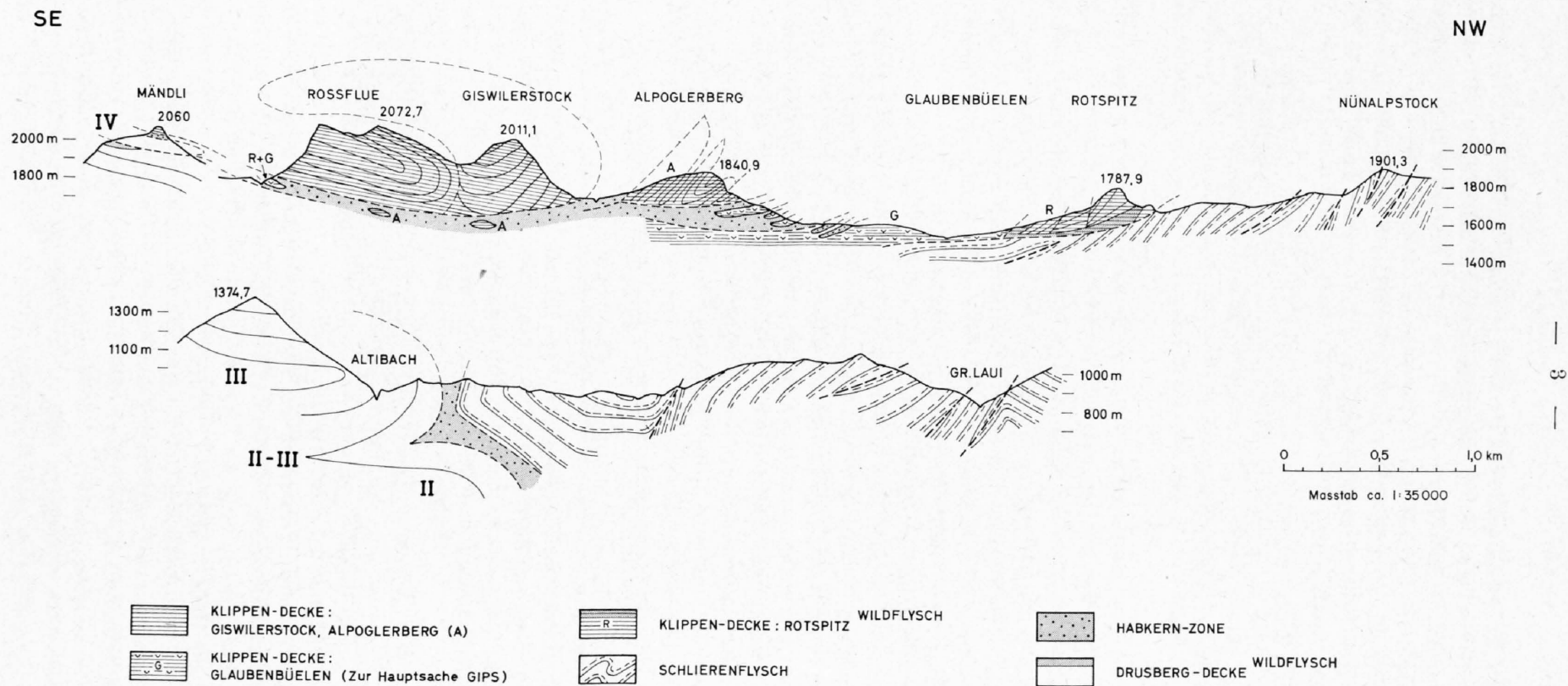


Fig. 2: Schematische Profile durch die Giswiler Klippen-Region (II-IV vgl. S. 2 und S. 34).

Vorerst wandte sich das Interesse jedoch mehr den Problemen der «Obwaldner Flyschmasse» zu, stammen doch in die geologische Weltliteratur eingegangene Begriffe wie «Flysch» teilweise und «Wildflysch» (samt den dazugehörenden klassischen «exotischen Blöcken»: Leimernschichten und Habkerngranit) ganz aus der weiteren Umgebung der Giswiler Klippen.

1943 zeigten VONDERSCHMITT & SCHAUB, dass die «Obwaldner Flyschmasse» aus zwei tektonisch selbständigen Einheiten besteht, nämlich aus obereocaenem Wildflysch und darauf überschobenem Schlierenflysch von Maestrichtien-Yprésien-Alter.

An der Flyschtagung der Schweizerischen Geologischen Gesellschaft 1946 schlug VONDERSCHMITT, gestützt auf die erwähnten Arbeiten, folgende Unterteilung der Obwaldner Flyschmasse vor:

3. *Wildflysch, verschuppt mit der Klippen-Decke*

2. *Schlierenflysch*

1. *Habkern-Zone*

Es waren in der Folge dann in erster Linie Vertreter der Basler Schule unter der Leitung von Prof. Vonderschmitt, die diese Unterteilung gegen Westen und Osten weiter verfolgten, respektive den obereocaenen «Wildflysch» von der helvetischen Unterlage – Randkette im Norden, Drusberg-Decke im Süden – abtrennten und entscheidende Mikrofossilien zur Datierung und wichtige Beobachtungen zur sedimentologischen Deutung der Flysch- und Wildflysch-Massen zusammentrugen:

1948 erscheint die Dissertation von BENTZ über die Geologie des Sarner See-Gebietes. Dieser Autor gibt insbesondere eine detaillierte Übersicht über das Eocaen der Bürgenstock- und Drusberg-Decke, und es gelingt ihm, die in die Drusberg-Decke eingefaltete obereocaene Flyschzone in Wildflysch (unten) und globigerinenführende «Fleckenmergel» (oben) zu unterteilen.

SODER (1949) kann in der südlich an die Schrattenfluh anschliessenden Habkern-Zone zwei tektonische Einheiten ausscheiden: Globigerinenschiefer der «Südelbach-Serie» mit flysch- und wildflyschähnlichen Einlagerungen, die den Globigerinenschiefern der Randkette aufliegen und darüber eine Zone mit Wildflysch. Bemerkenswert ist weiter der Fund eines in den Wildflysch einsedimentierten grossen Blockes von Habkerngranit mit darüber transgredierendem Eocaen.

SCHAUB (1951) veröffentlicht eine monographische, stratigraphisch-mikropaläontologische Beschreibung des Schlierenflysches.

Im Exkursionsbericht über die Exkursion der Schweizerischen Geologischen Gesellschaft in die Giswiler Klippen stellt VONDERSCHMITT (in FRÖHLICHER, SCHAUB & VONDERSCHMITT, 1951; S.366) den mit dem Gips von Glaubenbüelen und mit den übrigen Klippen verschuppten Wildflysch – auf Grund der Ausbildung der Leimernschichten und von Funden von Nummuliten, die für Obereocaen sprechen – in die Habkern-Zone (siehe auch geologische Skizze des Alpenrandes zwischen Pilatus und Briener See in der oben zitierten Arbeit).

GIGON (1952) kann in der Region des Typ-Wildflysches die von SODER aufgestellte Zweiteilung der Habkern-Zone bestätigen. Es gelingt ihm, den unteren Teil tektonisch vom Obereocaen der Randkette abzutrennen und den oberen noch einmal zu gliedern in «Flysch mit Leimernpaketen», zu dem die Typlokalität Leimern gehört, und Wildflysch, der dem Typ-Wildflysch von KAUFMANN entspricht. GIGON kann nachweisen, dass die riesige Scholle der Leimern in den Flysch einsedimentiert worden ist, und vergleicht auf Grund des Alters (Turonien-Paleocaen) die ganze Serie mit den Couches Rouges der Préalpes Médiannes.

GEIGER (1956) weist in der Unterlage der Klippen Stanserhorn-Arvigrat, Buochserhorn-Musenalp und Klewenalp Wildflysch der Habkern-Zone und Schlierenflysch nach.

Grundlegend neue Möglichkeiten der sedimentologischen Untersuchung und paläogeographischen Rekonstruktion von Flyschserien eröffnete der Durchbruch der von KUENEN e.a. postulierten «Turbidity Currents»-Theorie für die Entstehung von Flysch- und Grauwackesequenzen.

So wagt HSU (1960) als erster, gestützt auf Richtungsmessungen an Strömungsmarken, eine paläogeographische Rekonstruktion des helvetischen und ultrahelvetischen Sedimentationsraumes in der Schweiz. Sein palinspastisches Diagramm (Fig.17, S.604) vereinigt in sich viele schon bekannte Tatsachen zu einem

einfachen Bild, doch enthält es einige Unstimmigkeiten, auf die später näher eingegangen werden soll. So weist TRÜMPY (1960, S. 878) mit Recht darauf hin, dass die verschiedenen Strömungsrichtungen im Schlieren- und Gurnigelflysch kein eindeutiges Kriterium für Ablagerung nördlich und südlich eines «Habkerngranitmassivs» darstellen. Viel eher sei der altersmässig etwas tiefer hinabreichende Schlierenflysch in einem zentraler gelegenen Teil desselben Flyschtroges abgelagert worden als der Gurnigelflysch. Damit wird auch die Annahme einer im Ultrahelvetikum gelegenen Habkerngranit-Schwelle obsolet.

Über die Flyschbildungen in der Unterlage von Iberger Klippen und Mythen erschien in jüngster Zeit die Zürcher Dissertation von R. FREI (1963). FREI findet das östlichste bis jetzt bekannte Äquivalent des Schlierenflysches. Er weist besonders darauf hin, dass dieses Vorkommen sich nur wenig seitlich überlappt mit den westlichsten Ausläufern des penninischen Wäggitaler Flysches (interessant ist in diesem Zusammenhang, dass diese westlichsten penninischen Flyschmassen sich nach TRÜMPY (1964) im gleichen Querschnitt finden wie die allerwestlichsten Relikte ostalpiner Trias in der höchsten tektonischen Einheit der Iberger Klippen).

Während die Erforschung der Obwaldner Flyschmasse in den letzten zwei Jahrzehnten nie zu einem Stillstand gekommen ist, wird die zentralschweizerische Klippen-Decke erst in neuerer Zeit wieder untersucht. Eine neue Interpretation der Stellung zu den «Préalpes Médiannes» ist beim derzeitigen Stand der Kenntnisse noch nicht gewagt worden. Es zeigt sich immer mehr, dass die Zentralschweizer Klippen innerhalb der Préalpes Médiannes, zu denen sie unzweifelhaft gehören, einen Spezialfall darstellen, dessen Bedeutung noch nicht abzusehen ist (vgl. TRÜMPY, 1960, S. 896).

Anders verhält es sich mit der Stellung der Préalpes Médiannes im alpinen Deckengebäude: Während STAUB (1958) noch einmal alle Argumente für eine unterostalpine Beheimatung der Klippen-Decke mit eindrücklicher Vehemenz hervorgehoben hat, können sich heute die meisten Alpengeologen der in erster Linie von ELLENBERGER (1958) zusammengetragenen Evidenz für eine Parallelisation mit dem Briançonnais und Subbriançonnais der französischen Westalpen, also mit der Herleitung der Préalpes Médiannes aus dem Mitelpenninikum, nicht verschliessen.

Die Problemstellung für die vorliegende Arbeit ergibt sich aus der summarischen Besprechung der wichtigsten Literatur.

Sie lässt sich folgendermassen zusammenfassen:

1. Kann das von VONDERSCHMITT definierte und (1951) mit der Habkern-Zone verglichene, tektonisch höchste Flyschstockwerk der Giswiler Klippen-Unterlage weiter unterteilt werden?
2. Können neue Fakten zur sedimentologischen und paläogeographischen Deutung des Wildflyschphänomens beigebracht werden?
3. Kann insbesondere über die Herkunft des in Blöcken und als Komponenten von Breccien und grobkörnigen Sandsteinen aufgearbeiteten Materials etwas ausgesagt werden?
4. Kann damit etwas zur Lösung der alten Streitfrage über die Möglichkeit grösserer Deckenüberschiebungen vor der «Molassephase» der Alpenfaltung (TRÜMPY, 1960) beigetragen werden?

Es zeigte sich im Laufe der Untersuchungen bald, dass nur mikropaläontologische und mikrofacielle Vergleichsmethoden zu einer zuverlässigen Stratigraphie und Zonierung und damit zu einer gewissen Lösung der angeführten Probleme verhelfen können.

Als Mikrofossilien sind in allererster Linie Foraminiferen wichtig, an zweiter Stelle kalkiges Nannoplankton. Das mit diesen Fossilgruppen erfassbare Alter beschränkt sich aus faciiellen Gründen auf Oberkreide (Foraminiferen) und Alttertiär (Foraminiferen und Nannoplankton), besonders da auch die älteren Schichten nur in der Klippen-Decke weitere Mikrofossilien (Tintinniden) und nennenswerte Makrofossilien (Ammoniten) geliefert haben.

Im folgenden Kapitel sind die Voraussetzungen für die angewandte mikropaläontologisch-mikrofacielle Arbeitsweise zusammengefasst.

III. Mikropaläontologische und mikrofacielle Methoden

Zur biostratigraphischen Gliederung der Oberkreide mittels Globotruncaniden

Im helvetischen Faciesbereich benützt BOLLI (1944) als erster die Globotruncaniden systematisch zur Gliederung und Datierung der pelagischen Oberkreideablagerungen. Seine Ergebnisse sind immer noch gültig, und ohne isolierte Faunen ist eine feinere Unterteilung kaum durchführbar.

Einige Präzisierungen brachten die Untersuchungen von HERB (1962, 1963b) z. T. an isolierten Formen und durch die erstmalige Bestimmung von leitenden benthonischen Foraminiferen. So gelang es diesem Autor, die Grenze Santonien – Coniacien mit dem Übergang von *Globotruncana concavata concavata* (BROTZEN) zu *Globotruncana concavata carinata* DALBIEZ zu korrelieren.

Im Ultrahelvetikum der Habkern-Zone ist die Oberkreide in der Facies der «Leimernschichten» ausgebildet. KAUFMANN (1872, S. 164), der diesen Ausdruck schuf, war schon durchaus imstande, auf Grund der planktonischen Kleinforaminiferen, die «seewerartigen» Schichten der Typlokalität von den eocaenen des Rotspitzes (Giswiler Klippen), also Kreide von Tertiär zu unterscheiden, was beim damaligen Stand der Mikropaläontologie allerdings noch nicht für eine entsprechende Datierung ausreichte.

Die Typlokalität wurde von GIGON (1952) erneut untersucht. Die im Leimernprofil enthaltenen Foraminiferen werden ins Turonien – Maestrichtien gestellt. In einzelnen Blöcken konnte Danien – Paleocaen nachgewiesen werden.

Mit GIGON nahmen die späteren Autoren an, dass es sich bei den Leimernschichten um eine mehr oder weniger durchgehende Serie vom Turonien bis ins Paleocaen handle. Eingehendere Untersuchungen erschienen darum wenig erfolgversprechend, weil die Leimernschichten nur als mehr oder weniger grosse Brocken und Schollen in obereocaenem Wildflysch auftreten und nirgends eine bessere Serie als diejenige an der Typlokalität bekannt wurde.

Im Ultrahelvetikum der Préalpes Externes und in der Klippen-Decke (Préalpes Médiannes) fanden MOROD (1949), KLAUS e. a. fossilreiche und gut schlämbare Gesteine. KLAUS (1959, 1960a) gibt detaillierte Tabellen über die stratigraphische Verbreitung der Globotruncaniden in den Préalpes Médiannes und diskutiert auch eingehend die Zuteilung seiner Biozonen zu den Stufen.

Eine sehr wichtige Arbeit über die ostalpine Oberkreide (Campanien-Maestrichtien) im Gosaubecken von Reichenhall und Salzburg stammt von HERM (1962).

In den Südalpen hat GANDOLFI (1942) und im Apennin O. RENZ (1936) die klassischen Grundlagen für die moderne Globotruncanen-Stratigraphie geschaffen.

Schliesslich sei noch die Arbeit von LEHMANN (1962) erwähnt, der sich auf Untersuchungen an Makro- und Mikrofossilien von Proben aus der Umgebung von Tarfaya (Marokko) stützt. Die von LEHMANN publizierten Korrelationen stimmen mit den durch SIGAL (1955), DUBOURDIEU & SIGAL (1949, 1951), DALBIEZ (1955) und SCHIJFSMA (1955) publizierten Angaben aus Tunesien und Algerien überein und finden im Bereiche des Cénomanien ihre Bestätigung in der Arbeit von O. RENZ, LUTERBACHER & SCHNEIDER (1963) über das Cénomanien des Neuenburger Jura.

Für die Datierung der in geschlammten Proben bestimmten Faunen wird in erster Linie das von LEHMANN (1962) angegebene Schema verwendet. Für Campanien- und Maestrichtienfaunen fand zudem die eingehende und sorgfältige Arbeit von HERM (1962) Verwendung.

Für diejenigen Proben, die im Dünnschliff untersucht werden mussten, stand mir Vergleichsmaterial aus den zwei klassischen, von O. RENZ (1936) und GANDOLFI (1942) beschriebenen und von Dr. Luterbacher neu aufgesammelten Profilen von Gubbio (Umbrien, Zentraler Apennin, vgl. LUTERBACHER & PREMOLI SILVA, 1962) und der Breggia (Südtessin, vgl. LUTERBACHER, 1965) zur Verfügung.

Die vom Geologisch-paläontologischen Institut Basel hergestellten Dünnschliffe der neu aufgesammelten Proben wurden von Herrn Prof. Reichel einer vorläufigen Untersuchung unterzogen. Die dabei gewonnenen Zeichnungen wurden mit denjenigen aus meinem Dissertationsgebiet verglichen. Als weiteres Kontrollprofil benützte ich das von Dr. Luterbacher neu aufgesammelte Profil von Valle della Contessa (2–3 km NE des Gubbioprofils). Die dabei gewonnenen Einstufungen sind jeweils unter dem Unterkapitel «Mikrofossilien und Alter» bei den entsprechenden Kapiteln aufgeführt. Es werden die Nummern des Gubbioprofiles von O. RENZ (1936) bzw. diejenigen von GANDOLFI (1942) für die Breggia angeführt. Hinzugefügt sind jeweils die entsprechenden Nummern der Neuaufsammlung von LUTERBACHER (LUTERBACHER & PREMOLI SILVA, im Druck: G = Gubbio, V = Valle della Contessa). Über das benützte Zonenschema und die Korrelation mit den Stufen orientiert Tabelle 2, S. 79 a.

Zonierung des Alttertiärs mittels planktonischer Foraminiferen

Für das Paleocaen und das Untereocaen findet die von LUTERBACHER & PREMOLI SILVA (1964) für die Scaglia des Zentralen Apennins aufgestellte Tabelle Verwendung. Diese Zonierung stützt sich weitgehend auf das weltweit gültige, von BOLLI (1957) in Trinidad geschaffene Schema, berücksichtigt aber auch einige Besonderheiten des Mediterran-Gebietes. Ferner wird in der erwähnten Arbeit von LUTERBACHER & PREMOLI SILVA eine Korrelierung mit den Zonenschemata der russischen Autoren versucht (vgl. auch LUTERBACHER, 1964).

Dr. Luterbacher bestimmte freundlicherweise eine Anzahl Proben aus einem zusammenhängenden Profil in den tertiären Couches Rouges der Klippen-Decke (Rotspitz-Serie; Tabelle 1, S. 72). Die bestimmten Faunen dienten als Grundlage für die Datierung des übrigen paleocaenen–untereocaenen Materials.

Für die Bestimmung und Datierung von obereocaenen Globigerinenschiefen steht heute die Dissertation von ECKERT (1963), der die «Stadschiefer» der Typlokalität untersuchte, zur Verfügung. Dr. Eckert hatte die Liebesswürdigkeit, einige der schönsten obereocaenen Faunen aus der Giswiler Klippen-Region zu bestimmen, die im Laufe der Untersuchungen wertvolle Dienste als Standard-Proben leisteten. Auf dieser Grundlage konnte die von ECKERT vorgeschlagene Gliederung des helvetischen Obereocaens auf das Untersuchungsgebiet ausgedehnt werden.

Zonierung des Alttertiärs mittels Nannoplankton (Coccolithophoriden)

Die Brauchbarkeit von Coccolithophoriden zur Datierung von Flysch- und Wildflyschserien wurde von HAY & SCHAUB (1960) und REBER (1964) demonstriert. Im ersteren Falle konnten die gewonnenen Resultate zu einer Zonierung ausgebaut werden, die gute Übereinstimmung mit derjenigen aufweist, die BRAMLETTE & SULLIVAN (1961) für die Lodo-Formation in Kalifornien und STRADNER & PAPP (1961) in Österreich aufgestellt haben (vgl. auch HAY & MOHLER, in SCHAUB, 1965).

Im Laufe der eigenen Untersuchungen zeigte es sich jedoch bald, dass der Erhaltungszustand des alpinen Materials in vielen Fällen nicht genügt, um sichere Bestimmungen vorzunehmen. Aus diesem Grunde müssen als Vergleichsprofile äusseralpine Serien herangezogen werden. Für das Paleocaen diente dazu das Profil von Gan, Pont Labau (Aquitaine)¹⁾. Es sei jedoch vorweggenommen, dass sich die gleiche Zonenabfolge auch in den tertiären Couches Rouges feststellen lässt (vgl. Tabelle 1, S. 72).

Schwieriger ist die Zonierung des Obereocaens: Die von REBER (1964) angegebenen Leitformen kommen auch im Oligocaen vor, sind also nur insofern leitend für Obereocaen, als in den Alpen auf Grund der Foraminiferen jüngerer Alter ausgeschlossen werden kann. Der in dieser Arbeit verwendete Begriff «Zone des *Isthmolithus recurvus*» für das Obereocaen, das nicht weiter unterteilt werden kann, wurde der Arbeit HAY, MOHLER & WADE (1966) entnommen. Das verwendete Zonenschema, die Korrelation mit den Zonen der planktonischen Foraminiferen, den Zonen der Grossforaminiferen (HOTTINGER, LEHMANN & SCHAUB, 1964) und mit den Stufen, sind in Tabelle 3, S. 79 b zusammengefasst.

¹⁾ Über die dabei gewonnenen Resultate wird an anderer Stelle berichtet (vgl. HAY & MOHLER, in Vorbereitung).

BESCHREIBENDER TEIL

I. Drusberg-Decke (südhelvetisch)

A. Stratigraphie

Für die Stratigraphie der Kreide und des Alttertiärs verwenden wir die Einteilung, wie sie in Figur 4 gegeben ist.

UNTERE KREIDE

1. Diphyoideskalk (Valanginien)

Ein gutgebankter, grauer, dichter Kalk mit schiefrigen Lagen stellt das pelagische Äquivalent des nordhelvetischen Valanginienkalkes dar. Unten ist der Diphyoideskalk begrenzt durch Valanginien-Mergel, oben durch die Grauen Mergelschiefer. Er kommt nur im SE-Teil des Untersuchungsgebietes vor, auf der linken Seeseite am oberen Ende des Lungerer Sees, wo er im Dündelbach als orographisch hervortretendes Gestein einen Wasserfall bildet. Dort beträgt die maximale Mächtigkeit etwa 40 m. Der Diphyoideskalk kommt noch zum Vorschein bei der Abzweigung des Fusspfades vom Strässlein von Diesselbach nach Bürglen und bei Turnacher, wo er in den See hinaus streicht. Hier erscheint die Mächtigkeit aber schon bedeutend reduziert (Vermergelung?).

2. Graue Mergelschiefer (Valanginien)

Dunkelgraue bis schwarz-bläuliche, weiss bis gelblich anwitternde, harte, mehr oder weniger kieselige Kalkschiefer, lithologisch ein Übergangstyp vom Diphyoideskalk (unten) zu den Schiefern der Kieselkalk-Basis (oben), von denen sie nicht leicht unterschieden werden können. Unten gehen die Grauen Mergelschiefer mit einem allmählichen Übergang aus dem Diphyoideskalk hervor, während sie oben eine deutliche Grenze zeigen.

Wie der Diphyoideskalk sind auch die Grauen Mergelschiefer nur im südöstlichen Teil des Untersuchungsgebietes vorhanden. Sie sind ungefähr 20 bis 30 m mächtig, was allerdings schwer abzuschätzen ist, da sie als relativ weiches Schichtglied etwas ausgequetscht worden sind. Möglicherweise nimmt ihre Mächtigkeit vom Dündelbach gegen Turnacher auf Kosten des Diphyoideskalkes zu (siehe oben). Die Grauen Mergelschiefer lassen sich verfolgen vom Dündelbach-Wasserfall bei Diesselbach etwa Kote 800 bis zum Bächlein SW Turnacher, Kote 720–790.

3. Kieselkalk (Hauterivien)

Dunkelgraue bis schwarz-bläuliche kieselige Kalke und Kalkmergelschiefer mit typischer, bräunlicher, bis cm-dicker Verwitterungsrinde.

Der ganze Komplex kann unterteilt werden in

- Kieselkalk s. s. und
- Schiefer der Kieselkalk-Basis, maximale Mächtigkeit 110 m.

Der Kieselkalk zeigt die typische regelmässige Bankung. Die obersten 20 bis 40 m des Kieselkalkes sind etwas dickbankiger und feinspätig. Die Mächtigkeit beträgt ungefähr 300 m. Die untere Grenze ist deutlich, wenn auch meist nicht leicht auffindbar, die obere ist charakterisiert durch die nie fehlenden glaukonitreichen Lagen der Altmannschicht.

Der Kieselkalk bildet zusammen mit den Schiefern der Kieselkalk-Basis den Hang westlich oberhalb des Lungerer Sees beim Dündelbach von 880 bis 1310 m Höhe. Die Schichten biegen zwischen Rüti und Blattis Turren jäh um (enggepresste Synklinale; Abknicken der allgemeinen Streichrichtung in den Querriegel von Kaiserstuhl). Weiter nordöstlich findet man Kieselkalk unterhalb Blattis Turren am Hang von ungefähr Kote 900 bis zum See hinunter. In der Gegend von Bürglen verschwindet das Anstehende schliesslich unter dem Glazialschutt des Aaregletschers.

4. Altmannschicht (Barrémien)

An der Grenze zwischen Kieselkalk und Drusbergsschichten stehen in der Regel mehr oder weniger glaukonitreiche Niveaux an. Gut entwickelt sind diese am Dündelbach, bei der obersten Haarnadelkurve des Fahrsträssleins Diesselbach-Dündel: Rotbraun verwitternde, belemnitenführende, kalkige Mergelschiefer mit kantengerundeten bis schwach gerundeten Glaukonitkörnern mit einem maximalen Durchmesser von 0,25 bis 0,5 mm. Die Mächtigkeit dieser Schicht beträgt einige Dezimeter.

Man findet einen schon deutlich erkennbaren Glaukonitgehalt ungefähr 10 bis 20 m unter dieser Lage im obersten feinspätigen Kieselkalk. Die mit raschem Übergang aus dem Glaukonithorizont hervorgehenden Drusbergsschichten führen keinen Glaukonit mehr.

Diese fossilführende Glaukonitschicht wurde sonst nur noch im Ägertenwald (ca. Koord. 653.910/183.775) gefunden. Es ist schwer zu entscheiden, ob sie durchgehend ausgebildet ist. Im ganzen Gebiet sind jedoch die glaukonitreichen feinspätigen Niveaux von ungefähr 10–20 m Mächtigkeit zwischen Kieselkalk und Drusbergsschichten kartographisch ausscheidbar. Darin fanden sich am Fusspfad von Geissweg (Bürglen) nach Schneit–Vogelsberg (Kote 850–860) einige unbestimmbare Lamellibranchier oder Brachiopoden.

5. Drusbergsschichten bis Obere Orbitolinaschichten (Barrémien–Aptien)

Da der Schrattenkalk im Untersuchungsgebiet weitgehend vermergelt und in Drusbergsschichten-Facies vorliegt, ist die in etwas nördlicheren Bereichen der Drusberg-Decke erkennbare Gliederung in Unteren Schrattenkalk, Untere Orbitolinaschichten, Oberen Schrattenkalk und Obere Orbitolinaschichten nicht durchführbar. Die Mächtigkeit des ganzen Komplexes wird kontrolliert durch die Wangtransgression: Die Schichten messen maximal ungefähr 220 m bei Vogelsberg–Enenflue, nehmen sprunghaft ab bei der enggepressten Mulde unterhalb Feldmoos auf etwa 100 m und sind bei Obstollen–Dündelbach noch schätzungsweise 80–90 m mächtig.

Vorkommen der Drusberg- bis Obere Orbitolinaschichten: Ausgehend vom Dündelbach zwischen Kote 1300–1360, steigen sie an auf Kote 1400–1500 östlich unterhalb Sädel. ESE Feldmoos (Madegg bis unterhalb Juch) sind sie tektonisch gestört und füllen eine Mulde aus. Von Blattis Turren bis Bürglen bauen sie den Hauptteil des linken Lungerer Seehanges auf und unterlagern Kaiserstuhl und die Kehren der Brünigstrasse bei Stüelti.

Die Drusbergsschichten bestehen aus einer gutgebankten Wechsellagerung von grauen, dichten bis feinspätigen, mergeligen Kalken und kalkigen Mergelschiefern. Sie sind unmittelbar über den Altmannschichten dunkler, kieselkalkähnlicher. Sie sind leicht von den Altmannschichten durch das Fehlen von Glaukonit, vom Kieselkalk durch die Abwesenheit der typischen Verwitterungskruste zu unterscheiden.

Schrattenkalk tritt nur in der Gegend von Enenflue orographisch etwas hervor; es sind massige bis grobgebankte, hellgrau bis bräunliche, spätige Kalke, die bis 30 m mächtig werden können. Sie führen an einzelnen Stellen Silexlagen.

Den Unteren Orbitolinaschichten entsprechen wahrscheinlich die orbitolinidenreichen Kalke, die 300–350 m SSE Pt. 1492 (Feldmoos) am Fusspfad in einer Heuwiese, unmittelbar unter der Basis der Wangtransgression und etwa 100 m über den Altmannschichten anstehen. Mit diesen «Orbitolinaschichten» assoziiert sind grau-braune Mergelschiefer und ein grauer mergeliger Kalk mit viel Spongiennadeln.

Als Äquivalent der Oberen Orbitolinaschichten trifft man dort, wo das «Gault» von der Wangtransgression verschont geblieben ist, eine gutgebankte Serie von dunklem, grau-braunem bis grau-bläulichem, feinspätigem Kalk von etwa 20 m Mächtigkeit unmittelbar unter den Luitereschichten (oberhalb Wandelen und bei Alp Emmeti bis Tobelwald).

«GAULT»

6. Luitereschichten (Aptien)

Diese sind nur im nördlichen Teil von Falte III vorhanden: Weiche dunkelgraue bis rauchschwarze, kalkige, z. T. etwas sandige Mergelschiefer zwischen den Oberen Orbitolinaschichten und der Echinodermenbreccie in einer Mächtigkeit von etwa 10–20 m. Die Mächtigkeit kann fast auf das Doppelte anschwellen, wo die Echinodermenbreccie und die Grünsandgesteine vermergeln (oberhalb Wandelen, vgl. unten).

An der Basis der Luitereschichten etwa 350 m SSE oberhalb Mittlist Arni (Kote 1780–1790, Koord. 649.930/183.070) findet man eine ungefähr 20 cm dicke Lage von etwas härteren, glaukonitreichen Mergelschiefern mit phosphorisierten Steinkernen von Makrofossilien, die folgende Fossilien lieferten:

Phylloceras sp.

Belemniten

Turbo sp.

Natica sp.

Daneben fanden sich unbestimmbare Lamellibranchier bzw. Brachiopodenfragmente. Es handelt sich wahrscheinlich um den Luitere-Fossilzug.

7. Echinodermenbreccie und Grünsandgesteine (Aptien-Albien)

Über den Luitereschichten folgt mit scharfer Grenze ein orographisch überall als Steilkante hervortretender Komplex bestehend aus 10 bis 15 m grober, heller Echinodermenbreccie (unten) und ungefähr 10 m undifferenzierten Grünsandgesteinen (oben). Die Grenze zwischen den beiden ist verwischt durch einen allmählichen Übergang von der Echinodermenbreccie in die Grünsandgesteine, bedingt durch Zunahme des Glaukonit- und Quarzgehaltes und Abnahme der Korngrösse. Im Dach der Grünsandgesteine folgt stets die Lochwaldschicht mit einer mehr oder weniger deutlichen Schichtgrenze.

Interessant ist am Grat westlich von Stellenen das facielle Auskeilen der Echinodermenbreccie und Grünsandgesteine auf eine Distanz von nur rund 120 m (zwischen Kote 1940 und 1980), offensichtlich unter Mächtigkeitszunahme der Luitereschichten. An der Intersektion dieser Steilkante mit dem Grat oberhalb Biet stehen lediglich noch einige Grünsandlagen in den Luitereschichten unmittelbar unter der Lochwaldschicht an.

Im Osten des Untersuchungsgebietes findet man lediglich bei der Alp Emmeti eine mergelig-schiefrigere Ausbildung des Grünsandes.

Der ganze 20–25 m messende Komplex von Echinodermenbreccie und Grünsandgesteinen ist, wie die Luitereschichten, nur in Falte II und im nördlichen Teil von Falte III feststellbar.

Vorkommen: SE oberhalb Mittlist Arni, SE unterhalb Schintenflue und an der Brünigstrasse SW Chaiserstuel, wo der gesamte Komplex tektonisch etwas reduziert erscheint.

OBERE KREIDE

8. Lochwaldschicht (Oberalbin bis Turonien)

a) Historisches und Einleitung

JACOB & TOBLER (1906) beschreiben eine Ammonitenfauna des mittleren Albin von der Lokalität Lochwald bei Dallenwil im Engelberger Tal. Von ARN. HEIM (1910–1917) und GANZ (1912) wird der Begriff auf die Ostschweiz übertragen. Dort finden sich nach GANZ allerdings jüngere Fossilien in der Lochwaldschicht (oberes Albin). HEIM versucht diese Heterochronie durch Faunenprovinzen zu erklären.

FICHTER (1934) parallelisiert seinen Varicosus-Horizont mit der Lochwaldschicht im Sinne von ARN. HEIM und GANZ und datiert ihn mittels Makrofossilien als oberes Albin. FICHTER stellt fest, dass ausgerechnet an der Lochwald-Typlokalität die Makrofauna aufgearbeitet ist und schlägt vor, den Ausdruck «Lochwaldschicht» durch Varicosus-Horizont zu ersetzen. Auch H. P. SCHAUB (1936) beschreibt weitgehende Aufarbeitungserscheinungen aus seiner «Fossilschicht» (= Lochwaldschicht) des Rawilgebietes. Er datiert sie mittels *Globotruncana apenninica* RENZ als Cénomani. Gestützt wird diese Alterszuweisung durch die Bestimmung der jüngsten aufgearbeiteten Makrofossilien, die ins oberste Albin gehören. BOLLI (1944) bestätigt diese Datierung und betrachtet die seewerkalkähnliche Grundmasse als altersindizierend. Einen weiteren Beweis für diese Einstufung sieht BOLLI im Fund von fraglicher *Globotruncana apenninica* RENZ, die von GANDOLFI (1942) in Material von der Typlokalität Lochwald bestimmt wurde.

Der Ausdruck «Varicosus-Horizont» wird durch die Neudatierung obsolet, der Name Lochwaldschicht somit wieder eingeführt. Nach HERB (1962) ist cenomanes Alter der Lochwaldschicht nur im Südhelvetikum erwiesen. Im Nordhelvetikum, wo die Lochwaldschicht von Knollenschichten (nach HERB oberstes Albin) überlagert wird, sei sie ins Albin zu stellen. HERB postuliert also für die Bildung der Lochwaldschicht eine beträchtliche Heterochronie, die sich vom Oberalbin bis ins Obercénomani, eventuell sogar bis ins Unterturonien erstreckt.

b) Vorkommen und Ausbildung

Wie im übrigen Helvetikum stellt die Lochwaldschicht des Untersuchungsgebietes einen guten Leit-horizont dar. Sie liegt hier (vgl. VONDERSCHMITT, 1923, S. 6) direkt an der Basis des Seewerkalkes. Knollen- (?), Turriliten- und Überturrilitenschichten fehlen.

Ein gutes Profil durch den obersten Grünsand, die Lochwaldschicht und die Basis des Seewerkalkes ist bei Wandelen, 300 m SE Mittlist Arni, aufgeschlossen (Kote 1780, Koord. 650.050/183.220) im liegenden Normalschenkel von Mulde II–III: Von oben nach unten:

- Seewerkalk, darunter folgt mit deutlicher Schichtgrenze
- (3) die oberste, etwa 10 cm dicke Lage der Lochwaldschicht. Darin dominiert glaukonitfreie Seewerkalk-Grundmasse; es sind nur seltene, wenige Millimeter grosse Grünsandbrocken eingeschlossen, die unter Bleichung des Nebengesteins herauswittern.
- (2) Ungefähr 60 cm einer undeutlich gebankten, dicht gepackten konglomeratischen Breccie mit eckigen bis kantengerundeten, wenige Millimeter bis ca. 3 cm im Durchmesser messenden, phosphorisierten Grünsandkomponenten und seltenen Fossilsteinkernen. Die Grundmasse besteht aus einem stark glaukonitischen, dichten, seewerkalkähnlichem Kalk (mit nach oben abnehmendem Glaukonitgehalt), der zuoberst nicht mehr vom eigentlichen Seewerkalk unterschieden werden kann. Die Komponenten nehmen nach oben ebenfalls an Anzahl und Grösse ab.
- (1) Die unterste Lage der Lochwaldschicht (wenige cm mächtig) ist lithologisch fast identisch mit dem vermutlich durch Bohrorganismen angebohrten Grünsand, auf welchem sie mit deutlicher Schichtgrenze liegt. Doch schalten sich einige seewerkalkähnliche Schlieren und kantengerundete bis schwach gerundete dunklere Komponenten von 1–2 cm Durchmesser ein.
- Grünsandgesteine des Albins.

Der lithologische Aspekt der Lochwaldschicht erscheint im ganzen Gebiet recht konstant. Man findet die gleiche Ausbildung wie oben beschrieben bei Schintenfliet–Tobelwald–Chaiserstuel, wo die Mächtigkeit allerdings nur ungefähr 50 cm beträgt.

Leicht zugänglich ist die Lochwaldschicht im Nordschenkel von Falte III, SSW oberhalb Chaiserstuel. Hier durchschneidet die Brünigstrasse die ganze Serie von den Drusbergsschichten bis in die Seewerschiefer (Koord. 656.175/185.525, beim Waldrand in der Nähe einer Gedenktafel). Im nördlich anschliessenden, disharmonisch verfalteten Südschenkel von Mulde II–III, in einer Baugrube eines Motel-Neubaues zeigt ein künstlicher Aufschluss die Lochwaldschicht mit *Inoceramus* cf. *concentricus*, unbestimmbaren Ammoniten und Gastropoden.

Eine etwas abweichende Ausbildung der Lochwaldschicht findet man 250 m SE Pt. 1610 Mittlist Arni, auf 1720 m Höhe: Dort ist die Lochwaldschicht sehr glaukonitisch bis in die obersten Lagen. In der Lochwaldschicht sind einzelne Stückchen von Seewerkalk eingestreut, und seewerkalkartige Grundmasse ist auf Klüftchen von oben eingedrungen.

Ganz spezielle Verhältnisse herrschen am Grat Arnifirst–Mändli, 200 m SW Pt. 2107.8, Kote 2080–2090: Wenig nördlich unterhalb des Fusspfades liegt die Lochwaldschicht mit Belemniten auf grünsandigen Luiterschichten. An der Obergrenze der Lochwaldschicht schalten sich Brocken von hellem, belemnitenführendem Grünsand ein, der lithologisch eine gewisse Ähnlichkeit mit dem Niveau 1 bei Wandelen (siehe oben) aufweist. Als Besonderheit treten hier jedoch in einigen Grünsandkomponenten vereinzelte Ooide und dünne Lagen von oberflächlich ooidisch umkrusteten Komponenten (einschichtige Ooide) auf sowie eine schlierige, möglicherweise auf Kalkalgen zurückzuführende Durchwachsung der seewerkalkähnlichen Grundmasse und eine analoge Verkrustung von einzelnen Komponenten (über das Alter dieser Bildung siehe Kapitel Knollenschichten, S. 13).

c) Mikrofossilien und Alter (siehe auch Tabelle 2 über die Unterteilung der Oberkreide in Biozonen und Stufen)

Dünnschliffe aus den oben angeführten drei Niveaux des Profils von Wandelen wurden mit denjenigen aus den Profilen von Gubbio, Valle della Contessa und der Breggia verglichen (vgl. auch S. 6: Mikropaläontologische und mikrofazielle Methoden). Es liessen sich anhand der Globotruncanenfaunen folgende Korrelationen durchführen:

Niveau 1 der Lochwaldschicht der Giswiler Klippen-Region entspricht den Horizonten 6–7 des Gubbio-Profiles (RENZ, 1936), das heisst ungefähr G-112 (LUTERBACHER & PREMOLI SILVA, 1962), V-18 im Profil von Valle della Contessa (LUTERBACHER & PREMOLI SILVA, im Druck) und den Schichten 32–36 des Breggia-Profiles (GANDOLFI, 1942), also ungefähr dem Grenzbereich *Rotalipora ticinensis*–/*Rotalipora apenninica*-Zone (oberes Albien bis unteres Cénomaniens).

Niveau 2 (vgl. Tafel I, Abb. 1) entspricht dem Horizont 9 des Profils von Gubbio (RENZ, 1936), G-109 (LUTERBACHER & PREMOLI SILVA, 1962), V-41 bis V-42 im Profil von Valle della Contessa (LUTERBACHER & PREMOLI SILVA, im Druck) und den Schichten 59–62 des Breggia-Profiles (GANDOLFI, 1942) und ist somit ins Cénomaniens–Turonien zu stellen.

Niveau 3 (vgl. Tafel I, Abb. 2) entspricht dem Horizont 12 des Profils von Gubbio (RENZ, 1936), G-143 und im Profil von Valle della Contessa V-43 (LUTERBACHER & PREMOLI SILVA, im Druck). Dieses Niveau entspricht ziemlich gut der Zone mit *Globotruncana helvetica*, ist allenfalls wenig älter und somit ins Turonien zu stellen.

d) Vergleich mit der Typlokalität Lochwald und dem Varicosushorizont von FICHTER (1934)

Die Mikrofauna von Handstücken der Lokalität Lochwald bei Dallenwil im Engelbergertal (Coll. TOBLER, dep. am Geologisch-paläontologischen Institut der Universität Basel) und des Varicosushorizontes von FICHTER entspricht den Niveaux 6–7 des Gubbio-Profiles (RENZ, 1936), G-112 (LUTERBACHER & PREMOLI SILVA, 1962) und im Profil von Valle della Contessa Schicht V-18 (LUTERBACHER & PREMOLI SILVA, im Druck).

Diese Mikrofauna kann also mit Niveau 1 der Lochwaldschicht des Untersuchungsgebietes verglichen werden, was durch direkte Vergleiche ohne weiteres bestätigt werden kann. Dazu konnte in einem anpolierten Handstück von Lochwald bestimmt werden:

Planomalina buxtorfi (GANDOLFI)

Rotalipora cf. *apenninica apenninica* (RENZ), vgl. LUTERBACHER & PREMOLI SILVA, 1962.

Die Verbreitung von *Planomalina buxtorfi* im Breggia-Profil erstreckt sich von Niveau 30 bis 37 (vgl. GANDOLFI, 1942; Strat. Tabelle).

Die angeführten Bestimmungen decken sich mit den Angaben von GANDOLFI (1942, S. 146–147), der eine *Planomalina*, die der *Planomalina buxtorfi* sehr nahe steht, aus der Fossilschicht von H. P. SCHAUB im Rawilgebiet (= Lochwaldschicht) und eine einkielige *Globotruncana* (*ticinensis* oder *apenninica*?) von der Typlokalität erwähnt.

Lochwaldschicht der Typlokalität, Varicosushorizont FICHTER, Fossilschicht SCHAUB und Niveau 1 der Lochwaldschicht in der Giswiler Klippen-Region sind somit gleich alt. Nach dem heutigen Stand der Kenntnisse sind die an diesen Stellen gefundenen Mikrofaunen ins obere Albien bis untere Cénomani zu stellen.

9. Knollenschichten (?)

Nach VONDERSCHMITT (1923) fehlen die Knollenschichten in der Region der Giswiler Klippen. STAEGER (1949) beschreibt sie jedoch vom Dundeltal in der südlich des Untersuchungsgebietes gelegenen Wilerhorn-gegend. Nur am Grat Arnifirst-Mändli, etwa 200 m SW Pt. 2107.8 auf 2080–2090 m Höhe, kommen zwischen der Lochwaldschicht und dem Seewerkalk vereinzelte Grünsandbrocken vor, die eventuell als Relikte der Knollenschichten betrachtet werden können (vgl. S. 12).

Dieser Grünsand ist ziemlich quarzreich und glaukonitisch und enthält infolgedessen nur eine spärliche Mikrofauna mit Rotaliporen und einigen primitiven zweikieligen Globotruncanen.

Eine exakte Datierung ist ausgeschlossen, doch lassen sich die wenigen erkennbaren Formen immerhin am besten mit denjenigen in den Knollenschichten der Sammlung FICHTER vergleichen.

Nach Bestimmungen von Herrn Prof. Reichel tritt *Rotalipora ticinensis* in diesen Knollenschichten häufig auf, daneben lassen sich aber auch Rotaliporen jüngeren Alters (Formen der *cushmani-turonica*-Gruppe) feststellen, Formen, die in Schicht 9 des Gubbio-Profiles (RENZ, 1936), G-109 (LUTERBACHER & PREMOLI SILVA, 1962) und V-42 im Profil von Valle della Contessa (LUTERBACHER & PREMOLI SILVA, im Druck) enthalten sind. Es handelt sich also um eindeutige Aufarbeitungserscheinungen, ohne dass sich jedoch die Foraminiferen verschiedenen Alters durch ihren Erhaltungszustand unterscheiden lassen. Soweit überhaupt mit den heutigen Methoden bestimmbar, sind somit die Knollenschichten von FICHTER als ungefähr gleich alt wie die Grünsandbrocken im Dache unserer Lochwaldschicht zu betrachten.

10. Seewerschichten (Turonien-Coniacien)

a) Historisches und Einleitung

Die Seewerschichten lassen sich meistens in Seewerkalk (unten) und Seewerschiefer (oben) einteilen (vgl. BOLLI, 1944, S. 310). VONDERSCHMITT (1923) stellt den Seewerkalk ins Cénomani bis Turonien, die Seewerschiefer ins Sénonien.

Nach BOLLI (1944) entspricht der untere Seewerkalk dem Obereénomani (*Globotruncana apenninica*, *Globotruncana stephani*, *Globotruncana alpina*, *Globotruncana renzi*), der unterste rote Seewerkalk dem Übergang Cénomani–Turonien (vorwiegend *Globotruncana helvetica*) und der obere Seewerkalk und die Seewerschiefer dem Turonien–Coniacien (Globotruncanen der *lapparenti*-Gruppe).

HERB (1962) gliedert die Seewerschichten in Biozonen: Der untere Seewerkalk fällt in die *Rotalipora cushmani*-Zone, der rote Seewerkalk in die *Globotruncana helvetica*-Zone, der obere Seewerkalk und die Seewerschiefer in die *Globotruncana schneegansi*- und *Globotruncana concavata concavata*-Zone. Einzig der rote Seewerkalk wird damit etwas anders datiert: Die Zone mit vorwiegend *Globotruncana helvetica* stellt HERB mit KLAUS (1959, 1960a) e. a. ganz ins Turonien.

b) Vorkommen und Ausbildung

Die Seewerschichten sind nur in den nördlichen Teilen der Drusberg-Decke erhalten geblieben. Südlich einer Linie Höch Gumme–Dundelegg–Buechholz sind sie von der Wangtransgression abgeschnitten.

Am schönsten aufgeschlossen sind sie westlich des Fusspfades, der von Mittlist Arni nach Wandelen führt. Dort stehen im Verkehrtchenkel von Mulde II–III etwa 20–30 m Seewerschiefer und 10–15 m Seewerkalk an. Der Seewerkalk bildet ein kleines Steilwändchen, das in westlicher Richtung, ausgehend vom Oberende des Zickzackwegleins, sich gegen den Grat hinaufzieht. Die hangenden weicheren Seewerschiefer füllen den stark überschütteten Muldenkern.

Stratigraphisch von unten nach oben findet man ungefähr 6 m dünngebankten, roten, dichten, unregelmässig fein laminierten, von zahlreichen Styolithen durchsetzten und von Globotruncanen erfüllten pelagischen Kalk. Darüber folgen mit allmählichem Übergang etwa 5 bis 6 m einer etwas weniger fossilreichen hellgrauen, schwach bräunlichen, teilweise flaserig-knolligen Varietät desselben pelagischen Kalkes und schliesslich – ungefähr 20 m aufgeschlossen – äusserst feingeschieferter, gelblich-ockerfarbenen anwitternde, hellgraue, stellenweise etwas grünliche kalkige Mergel (gut schlämmbar). An Stellen, wo die Seewerschiefer starken tektonischen Bewegungen ausgesetzt worden sind, erscheinen sie dunkler und härter. Das stratigraphisch höchste Niveau des beschriebenen Aufschlusses steht auf Kote 1860, etwa 200 m nördlich von Pt. 1934 (Wandelen) an.

Im oberen Teil des erwähnten Steilwändchens treten an einer kleinen Überschiebung noch einmal stark ausgequetschte Seewerschiefer und einige Meter hellgrauer Seewerkalk zutage.

Der unterste Teil des Seewerkalkes ist aufgeschlossen ungefähr 300 m SE Mittlist Arni (Kote 1780, Koord. 650.050/183.220): Hellgrauer, dichter, pelagischer Kalk, ununterscheidbar von der beschriebenen grauen Varietät. Er liegt hier direkt der Lochwaldschicht auf (vgl. S. 11).

Weitere ausgedehnte Vorkommen von Seewerschichten finden sich erst wieder im Osten des Untersuchungsgebietes auf Falte III im Tobelwald. Sie bilden das Hangende des «Gault», das die bei Chaiserstuel von der Brünigstrasse her gut sichtbare Felswand aufbaut. Der Seewerkalk ist von hier aus in SW-Richtung verfolgbare bis 425 m SSE Pt. 1074 Schintenfliue, wo er auf 1060–1070 m Höhe von der Wangtransgression abgeschnitten wird. Die Seewerschiefer verschwinden etwas SE des Wegleins, das von Alp Emmeti nach Schintenfliue führt, in einer Richtung etwa 250 m westlich Pt. 967 (Alp Emmeti). Östlich von Pt. 1106 sind sie wahrscheinlich schon von der Wangtransgression abgeschnitten. Geringere isolierte, von der Wangtransgression verschonte Vorkommen von Seewerkalk liegen 20–30 m auf 1480 m Höhe und 150–200 m südlich von Pt. 1492 Feldmoos auf 1470–1490 m Höhe am Weglein und in einem bewaldeten Steilhang.

Der höchsten tektonischen Einheit (Falte IV) gehören die Seewerkalke der Mändli-Unterlage und der Dundelegg an. An der Dundelegg kommen unter dem Seewerkalk noch etwas Seewerschiefer zum Vorschein.

c) Mikrofauna und Alter

Die Mikrofauna des Seewerkalkes wurde in Dünnschliffen untersucht, die Faunen der Seewerschiefer konnten isoliert werden.

Der unterste Seewerkalk unmittelbar über der Lochwaldschicht entspricht den Niveaux 15–16 des Gubbio-Profiles (RENZ, 1936), also G-139 bis G-138 bzw. V-44 im Profil von Valle della Contessa (LUTERBACHER & PREMOLI SILVA, im Druck). Er enthält grosse zweikielige Globotruncanen (maximaler Durchmesser 0,7 mm) und wenige Formen, die *Globotruncana helvetica* nahe stehen (vgl. Tafel I, Abb. 3).

Die Niveaux im Profil bei Wandelen (rote und graue Varietät) sind etwas jünger (vgl. Tafel I, Abb. 4). Das zeitliche Äquivalent konnte in den Proben von Gubbio nicht gefunden werden. Im Profil von Valle della Contessa wäre es etwa 40 bis 65 m über den Horizonten, die dem untersten Seewerkalk entsprechen, zu suchen (V-52 bis V-53; LUTERBACHER & PREMOLI SILVA, im Druck).

Vor allem der unterste Teil des roten Seewerkalkes ist sehr reich an Globotruncanen:

Globotruncana bulloides VÖGLER

Globotruncana coronata BOLLI

Globotruncana tricarinata (QUÉREAU)

Die Korrelation der untersuchten Faunen mit denjenigen von Gubbio und Valle della Contessa und mit den Angaben von BOLLI (1944) und HERB (1962) ergibt für den gesamten Seewerkalk des Untersuchungsgebietes Turonien-Coniacien-Alter. Er entspricht demnach nur dem «Oberen Seewerkalk» im Sinne von BOLLI. BENTZ (1948, S. 16–22) kam für den Südteil der Drusberg-Decke des Sarnersee-Gebietes auf das gleiche Ergebnis.

Die Seewerschiefer liefern vielfach reiche, wenn auch selten wirklich gut erhaltene Foraminiferenfaunen (Plankton und Benthos)¹⁾. Aus einer Probe vom Profil unterhalb Wandelen konnte bestimmt werden:

Neoflabellina sp.
Stensiöina praeexculpta (KELLER)
Stensiöina exculpta gracilis BROTZEN
Globotruncana bulloides VÖGLER
Globotruncana coronata BOLLI
Globotruncana concavata concavata (BROTZEN)
Globotruncana concavata carinata DALBIEZ
Globotruncana fornicata PLUMMER
Globotruncana lapparenti BROTZEN
Globotruncana tricarinata (QUEREAU)

Diese Fauna entspricht derjenigen, die HERB (1962, S. 33–34) aus den Seewerschiefern der Amdener Mulde angibt und die dank dem freundlichen Entgegenkommen von Dr. Herb eingesehen werden konnte. Altersmässig entspricht sie nach diesem Autor etwa dem Grenzbereich Coniacien-Santonien.

11. Amdenerschichten? (Santonien)

Bis jetzt wurde angenommen, dass die Amdenerschichten im Untersuchungsgebiet fehlen. Die Wangschichten liegen in der Regel direkt auf Seewerschichten. Im Feld ist jedenfalls keine selbständige Formation über den Seewerschichten abtrennbar.

Etwa 250 m SSW von Pt. 1912 Stellenen, am Fuss der aus unteren Wangschichten bestehenden Felswand, welche die Alpweiden von Fontanen gegen Westen begrenzt, auf Kote 1920–1930 ungefähr 3 m unter der Basis der Wangschichten (vgl. auch Kapitel Wangschichten, S. 17) stehen Mergelschiefer an. Daraus konnten isoliert und bestimmt werden:

Globotruncana concavata carinata DALBIEZ
Globotruncana coronata BOLLI

Das alleinige Auftreten von *Globotruncana concavata carinata* lässt auf Santonien-Alter schliessen (vgl. HERB, 1962, S. 39). Diese Mergelschiefer dürften somit altersmässig den Amdenerschichten entsprechen.

Lithologisch besteht nur ein kleiner Unterschied zu den Seewerschiefern: Die «Amdenerschichten» sind etwas härter und kalkiger, im frischen Bruch etwas dunkler getönt, mit zahlreichen dunkeln Flecken und Striemen. Auch in der Anwitterungsfarbe gleichen sie sehr den Seewerschiefern.

Es handelt sich wohl nur um eine dünne, von der Wangtransgression verschonte Lage.

12. Wangschichten (Campanien-Maestrichtien)

a) Historisches und Einleitung

In Analogie mit ARBENZ (1912: Fronalpstock) findet VONDERSCHMITT (1923) im südlichen Teil der Giswiler Klippen-Gegend an der Basis der Wangschichten typische Transgressionserscheinungen in Form von Basalbreccien und Konglomeraten, mit bis faustgrossen Geröllen von Seewerkalk, wenig «Gault»-

¹⁾ Die sehr häufigen Nannofossilien erwiesen sich als derart weitgehend umkristallisiert, dass kaum noch die Umrisse wahrnehmbar sind.

Grünsand und Echinodermenbreccie. Die Transgressionsfläche schneidet nach den aufgeführten Autoren von Norden nach Süden auf immer ältere Schichtglieder hinunter.

ZIMMERMANN (1936), einem regionalen Bearbeiter der Wangschichten, gelingt es, dieselben auf Grund von Funden von Ammoniten, *Globotruncana stuarti* und *Amphistegina fleuriausi* als oberes Campanien bis Maestrichtien zu datieren. Im Süden der Drusberg-Decke glaubt dieser Autor einen Faciesübergang von den Wangschichten in den Wildflysch gefunden zu haben.

BOLLI (1944) stellt den unteren Teil im Norden der Drusberg-Decke mit ausschliesslich Globotruncanen der *lapparenti*-Gruppe und das Basalkonglomerat im Süden der Drusberg-Decke ins obere Campanien, die höheren, also den Hauptteil der Wangschichten ins untere und mittlere Maestrichtien.

STAEGGER (1944) betrachtet die Wangschichten als Transgressionsbildungen eines von SE nach NW vorrückenden Meeres. Er beschreibt Basalbreccien und -konglomerate sowie grössere, in die unteren Wangschichten eingesedimentierte Schichtpakete der Unterlage (Brisibreccie bis obere Amdenerschichten). In Komponenten der Basalbildungen kann dieser Autor Gesteine aus der ganzen helvetischen Schichtfolge von Kieselkalk bis Amdenerschichten nachweisen.

HERB (1962) findet im Gebiet der Amdener Mulde nur ganz lokal kretazische Wangschichten. Die Hauptmasse der Wangschichten enthält in jenem Gebiet tertiäre Globigerinen und Globorotalien. Die für die Wangschichten charakteristische agglutinierende Foraminifere *Lituola* sp. aff. *grandis* (REUSS) wird damit zum erstenmal aus dem Tertiär angeführt.

b) Vorkommen und Ausbildung

Die Wangschichten sind dunkelgraue bis schwarze, bituminöse Kieselkalke und Kieselkalkschiefer. Vielfach in Wechsellagerung, mit Bänken von 10 bis 40 cm Dicke, oder schiefrig ausgebildet. Rein kalkige Partien sind eher selten. Die Kieselkalke sind feinkörnig und dicht und weisen eine grosse Ähnlichkeit mit dem Hauterivien-Kieselkalk auf, von dem sie sich aber in der Regel unterscheiden durch bituminösen Geruch beim Anschlagen und eine dünnere, hellgraue bis schwach gelbliche Verwitterungsrinde.

Die Wangschichten erreichen eine Mächtigkeit von rund 180 m. Sie bauen als das am weitesten verbreitete Sediment einen grossen Teil der im Giswiler Klippen-Gebiet gelegenen Alpen und der dazugehörenden Wälder auf (Fontanen, Fluonalp, Feldmoos, Gerischwendi, Riebenwald, Emmetiwald und Schintenfliue).

Basalbreccien sind im Untersuchungsgebiet nur geringmächtig ausgebildet und keilen gegen Norden rasch aus. Als Komponenten treten fast ausschliesslich Seewerkalkbrocken von einigen cm Durchmesser auf.

Die Auflagerung der Wangschichten kann nur in Falte III lückenlos beobachtet werden: Im Norden der Drusberg-Decke, am Westabsturz von Stellenen und im Tobelwald liegen die Wangschichten auf Seewerkschiefer (Amdenerschichten fehlen bis auf einen kleinen, fraglichen Rest; siehe oben). Gegen Süden greifen sie dann sukzessive immer tiefer; südlich von Pt. 1106 bei Schintenfliue auf Seewerkalk und «Gault» und ganz in der Nähe auf (?) Obere Orbitolinaschichten, 300–350 m S Feldmoos wahrscheinlich auf Untere Orbitolinaschichten (vgl. S. 10) und in der Gegend von Obstollen–Dunkelbach wahrscheinlich auf Unteren Schrattenkalk oder Drusbergschichten. Am Wilerhorn greifen die Wangschichten nach STAEGGER (1944) bis auf den Hauterivien-Kieselkalk hinunter.

Ein schönes Profil ist in der senkrecht stehenden Stirn von Falte II im Chruterenbach aufgeschlossen (vgl. Fig. 3).

Der Chruterenbach folgt unterhalb eines Wasserfalles auf 1480 m Höhe einige hundert Meter dem allgemeinen Streichen und hat sich ungefähr an der Grenze Wangschichten-Globigerinenschiefer tief eingeschnitten.

Auf der Bach-Südseite finden sich durchgehend aufgeschlossen 55 m der obersten Wangschichten, bestehend aus einer Wechsellagerung von harten, splitterig-muschelig brechenden, bituminösen, kieseligen Mergelkalcken mit weicheren, tonigschiefrigen Lagen. Von den hangenden obereocaenen Globigerinenschiefern sind diese obersten Wangschichten durch einen 10–15 cm dicken Glaukonithorizont getrennt (vgl. Kapitel Globigerinenschiefer, S. 24).

Das Dünnschliffbild der Wangkalke zeigt eine dichte Grundmasse mit Spongiennadeln, die das Gestein mehr oder weniger aufbauen, Radiolarien, Globotruncanen, Rugoglobigerinen und benthonische Foramini-

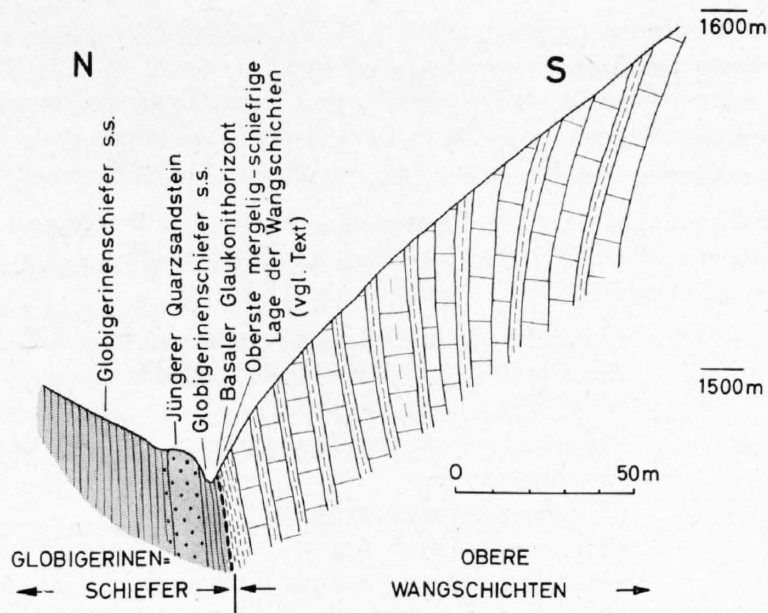


Fig. 3: Profil durch die oberen Wangschichten und die unteren Globigerinenschiefer im Chrutererbach.

feren, wenig Glaukonit und kantengerundet Quarzsplitter der Siltfraktion. Gegen oben im Profil wird der detritische Anteil feinkörniger und gleichmässiger: Die Spongiennadeln sind teilweise fast unkenntlich klein, die Grundmasse ist völlig rekristallisiert und enthält wenig idiomorphe Dolomitrhomboëderchen, die dichte Grundmasse tritt zurück und das Gestein ist in zunehmendem Masse von einem feinen Netz von Tonhäutchen durchzogen.

Die Wang-Mergelschiefer enthalten fast durchwegs reiche Faunen von kretazischen, planktonischen und benthonischen Foraminiferen. Eine auffällig dicke Mergelschieferlage, die bis 2 m mächtig werden kann, findet sich unmittelbar unter dem erwähnten basalen Glaukonithorizont der Globigerinenschiefer. Diese Mergelschiefer nehmen nach oben immer mehr das Aussehen von Globigerinenschiefern an. Unter- und oberhalb des Glaukonithorizontes kann man gelegentlich kleinräumige Rutscherscheinungen («Slumping») im Dezimeter- bis Meterbereich beobachten. Unterhalb des Glaukonithorizontes sind die harten Wangbänke auseinandergezogen und teilweise in einzelne stromlinienförmige Körper zerrissen. In der weichen Grundmasse findet man in diesen Fällen eine Mischfauna von Obereocae und oberster Kreide. Über dem Glaukonithorizont sind häufig aufgearbeitete, brotlaibförmige Wangbrocken eingebettet.

Es sei vorausgeschickt, dass nur in dieser allerobersten Mergelschieferlage der Wangschichten neben kretazischen Faunen wenige tertiäre Globigerinen gefunden wurden, dass demnach die Wangschichten kretazischen Alters sind und die Vermischung von jüngeren und älteren Faunen sich zwanglos erklären lässt als Resultat von gravitativem Eindringen von jüngerem Sediment in die nur zuallererst gelockerten Wangschichten.

c) Mikrofauna und Alter

- 1) Basalbreccie: Es konnte nur eine Probe von Grundmasse im Dündelbach in 1370 m Höhe am Fusse eines kleinen Wasserfalles gewonnen werden. Die Probe erwies sich als steril.
- 2) Unterer Teil der Wangschichten: Diese sind aufgeschlossen etwa 3 m über den fraglichen, auf S.15 beschriebenen Amdenerschichten 250 m SSW von Pt.1912, auf 1920–1930 m Höhe im Normal-schenkel von Falte III, der hier auf Mulde II–III überschoben ist. Aus den dunkeln, harten Kieselkalk-schiefern konnten isoliert und bestimmt werden:

Globotruncana arca (CUSHMAN)
Globotruncana contusa contusa (CUSHMAN)
Globotruncana contusa scutilla GANDOLFI

Globotruncana sp. in HERM (1962; S. 85, Taf. 4, Fig. 6)

Formen der *Globotruncana fornicata*-Gruppe

Übergangsformen von *Globotruncana fornicata* zu *Globotruncana contusa*

Einkielige Formen der *Globotruncana stuarti-rosetta*-Gruppe

Nach HERM (1962) entspricht diese Fauna dem obersten Campanien oder unteren Maestrichtien.

- 3) Obere Wangschichten: Die schönsten Faunen stammen aus dem Profil im Chruterenbach, wovon der auf S. 17 beschriebene oberste Mergelschiefer-Horizont die reichhaltigsten Vergesellschaftungen mit dem besten Erhaltungszustand lieferte (vgl. Tafel V, Abb. 1a–b):

Navarella joaquinii CIRY & RAT, selten

Neoflabellina cf. *numismalis* (WEDEKIND)

Neoflabellina reticulata (REUSS)

Bolivinoides draco draco (MARSSON)

Allomorphina sp.

Globotruncana arca (CUSHMAN)

Globotruncana conica WHITE

Globotruncana contusa contusa (CUSHMAN)

Globotruncana contusa galeoidis HERM

Globotruncana gagnebini TILEV

Globotruncana mayaroensis BOLLI

Globotruncana rosetta rosetta (CARSEY)

Globotruncana stuarti (DE LAPPARENT)

Pseudotextularia sp.

Gublerina sp.

Racemigümbelina fructicosa (EGGER)

In einer anderen Probe, die aus demselben Horizont stammt, konnte

Bolivinoides draco dorreeni (FINLAY)

bestimmt werden. Ganz in der Nähe fand sich auch ein unvollständiger Abdruck eines Ammoniten.

Je höher man sich in dem allerobersten mergelig-schiefrigen Horizont der Wangschichten der basalen Glaukonitschicht der Globigerinenschiefer nähert, um so mehr sind, wie schon diskutiert, obereocaene Globigerinenfaunen beigemischt, ohne dass es sich dabei um sedimentäre Aufarbeitungserscheinungen handeln kann.

Altersmässig beginnen die Wangschichten somit wahrscheinlich im obersten Campanien und reichen bis ins obere Maestrichtien. Im Gebiet der Giswiler Klippen konnten, im Gegensatz zur Amdener Mulde (HERB, 1962), keine tertiären Wangschichten im Schichtverband nachgewiesen werden. In Konglomeraten an der Basis der Nummulitenschichten treten allerdings hie und da tertiäre, Globigerinen führende Komponenten in Wangfacies auf (z. B. in dem Vorkommen, das aufgearbeitet in den Globigerinenschiefern liegt, im Bächlein westlich von Fontanen, vgl. S. 26).

ALTERTERTIÄR

VONDERSCHMITT (1923, S. 7–10) stellt die auf die Wangschichten transgredierenden Sandsteine, Nummuliten-Lithothamnienkalke und Grünsande ins Lutétien, die hangenden globigerinenführenden «Stadschiefer» datiert er in ihrem oberen Teil dank Funden von «Wängenkalk» mit *Heterostegina helvetica* KAUFMANN als Obereocaen (Priabonien).

Die neueren Untersuchungen haben nun ergeben, dass zwei verschiedenen alte Quarzsandsteine vorhanden sind. Der ältere liegt direkt den Wangschichten auf und ist durch seitliche Übergänge mit den Nummulitenschichten verbunden, wie das schon von VONDERSCHMITT beschrieben worden ist. Der jüngere ist im unteren Teil der Globigerinenschiefer eingelagert.

Ausserdem kann gezeigt werden, dass im Norden des Untersuchungsgebietes die Nummulitenschichten fehlen, dass demzufolge die Globigerinenschiefer dort direkt den Wangschichten aufliegen, und weiterhin, dass die Globigerinenschiefer nach oben in Wildflysch übergehen.

Für die Beschreibung des Alttertiärs wird deshalb von folgender stratigraphischer Einteilung ausgegangen:

Von oben nach unten:

- Wildflysch mit Sandsteinen und Leimernschichten
- Globigerinenschiefer s.l. mit Einlagerungen von:
 - Lithothamnienkalken und -breccien («Wängenkalk») und damit assoziierten Sandsteinen
 - Discocyclinen-Nummulitenkalken, vermutlich aufgearbeitet
 - jüngerem Quarzsandstein
- An der Basis: Glaukonithorizont (nur im nördlichen Teil der Drusberg-Decke; auf Wangschichten auflagernd)
- Nummulitenschichten und älterer Quarzsandstein (nur im südlichen Teil der Drusberg-Decke)

13. Nummulitenschichten und älterer Quarzsandstein (Untereocaen)

a) Vorkommen und Ausbildung

Es handelt sich durchwegs um Linsen von Quarzsandstein und neritischen, lithologisch stark wechselnden, meist biogenen Kalken mit Grossforaminiferen, Lithothamnien und Bryozoen sowie um Kalkbreccien, die stark glaukonitisch werden können.

Die immer einzeln auftretenden Vorkommen weisen eine stark wechselnde Mächtigkeit von maximal etwa 20 bis 30 m auf.

Es ist unmöglich, ein Normalprofil anzugeben oder irgendwelche sedimentologische Beobachtungen anzustellen, da Leithorizonte fehlen und zudem die Aufschlüsse viel zu stark mit Kalksinter überzogen und von Flechten verkrustet sind.

Die Einzelbeschreibungen werden folgendermassen gruppiert:

- Vorkommen in beobachtbarem stratigraphischem Verband mit der Unterlage (transgressiv auf Wangschichten)
- Vorkommen mit Übergängen in älteren Quarzsandstein (meist transgressiv auf Wangschichten)
- Versackte und verrutschte Massen

Auf den geologischen Skizzen, Fig. 5 und 6, ist der Grossteil der zu besprechenden Aufschlüsse dargestellt.

Vorkommen in beobachtbarem stratigraphischem Verband mit der Unterlage (transgressiv auf Wangschichten)

Das schönste und grösste Vorkommen befindet sich NE von Unter Fluonalp: Ein an die 250 m langer und ungefähr 30 m hoher Kalkklotz baut die Holzflue auf. Am Ostrand der Oberkante der Holzflue, in etwa 1500 m Höhe, ist der Kontakt zu den liegenden Wangschichten aufgeschlossen. Glaukonithaltiger, etwas konglomeratischer Lithothamnienkalk liegt direkt auf Wangschichten. In diesen Basalbildungen beobachtet man einzelne Brocken von aufgearbeiteten Wangschichten mit typischer Wangfauna (ein- und zweikielige Globotruncanen, Heteroheliceiden und andere benthonische Formen). Die aufgearbeiteten Wangschichten ähneln etwas den Globigerinenschiefern. Es sind schwach glaukonitführende, bräunlich verwitternde Mergelschiefer.

An der Oberkante, einige Meter westlich der Stelle, wo die Geländerippe von E-W-Streichen abknickt zu ENE-WSW-Streichen, steht ein hellgrauer, etwas konglomeratischer Lithothamnienkalk mit wenigen

zerbrochenen Nummuliten, Discocyclinen und Bryozoen an. Die Lithothamnien sind grossenteils unbeschädigt, hie und da noch in Wachstumsstellung. Die Grundmasse ist organoklastisch bis kalzitisch-kristallin.

Ungefähr 70 m weiter westlich, ebenfalls an der Oberkante der Holzflue, findet sich ein reiner Lithothamnienkalk mit vielen Nummuliten, wenigen Discocyclinen, Asterocyclinen, Assilinen, Bryozoen und Echinodermenfragmenten. Der Glaukonit tritt stark zurück, die Körner sind klein, kantengerundet bis schwach gerundet. Vereinzelt sind Nester mit organischem Detritus und Quarzkörnern eingestreut.

Fast am Westende der Holzflue sind sandige Kalke mit unregelmässig eingelagerten Nestern, voll von Alveolinen, daneben Assilinen, Nummuliten, Discocyclinen und vielen Milioliden, aufgeschlossen.

Etwas westlich der Holzflue steht die Fortsetzung der oben beschriebenen Rippe in einer Alpweide auf ungefähr 1530 m Höhe an. Sie besteht aus einer groben Echinodermenbreccie und Konglomeraten mit lithothamnienverkrusteten Komponenten. Das dunkelgraue bis schwarze, bituminöse Konglomerat führt helle, dolomitische Komponenten von bis zu 1,5 cm Durchmesser und dolomitischen Lithothamnienkalk mit Discocyclintrümmern und Bryozoen. Die Grundmasse besteht aus gerollten Lithothamnienrümern, dickschaligen kleinen Globigerinen, Quarzkörnern, wenig Glaukonit und eingestreuten idiomorphen Dolomitrhomboëderchen. An Fossilien treten Nummuliten, Discocyclinen, *Eorupertia*, Echinodermensplitter (u. a. Seeigelstacheln) auf.

Die westlichste Fortsetzung der Holzflue-Rippe kommt zum Vorschein im Bachgraben des Altibaches, Kote 1520 auf der rechten Bachseite, von wo sie in 1500 m Höhe knapp auf die linke zieht. Dies ist die einzige Stelle, wo der stratigraphische Übergang in die hangenden Globigerinenschiefer aufgeschlossen ist.

Im Bach SW oberhalb Unter Fluonalp (westlich ausserhalb Fig. 6) liegt auf Kote 1750–1760 ein geringmächtiges, schwach sandiges, konglomeratisches Gestein in tektonisch gestörter Position direkt auf den Wangschichten. Im Dünnschliff erkennt man Trümmer von Nummuliten, Discocyclinen, Lithothamnien, Schalen von Austern, Serpuliden, grössere Stücke von gut erhaltenen Lithothamnien und globigerinenführenden, bräunlichen, dichten Kalk mit Glaukonit.

Im Graben nördlich von Sädal, der im Westen der Rinderalp seinen Anfang nimmt und auf Kote 1220 in den Altibach mündet, ist in 1370 m Höhe (Lokalität A am Unterrand von Figur 6) folgendes Profil aufgeschlossen:

Nummulitenschichten stehen in 1370 m Höhe unter und in 1400 m Höhe über dem Gewölbekern eines kleinen steilstehenden Gewölbes an, das in einer Steilstufe aufgeschlossen ist. Die Nummulitenschichten finden sich nur auf der linken Bachseite; auf der rechten ist durch eine Transversalverschiebung die Lagerung zusätzlich gestört, so dass Globigerinenschiefer seitlich an Wangschichten stossen.

Stratigraphische Folge von oben (e) nach unten (a):

- e) Globigerinenschiefer
- d) Hellgrauer bis grüner, glaukonitführender (in Körnern oder Nestern) Lithothamnienkalk, voll von Discocyclinen bis maximal 0,5 cm Durchmesser, mit wenigen Bryozoen. Vererzung auf Spalten.
- c) Hellgrauer Lithothamnienkalk ohne Glaukonit, mit spärlich eingestreuten kleinen Nummuliten von maximal 0,4 cm Durchmesser (durchschnittlich 0,1 bis 0,2 cm Durchmesser) und wenigen Discocyclinen.
- b) Sehr stark glaukonithaltige, konglomeratische Lithothamnienbreccie mit Komponenten, die bis 2 cm im Durchmesser messen. Die Grundmasse besteht teils aus aufgearbeiteten Wangschichten, die die kleinsten Kapillaren ausfüllen, teils aus organischem Detritus mit unregelmässig verteiltem Quarz und teilweise vererztem Glaukonit und Pyritknöllchen. Die Abschnitte b–d sind zusammen 1 m mächtig.
- a) Wangschichten, zuoberst schlierig vermennt mit der Basis des Lithothamnien-Konglomerates, mit einigen undefinierbaren benthonischen Foraminiferen.

In dem von Westen zufließenden Nebenbach (Lokalität B von Figur 6) steht am Fuss eines kleinen Wasserfalles auf etwa 1370 m Höhe ein glaukonitisches Lithothamnienkonglomerat an der Basis einer grösseren Masse von Nummulitenschichten an. Darin sind wenig kleine Nummuliten, Discocyclinen, dickschalige Globigerinen und Bryozoen enthalten. Einzelne Komponenten zeigen Wangfacies, führen jedoch tertiäre Globigerinen.

Am Stellenengrät westlich von Fontanen bilden Nummulitenschichten die nach Norden überliegende, zerrissene Mulde II–III, die mit Globigerinenschiefern ausgefüllt ist. Es sind schwach glaukonitische Nummulitenkalke und Lithothamnienbreccien mit Discocyclinen. In einem dunkeln, glaukonitischen, spätigen

bis brecciösen Kalk fanden sich Nummuliten, Assilinen, Operculinen, Discocyclinen, Lithothamnien, Echinodermensplitter und Alveolinenfragmente.

Ein Transgressionskonglomerat kommt zum Vorschein SSE Fontanen bei der untersten Spitzkehre des Wegleins, das auf der linken Bachseite nach Heidenboden führt, sowie am Fusse eines kleinen Wasserfalles etwa 200 m südöstlich von Fontanen. Diese Bildungen sind stark reduziert; es findet sich nur eine konglomeratische Kruste von stark glaukonithaltigen, dunkeln Kalken mit Einschlüssen von quarzhaltigen, wangähnlichen Mergelschiefern mit dünnschaligen Globigerinen und von Lithothamnienknollen. Im Dünnschliff erkennt man eine starke Durchkrustung des Gesteins von Lithothamnien, wenige kleine Nummuliten, Discocyclinen, Bryozoen, Lithothamnien, Echinodermenfragmente und seltene Milioliden bzw. all deren Trümmer. Diese Facies ist sehr ähnlich derjenigen des Glaukonit-Trennhorizontes zwischen Wangschichten und Globigerinenschiefern im Chruterenbach (vgl. Figur 3 und S. 24).

Ein letztes Vorkommen von wahrscheinlich transgressiven Nummulitenschichten (Kontakt zu Wangschichten nicht aufgeschlossen) befindet sich südlich von Geri am Abhang unterhalb Emmeti-Weiler bei Giswil-Kleinteil, im Bach nach Riedacher. Auf Kote 550–570 folgt ein dunkler, spätiger, organoklastischer, brecciöser Kalk mit Nummuliten, Discocyclinen, Astero-cyclinen, Echinodermenfragmenten (z. B. Seeigeltacheln), Bryozoen, Lithothamnienknollen bzw. gerundeten Fragmenten davon und inkrustierenden Lithothamnien. Hellbraune, kalkige, glaukonit- und quarzhaltige Komponenten enthalten dünnwandige Globigerinen und Globorotalien.

Vorkommen mit Übergängen in älteren Quarzsandstein (meist transgressiv auf Wangschichten)

Wie aus dem obigen Kapitel ersichtlich, findet man in den Nummulitenschichten vielerorts Quarz und Übergänge zu Sandkalken. Der Quarzanteil kann in gewissen Fällen so gross werden, dass alle Übergänge zu reinem Quarzsandstein zu finden sind. Die meisten dieser Bildungen liegen wahrscheinlich transgressiv auf Wangschichten.

Reiner Quarzsandstein: Ein grösseres Vorkommen zieht sich am Südufer des Altibaches hin (C in Figur 6). Die nordwestliche Fortsetzung bildet auf ungefähr 150 m Länge die höchste Kante am rechten Steilufer des Altibaches. Durch Umknicken der Streichrichtung und Transversalverschiebung wird diese Kante auf 1280–1290 m Höhe von der rechten auf die linke Bachseite versetzt. Als direkte Fortsetzung folgt im Süden auf der rechten Seite des Altibaches Lithothamnien-Nummulitenkalk, in den der Altibach zwischen 1300 und 1310 m Höhe ein kleines Cañon eingeschnitten hat.

Weitere Übergänge von reinem Quarzsandstein in Nummulitenkalk oder in kalkigen lithothamnienführenden Sandstein befinden sich in den Bächen im Riebenwald und im Altibach beim Zusammenfluss mit dem Bach von Rieben.

Versackte und verrutschte Massen

Weitaus der Grossteil der Nummulitenschichten ist von der ursprünglichen Unterlage teils tektonisch losgelöst, teils verrutscht. Die meisten dieser Vorkommen befinden sich in der Gegend von Fluonalp–Rieben–Riebenwald. Weitere liegen westlich oberhalb Fontanen, auf dem linken Ufer des Chruterenbaches in 1600 m Höhe und oberhalb Emmeti-Weiler im Wald auf Kote 810–820. Im folgenden werden nun einige sedimentologisch oder paläontologisch interessante Vorkommen aufgeführt, ohne dass dabei auf Vollständigkeit Anspruch erhoben wird.

Im Bach oberhalb der Hütten von Rieben auf Kote 1620 stösst man auf ein ganz besonders schönes Gestein: Beim Zusammenfluss von zwei kleinen Bächen liegt auf der rechten Seite des Grabens eine auseinandergefahrene Scholle von Nummulitenschichten mit allen Übergängen von reinem Lithothamnienkalk zu Lithothamnienbreccien mit einzelnen grossen Nummuliten, Assilinen und dickschaligen Austern sowie von hellen zoogenen Kalken mit Nummuliten, Discocyclinen, Operculinen, Milioliden, Assilinen und Alveolinen zu grauen, zooklastischen etwas glaukonitischen, z.T. spätigen Kalken. Diese grauen Gesteine können bei zunehmendem Glaukonit- und Quarzgehalt ziemlich dunkel werden. Sie führen die gleiche Fauna wie oben aufgeführt, enthalten aber keine Alveolinen. Der Glaukonit ist unregelmässig in Nestern oder im Innern der Grossforaminiferen verteilt.

Unterhalb des Waldrandes östlich der Holzflue, am Abhang gegen den Bach von Rieben, kann an der Basis eines grösseren Vorkommens ein kleines Profil aufgemessen werden. Von oben nach unten, in normaler Lagerung:

- Einige Meter Lithothamnien-Nummulitenkalk, die Hauptmasse des Vorkommens bildend. Im Dünnschliff erkennt man darin zahlreiche Discocyclusen, Nummuliten (u. a. eine megalosphärische A-Form mit maximal 0,4 cm Durchmesser), Bryozoen und Lithothamnien, welche die Grundmasse bilden.
- 60–70 cm Konglomerat mit bis zu kopfgrossen Komponenten.
- 10 cm glaukonitisches Konglomerat mit hellen, schwächer glaukonitischen, z. T. gerollten Kalkkomponenten.
- Ungefähr 1,50 m Lithothamnienbreccie, schwach glaukonitisch.

Auffällig an dieser Lokalität ist das schöne Konglomerat innerhalb der Nummulitenschichten: Die Grundmasse besteht zum grossen Teil aus einem wirren Lithothamniengerüst, dessen Hohlräume ausgefüllt sind mit organischem Detritus (zerbrochenen Discocyclusen, Nummuliten, wenigen Globigerinen, Austernfragmenten und Serpularen) mit etwas Glaukonit und wenig Quarz.

Die grossen gerollten Komponenten unterscheiden sich nicht von den übrigen Sedimenttypen der Nummulitenschichten. Diese bestehen aus einem schönen Lithothamnienkalk mit Discocyclusen, wenigen Assilinen, Echinodermenresten, Bryozoen, grösseren Quarz- und kleineren Glaukonitkörnern. Untergeordnet tritt ein siltig-glaukonitischer, dichter, Globigerinen führender (Rugoglobigerinen?), wangähnlicher Kalk mit schönen verzerten Bohrlöchern oder Frassgängen auf. Die Füllung dieser Gänge besteht aus organoklastischem Material mit Discocyclusentrümmern, kleinen Nummuliten und anderen undefinierbaren benthonischen Formen, Bryozoen und Lithothamnien und all deren Trümmern.

Ein weiteres, schon von VONDERSCHMITT (1923, S. 9) beschriebenes Profil ist aufgeschlossen auf der linken Seite des Chruterbaches auf Kote 1600. Stratigraphisch von oben nach unten (?):

- 4 m Lithothamnienkalk: Helle Lithothamnien-Nummulitenbreccie mit Austern, Discocyclusen, Bryozoen.
- 2,5 m Breccie: Dunkler Discocyclusenkalk, konglomeratisch. Die Grundmasse besteht aus brecciösem Discocyclusenkalk mit grossen bis mehrere cm langen Discocyclusen, Nummuliten, Asterocyclusen, wenigen Bryozoen, gerundetem Kalk- und Quarz-Detritus, gelblichem und verzertem Glaukonit. Die Komponenten sind bräunlich-gelblich imprägniert, sie bestehen vorwiegend aus feinstem Kalkarenit mit kleinen Quarzsplitterchen und sind dolomitisiert (vgl. Tafel IV, Abb. 2).
- 1 m grobkörniger Glaukonitkalk: Dunkelgrau-grün von fein verteiltem Glaukonit, der zum grossen Teil sekundär verzert ist. Das Gestein ist etwas feinspätig mit schlierigen Einschlüssen von Dolomit (maximal 0,1 cm Durchmesser), Quarz, Glaukonit und wenig organischem Detritus (Discocyclusen).

Ein letztes zu besprechendes Vorkommen liegt im Emmeti-Wald auf Kote 810–820. Es ist eine helle Discocyclusen-Lithothamnienbreccie mit Nummuliten, Operculinen, Asterocyclusen, Seeigelstacheln, Bryozoen und einzelnen globigerinenführenden Sedimentbrocken.

b) Mikrofauna und Alter (vgl. auch Tafel IV, Abb. 3 und 4)

Die schönsten Faunen konnten im Bach nach Rieben auf 1620 m Höhe aufgesammelt werden. Aus isolierten Formen bestimmte Prof. Schaub:

Nummulites cf. archiaci SCHAUB, A-Form
Nummulites rotularius DESHAYES, A-Form
Nummulites partschi DE LA HARPE, A- und B-Form
Nummulites planulatus planissimus SCHAUB
Assilina cf. laxispira DE LA HARPE (zahlreich)
Assilina cf. placentula DESHAYES (selten)

In Dünnschliffen:

Assilina placentula DESHAYES, B-Form
Assilina laxispira DE LA HARPE, B-Form
Assilina cf. laxispira, B-Form
Übergangsformen von *Assilina placentula* zu *Assilina laxispira*

Ebenfalls in Dünnschliffen bestimmten Prof. Reichel und Dr. Hottinger:

Alveolina (Glomalveolina) minutula REICHEL in RENZ (1936)

Alveolina oblonga D'ORBIGNY

Alveolina rütimeyeri HOTTINGER

Vom Westende der Holzflue:

Alveolina cf. oblonga D'ORBIGNY

Diese Fauna lässt sich am besten vergleichen mit den Niveaux 19 und 20 bzw. 6–9 von Steinbach im Einsiedler Nummulitikum (vgl. JEANNET, LEUPOLD & BUCK, 1932–1935 und HERB, 1965).

Gestützt auf diese Daten können die Nummulitenschichten des Untersuchungsgebietes als unteres bis mittleres Cuisien datiert werden (vgl. auch HOTTINGER, 1960; S. 160). Sie sind somit gleich alt wie die Blöcke, die von FURRER (1949, S. 138) aus dem subalpinen Flysch beschrieben worden sind. Die glaukonitischen, konglomeratischen Lagen an der Basis der Nummulitenschichten mögen etwas älter sein, doch ist eine Datierung anhand der Faunen nicht durchführbar. Die etwas fossilärmeren, glaukonitisch-sandigen Kalke mit vorwiegend kleinen Discocyclinen und Nummuliten sind wahrscheinlich gleich alt wie die schönen Gesteine von Rieben und der Fluonalp. Das Fehlen von grösseren leitenden Formen kann ökologisch oder sedimentologisch bedingt sein (Strömungssortierung).

Fragliches Lutétien konnte auf Grund spärlicher Nummulitenfunde, in einem isolierten Block im Emmetiwald in 810–820 m Höhe, ungefähr 230 m SSE Siten (Pt. 709) bestimmt werden.

14. Globigerinenschiefer («Stadschiefer», Obereocaen)

a) Historisches und Einleitung

Im Zusammenhang mit der Untersuchung der Stadschiefer der Typlokalität Alpnachstad unterscheidet ECKERT (1963) drei Zonen von helvetischem Obereocaen, von oben nach unten:

c) Wechsellagerung Dachschiefer-Sandstein-Komplex. Diese ist nur in der Ostschweiz vertreten (vgl. STYGER, 1961) und im Pilatus-Gebiet nicht aufgeschlossen. Sofern überhaupt vorhanden, wäre sie unter der Habkern-Schlieren-Mulde begraben. Altersmässig entspräche sie der *Globorotalia cerroazulensis*-Zone (= *Globorotalia cocoaensis*-Zone von ECKERT);

b) Zone der Stadschiefer (*Globigerapsis seminvoluta*-Zone);

a) Hohgantserie und Schimbergschiefer.

Wie weiter unten gezeigt werden wird, ist die Hauptmasse der Globigerinenschiefer der Giswiler Klippen-Region gleich alt wie die Stadschiefer der Typlokalität (Zone b). Eine einzige Probe aus der Basis der Globigerinenschiefer erwies sich als Oberpaleocaen (vgl. S. 27).

b) Vorkommen und Ausbildung; sedimentologische Beobachtungen

Es kann eine nördliche und eine südliche Facies unterschieden werden. In der Nordfacies liegen die Globigerinenschiefer direkt auf den obersten Wangschichten, in der Südfacies schalten sich, soweit überhaupt beobachtbar, immer Nummulitenschichten oder älterer Quarzsandstein zwischen Wangschichten und Globigerinenschiefer ein.

NORDFACIES

Diese Vorkommen liegen auf der Falte II im Westen und in der Mulde II–III im Osten des Untersuchungsgebietes. Sie stehen an im Chruterenbach sowie im Altibach–Vorder Brosmatt-Gebiet (vgl. geol. Skizzen, Figuren 5 und 6).

Besonders schöne Verhältnisse herrschen im Chruterenbach. Die obersten Wangschichten und die basalen Globigerinenschiefer sind auf eine grössere Distanz aufgeschlossen unterhalb des Wasserfalles Kote 1480 im Bachbett und auf beiden Seiten desselben (Figur 3).

Basaler Glaukonithorizont

Über dem obersten bis ungefähr 2 m mächtigen, mergelig-schiefriq ausgebildeten Niveau der Wangschichten folgt, wie schon erwähnt, mit scharfer Grenze eine bis etwa 10 cm messende konglomeratische Lage, die stellenweise stark glaukonitisch werden kann. Die Anwitterungsfarbe ist grau bis schwach grünlich mit rostfarbenen Flecken, ähnlich derjenigen der hangenden Globigerinenschiefer. Das Gestein ist gespickt mit länglichen Glaukonitschuppen, die an der Oberfläche gebleicht sind und bis 0,5 cm gross werden. Im Dünnschliff erkennt man eckige bis schwach gerundete, teilweise wangähnliche Komponenten von einigen mm bis ungefähr einem halben cm Durchmesser. Die grösseren davon fallen auf durch einen typischen rechteckig-länglichen Querschnitt. Sie sind zu einem grossen Teil von Erzbildungen honiggelb-braun imprägniert und verkrustet.

Einige nicht imprägnierte Komponenten sind auf Grund ihrer lithologischen Ausbildung als Wangschichten identifizierbar. Seltener treten gerundete Stücke einer Discocyclinenbreccie mit kleinen Discocyclinen auf. Daneben finden sich ebenfalls seltene Einschlüsse eines gelblich-braunen, dichten globigerinenführenden Kalkes mit gerundeten Glaukonitkörnern und feinen Quarzsplitterchen. Diese Einschlüsse weisen eine gewisse Ähnlichkeit mit einer Komponente in einem Nummuliten-Discocyclinenkalk unterhalb Emmeti-Weiler auf (vgl. S. 21).

Bemerkenswert ist auch der Fund eines kleinen Stückchens stark verwitterten Granites in der Glaukonitlage. Die erzverkrusteten Knöllchen sind wahrscheinlich syndementär entstanden, es konnte kein lithologisches Äquivalent im Tertiär oder im obersten Maestrichtien gefunden werden.

Im Osten des Untersuchungsgebietes findet man den basalen Glaukonithorizont am Weglein, das von Ninnenacher in den Altibach führt und auf LK 1:25 000 nicht vollständig eingetragen ist: Ungefähr 20–30 m nördlich eines in die Wangschichten eingehauenen Tunnels liegen einige Blöcke eines schwach rostrot anwitternden, dunkelgrau-schwarzen, mergelig-kieseligen Kalkes mit unregelmässig eingestreuten schwarzglänzenden, vererzten Knöllchen von maximal 0,3 cm Durchmesser. Dieses Gestein ist oft im gleichen Block verfigert mit Wangschichten, die in kleine Bänklein, Fetzen, Linsen und «Mud Pebbles» aufgelöst sind. Es enthält viel Glaukonit in Schuppen und Körnern, die auf der angewitterten Oberfläche gut erkenntlich sind. Das Gestein ist erfüllt mit Globigerinen, untergeordnet treten Discocyclinen, entweder isoliert oder in Sedimentbröckchen, auf.

Globigerinenschiefer s. s.

Der untere Teil der Globigerinenschiefer ist schön aufgeschlossen im Chruterenbach und ist auf Figur 3 dargestellt. Die Hauptmasse und den oberen Teil der Globigerinenschiefer kann man am besten beobachten beim Knie der Waldemme unterhalb Jänzimatt.

Über der glaukonitischen Basis folgen zunächst Globigerinenschiefer mit nach oben rasch abnehmendem Glaukonitgehalt. Die Hauptmasse der Globigerinenschiefer bilden gelblich bis schwach rostrot-orange anwitternde, spiessig, in dünnen Platten oder blättrig zerfallende, wechselnd sandig-glimmerige Mergelschiefer mit individuen- und artenreicher planktonischer und benthonischer Foraminiferenfauna. Gegen oben zeigen sie nur wenig Variation in der lithologischen Beschaffenheit. Die Schieferung wird ausgeprägter, der Tongehalt nimmt zu, Quarz und Glimmer treten zurück, die unten grau-beige Tönung erhält einen Stich ins Grünliche. Lokal bemerkt man in den obersten aufgeschlossenen Niveaux wechselnd-fleckige Ausbildung (so zum Beispiel in den höchsten Aufschlüssen unterhalb Jänzimatt bei der rechtwinkligen Umbiegung des Chruterenbaches). Die Gesamtmächtigkeit der Globigerinenschiefer beträgt mindestens 80–100 m.

In die Globigerinenschiefer s. s. einsedimentierte Sandsteine (jüngerer Quarzsandstein)

Es können zwei Typen von Sandsteinen in den Globigerinenschiefern unterschieden werden: Einerseits reiner Quarzsandstein vom Typus des Hohgantsandsteins im unteren und anderseits mergelige Sandsteine mit «Graded Bedding» im oberen Teil der Globigerinenschiefer.

Der Quarzsandstein tritt im Chruterenbach und im Altibachgebiet auf. Im Chruterenbach ist er als mehr oder weniger zusammenhängende, ca. 10–15 m mächtige Bank ungefähr auf einen halben Kilometer Länge sichtbar. Er beginnt auf Kote 1420 auf der rechten Seite des Baches, quert ihn bei Kote 1470, indem er einen etwa 30 m hohen Wasserfall bildet, und wird auf 1540 m Höhe, bedingt durch das Flachlegen und Umbiegen der Deckenstirn (Falte II), in einzelne Blöcke zerrissen. Der östlichste Ausläufer dieser Bank ist ein an einer Transversalverschiebung vorgepresster Block auf der Innenseite der rechtwinkligen Waldemme-Umbiegung unterhalb Jänzimatt. Der Quarzsandstein setzt mit scharfer Untergrenze etwa 10 m über dem basalen Glaukonithorizont ein (vgl. Figur 3). Die durch den Bach blossgelegte, senkrecht stehende Schichtunterfläche ist stellenweise bedeckt von bis zu kopfgrossen Fliesswülsten, die meist geradlinig hintereinander folgen und sich gegenseitig leicht überlappen. Wahrscheinlich sind diese auf langsame Kriechvorgänge des sich rasch anhäufenden, unkonsolidierten oder nur teilweise konsolidierten Sedimentes zurückzuführen. Der Kopf der Wülste zeigt in die Fliessrichtung, das flache Ende der Fliessbewegung entgegen. Auffällig in losgebrochenen, verwitterten Blöcken ist das Auftreten von «Kanonenkugeln» (bis ungefähr 1 m Durchmesser), die im Anstehenden nicht erkannt werden können und die schon HUGI (1900, S. 23) zu einer eingehenden Beschreibung angeregt haben. Die Entstehung dieser Kugeln dürfte entweder auf die schon erwähnten Kriechvorgänge des Sedimentes zurückzuführen oder dann konkretionär sein.

An der Oberkante des Wasserfalles, etwa auf 1490 m Höhe, ist auf der rechten Seite zu beobachten, wie der Quarzsandstein gegen oben allmählich, unter Abnahme des Quarz- und Zunahme des Mergelgehaltes, in Globigerinenschiefer übergeht. Zuunterst in den sandigen Mergeln treten nur agglutinierende Foraminiferen auf, nach oben ist eine ständige Zunahme der kalkigen Formen festzustellen, bis die für die Globigerinenschiefer normale Faunenzusammensetzung erreicht wird. Die Bankung wird sukzessive dünner und etwas knollig und wird schliesslich durch die typische Schieferung der Globigerinenschiefer verwischt. Diese Übergangszone Quarzsandstein–Globigerinenschiefer ist ungefähr 2 m mächtig.

Im Altibach-Gebiet tritt der Quarzsandstein zwischen Stäubiwald und Zopf in der Mulde II–III auf. Das Vorkommen im Nordschenkel bildet die rechte Bachseite von der unteren Brücke des Strässleins Kleinteil–Emmeti–Weiler bis ungefähr Kote 680; dort quert es das Bachbett (kleiner Wasserfall), und kurz darauf verschwindet es in Gehängeschutt. Unterhalb der unteren Brücke folgt der Quarzsandstein ein paar Schritte der Bergseite des Strässleins und keilt dann aus. Darunter kommen Globigerinenschiefer zum Vorschein.

Der Südschenkel der Mulde II–III streicht von Stäubiwald aus fast in E–W-Richtung in den Altibach; dort bilden zwischen den Koten 730 und 760 die oberen Wangschichten und der Quarzsandstein einen Wasserfall (bei A in Figur 5). Der Quarzsandstein zieht von hier als Kante gegen Westen bis etwa auf 1100 m Höhe, wo er nach Süden umbiegt und sich mit Unterbrüchen verfolgen lässt bis zur Stelle, wo das Fahrsträsslein nach Brosmatt, östlich der Hütten von Vorder Brosmatt, aus dem Wald tritt. Vereinzelte Brocken stehen bis zum letzten Vorkommen auf der rechten Altibachseite in 1210–1220 m Höhe an. Ein isoliertes Vorkommen befindet sich auf der Falte II im Bächlein Emmeti–Riedacher etwa Kote 550 (östlich ausserhalb Figur 5).

Ein Profil mit oberen Wangschichten, Globigerinenschiefern und Quarzsandstein ist im leicht überkippten Südschenkel der Mulde II–III, beim erwähnten Wasserfall aufgeschlossen (A in Figur 5): Der Quarzsandstein ist geschichtet, und die auf der linken Bachseite freigelegten Schichtunterflächen sind überzogen von einem Netz von riesigen Lebensspuren.

Mergelige Sandsteine treten von oberhalb des Knies der Waldemme unterhalb Jänzimatt bis zum Fusspfad Jänzimatt–Fontanen–Mittlist Arni (nicht auf LK 1:25000) auf. Die Sandsteinbänke streichen ungefähr E–W und fallen etwa 35° nach Norden, also etwa mit dem Hang auf der linken Bachseite ein. Hier sind einige schöne Schichtflächen freigelegt. Es handelt sich um eine gutgebankte Alternanz von hellen Quarz- bis grauen, kalkig-mergeligen Sandsteinbänken und mehr oder weniger knolligen, dunkelgrauen, sandigen Mergelschiefern von charakteristischem Glimmergehalt. Die Korngrösse schwankt nur in kleinem Masse, doch ist innerhalb der Sandsteinbänke ein deutliches «Graded Bedding» zu beobachten. Mit abnehmender Korngrösse nach oben vermergelt der Sandstein sukzessive und geht allmählich in Mergelschiefer über. Beim Wegübergang sind die weicheren Mergellagen zwischen den Sandsteinen herausgespült (linke Bachseite), so dass ein schöner Aufschluss mit prächtigen «Flute Casts» an den Sandsteinbank-Unterseiten geschaffen wurde. Die Mergel enthalten eine analoge Fauna wie diejenigen der Übergangszone Quarzsand-

stein-Globigerinenschiefer, also in erster Linie agglutinierende Foraminiferen (siehe S. 25). Die Sandsteine sind steril.

Einsedimentierte Nummulitenschichten

Im Bächlein von Juchli nach Fontanen auf der rechten Bachseite sind die Globigerinenschiefer stark sandig und glaukonitisch und enthalten härtere Bänke, so z. B. auf Kote 1710. Zwischen Kote 1680–1690 folgt eine Bank von hellgrau bis beige anwitternder, kompakter, dunkler Discocyclinenbreccie mit bis zu mehreren Zentimeter langen Discocyclinen. In der Grundmasse beobachtet man dickwandige, grobperforierte Globigerinen, Echinodermensplitter und wenig Bryozoenreste. Das discocyclinenführende Material ist von oben her in einen hellbräunlich anwitternden, sandigen bis schwach glimmerigen, dunkelgrauen, besonders in den feinkörnigeren Partien sehr wangähnlichen Kalk eingedrungen. Dieses Gestein führt kleine, dünnwandige, tertiäre Globigerinen. Durch diese Intrusionserscheinungen erscheint das wangähnliche Gestein aufgelöst in Brocken, Schollen und zusammenhängende grössere Bankpartien. Die Fauna der Discocyclinenbreccie ist am ehesten vergleichbar mit derjenigen aus dem glaukonithaltigen brecciösen Discocyclinenkalk am linken Ufer des Chruterenbaches in 1600 m Höhe (vgl. Kapitel Nummulitenschichten, S. 22).

Unterhalb der Hütten von Vorder Brosmatt ist ca. 20–30 m über dem jüngeren Quarzsandstein eine ungefähr 200 m lange Linse von Nummuliten- und Discocyclinenbreccien stratigraphisch in Globigerinenschiefer eingelagert. Das Nordende des Vorkommens befindet sich oberhalb einer Holzhackerhütte (nicht auf LK 1:25000), die am Weglein zum Altibach steht, welches bei Pt. 1158 vom Brosmatt-Fahrsträsslein abzweigt. Von dort streicht das Vorkommen ungefähr 90 m entlang dem Waldrand gegen die Alpweide von Vorder Brosmatt, tritt etwa 100 m östlich der Hütten aus dem Wald und verliert sich nach einigen Metern unter Glazialschutt. Einen möglichen nordöstlichen Ausläufer dieser Linse stellt die Nummuliten-Discocyclinenbreccie dar, die am Oberrand des grossen Abbruches NE Pt. 1158 ebenfalls in Globigerinenschiefern steckt, nach oben aber an «Wildflysch» anstösst. Die beiden Vorkommen können nicht durchgehend verfolgt werden. Die Mächtigkeit kann 10 m erreichen. Unterhalb Vorder Brosmatt erwies sich eine dünngebankte, mergelige Lage an der Basis als schlämmbar. Es fanden sich darin: Nummuliten, Discocyclinen, Astero-cyclinen, untergeordnet Globigerinen, Ostrakoden und agglutinierende Foraminiferen. Ob diese Discocyclinenbreccie als zusammenhängende Masse in die Globigerinenschiefer einsedimentiert oder darin zusammengeschwemmt worden ist, kann nicht entschieden werden.

Ähnliche lithothamnienführende Kalke – wahrscheinlich ebenfalls gleichaltrig mit den Nummulitenschichten – stecken im Bach von Feldmoos zwischen den Koten 1320 und 1350 in den Globigerinenschiefern. Dasselbe trifft man im Altibach zwischen den Koten 1320 und 1420: Lithothamnien- und Nummulitenkalke, Quarzsandstein und Übergänge stecken in den Globigerinenschiefern. Bei diesen Vorkommen kann eine tektonische Verschüfung ausgeschlossen werden (vgl. auch Kapitel Nummulitenschichten, S. 21 und geol. Skizze, Figur 6).

Lithothamnienkalk («Wängenkalk»), Lithothamnienbreccien und assoziierte Sandsteine

Diese treten vorwiegend im oberen Teil der Globigerinenschiefer auf. Schön ausgebildet sind sie süd-östlich der Jänzimatt im grossen rechtsseitigen Bachanriss beim Knie der Waldemme. Man kann hier mehrere nach Norden einfallende Bänke verfolgen, die am Westrand des Bachanrisses und im Bache selbst anstehen. Daneben treten auch unregelmässig schlierig-grobsandige Einlagerungen desselben Materials mit zahlreichen Grossforaminiferen auf. Die Bänke sind durchgehend ungefähr 50 cm mächtig. Der schönste «Wängenkalk» ist am Westrand der Erosionsnische in etwa 1600 m Höhe aufgeschlossen: Hellgrauer, brecciöser, organogener Kalk, erfüllt von gut erhaltenen Lithothamnien, Heterosteginen, kleinen Nummuliten, Discocyclinen, Astero-cyclinen und Bryozoen. Die Grundmasse ist phytogen bis organoklastisch, darin eingestreut sind schlecht bis gut gerundete Quarzkörner, seltener Glaukonit. Die grössten Komponenten (Grossforaminiferen) erreichen einen Durchmesser von etwa 0,5 cm.

Die übrigen Lithothamnienbreccien sind am besten zugänglich im Bachbett. Auf Kote 1570 trifft man auf eine Bank, die deutlich in zwei Turbidite zerfällt (von je 10 cm Dicke). Die grobe Fraktion an der Basis weist ungefähr die gleiche Korngrösse wie der beschriebene «Wängenkalk» auf und führt wie dieser viel

Grossforaminiferen und Lithothamnienfragmente. Die allmähliche Korngrössen-Abnahme nach oben geschieht unregelmässig unter Einschaltung von gröberen Lagen mit undeutlicher Feinschichtung, die Foraminiferen treten zurück und die Breccie geht schliesslich in einen kalkigen Sandstein mit maximaler Korngrösse von ungefähr 0,5 bis 1,0 mm über. Die kleineren Körner sind eckig bis kantengerundet, die grösseren bis schwach gerundet; organische Reste sind nur noch als Trümmer vorhanden, dazu tritt etwas Glaukonit und Pyrit. Die übrigen mergelig-kalkigen Sandsteine hier und ungefähr 120 m weiter bachabwärts am linken Ufer sind Lithothamnienbreccien wie die beschriebenen, aber feinkörniger. Es bestehen keine lithologischen Übergänge zu den mergeligen Sandsteinen (siehe S. 25), die quarzreicher sind und Glimmer, aber keinen Pyrit führen. Beiden gemeinsam ist jedoch das Auftreten von Turbidit-Strukturen.

SÜDFACIES

Besonders unübersichtlich sind die Verhältnisse im Altibach südlich und östlich Hinter Brosmatt auf dem Rücken der Falte III. Einesteils sind gewisse Fragmente der Gliederung, wie sie im Chruterenbach und Altibach beschrieben wurde, erkennbar, anderseits liegen Nummulitenschichten direkt auf Wangschichten, wie das VONDERSCHMITT für das ganze Gebiet der Giswiler Klippen angenommen hatte. Auf der rechten Seite des Baches von Rieben ist auf Kote 1370 der Kontakt Kreide-Tertiär aufgeschlossen. Die Globigerinenschiefer füllen den Kern einer kleinen Synklinale, die hier verschwindet. In verkehrter Lagerung kann man folgende Sequenz beobachten:

Stratigraphisch von oben nach unten:

- Globigerinenschiefer,
- etwa 1,5 m dunkler bis heller, z. T. dichter Kalk mit Nestern von Lithothamnien, viel Glaukonit und Pyrit, partienweise konglomeratisch,
- ungefähr 2,5 m Globigerinenschiefer, weich, grau, gelblich anwitternd, nur sehr wenig Glaukonit führend,
- schwarze, harte, dunkel anwitternde schiefrige Wangschichten.

Weiter südlich sind auf der Falte III die Globigerinenschiefer fast vollständig der Erosion zum Opfer gefallen, so dass über ihre Ausbildung nichts ausgesagt werden kann.

Das oben angeführte Profil vermittelt lediglich einen Eindruck über die Art der Untergrenze der Globigerinenschiefer in Südfacies. Es repräsentiert eine Übergangsfacies zwischen den nördlichen Partien der Drusberg-Decke, wo die Globigerinenschiefer den Wangschichten aufliegen und den südlichsten Partien, wo sich die Nummulitenschichten dazwischenschalten und die Nummulitenschichten nach oben in die Globigerinenschiefer übergehen (siehe Kapitel Nummulitenschichten, S. 20).

c) Mikrofossilien und Alter

Die Bestimmung der Mikrofaunen der Globigerinenschiefer erfolgte durch Dr. Eckert. Der Grossteil der Globigerinenschiefer des Untersuchungsgebietes gehört zur *Globigerapsis semiinvoluta*-Zone. An einer einzigen Stelle, im östlichsten Seitenbach des Altibaches (geologische Skizze, Figur 6), auf Kote 1315, wurden Globigerinenschiefer gefunden, mit einer Fauna, die in die *Globorotalia aequa*-Zone (Oberpaleocaen) gehört. Die stratigraphisch höchste untersuchte Probe ist wahrscheinlich in die *Globorotalia cerroazulensis*-Zone zu stellen (siehe weiter unten).

Basaler Glaukonithorizont

Chruterenbach Kote 1450–1460 linke Bachseite:

Ammobaculites sp.
Spiroplectammina dentata (ALTH.)
Vulvulina eocaena MONTAGNE
Vulvulina haeringensis (GÜMBEL)
Karreriella sp.
Tritaxilina pupa (GÜMBEL)

Milioliden

Vaginulinopsis asperuliformis (NUTTALL)

Vaginulinopsis cumulicostata (GÜMBEL)

Bolivina sp.

Uvigerina chirana CUSHMAN & STONE

Uvigerina nuttalli CUSHMAN & EDWARDS

Gyroidinoides sp.

Cassidulina cf. *globosa* HANTKEN

Anomalina sp.

Cibicides sp.

Globigerina cf. *ampliapertura* BOLLI

Globigerina corpulenta SUBBOTINA

Globigerina linaperta FINLAY

Globigerina praebulloides occlusa BLOW & BANNER

Globigerina pseudoeocaena SUBBOTINA

Globigerina cf. *venezuelana* HEDBERG

Globigerina yeguaensis yeguaensis WEINZIERL & APPLIN

Globigerina yeguaensis pseudovenezuelana BLOW & BANNER

Globigerinita cf. *dissimilis* (CUSHMAN & BERMUDEZ)

Globigerinita pera (TODD)

Globigerinita unicava (BOLLI, LOEBLICH & TAPPAN)

Globorotalia centralis CUSHMAN & BERMUDEZ

Übergangsformen *Globorotalia centralis*–*Globigerina ampliapertura* BOLLI

Globigerapsis semiinvoluta (KEIJZER)

Nach ECKERT (1963) ist diese Fauna in seine Zone b des helvetischen Obereocaens, das heisst in die *Globigerapsis semiinvoluta*-Zone zu stellen.

Globigerinenschiefer s. s.

Eine weitere schöne Fauna konnte aus den Aufschlüssen unterhalb der rechtwinkligen Umbiegung des Chrutererbaches SE Jänzimatt gewonnen werden (vgl. Tafel V, Abb. 2a–b):

Ammobaculites sp.

Vulvulina haeringensis (GÜMBEL)

Robulus sp.

Vaginulinopsis cf. *asperuliformis* (NUTTALL)

Bulimina palmerae PARKER & BERMUDEZ

Bolivina sp.

Uvigerina nuttalli CUSHMAN & EDWARDS

Hopkinsina acutocostata HAGN

Gyroidinoides girardanus (REUSS)

Globigerina linaperta FINLAY

Globigerina praebulloides occlusa BLOW & BANNER

Globigerina yeguaensis yeguaensis WEINZIERL & APPLIN

Globigerina yeguaensis pseudovenezuelana BLOW & BANNER

Globigerinita cf. *dissimilis* (CUSHMAN & BERMUDEZ)

Globigerinita pera (TODD)

Globigerinita unicava primitiva BLOW & BANNER

Globorotalia centralis CUSHMAN & BERMUDEZ

Globigerapsis semiinvoluta (KEIJZER)

Globigerapsis tropicalis BLOW & BANNER

Diese Fauna kann nach ECKERT (1963) in die *Globigerapsis seminvoluta*-Zone gestellt werden.

Eine weitere Probe stammt aus den höchsten anstehenden Globigerinenschiefern oberhalb des Knies der Waldemme SE Jänzimatt:

Bathysiphon sp.
Haplophragmoides sp.
Vulvulina haeringensis (GÜMBEL)
Dorothia fallax HAGN
Karreriella sp.
Robulus sp.
Marginulina scarenaensis HANTKEN
Nodosaria sp.
Bulimina alazanensis CUSHMAN
Bulimina cf. *pupoides* D'ORBIGNY
Bolivina sp.
Uvigerina chirana CUSHMAN & STONE
Uvigerina nuttalli CUSHMAN & EDWARDS
Stilostomella sp.
Hopkinsina acutocostata HAGN
Gyroidinoides girardanus (REUSS)
Osangularia pteromphalia (GÜMBEL)
Asterigerina sp.
Anomalina sp.
Planulina sp.
Cibicides ammophilus (GÜMBEL)
Cibicides sp.
Globigerina corpulenta SUBBOTINA
Globigerina ouachitaensis HOWE & WALLACE
Globigerina praebulloides cf. *leroyi* BLOW & BANNER
Globigerinita pera (TODD)
Globorotalia centralis CUSHMAN & BERMUDEZ
Globorotalia cerroazulensis (COLE)

Diese Fauna ist etwas jünger als die zuerst aufgeführte und kann wahrscheinlich mit der Basis der Zone *c* von ECKERT parallelisiert werden, gehört damit also zur *Globorotalia cerroazulensis*-Zone.

Das Mengenverhältnis von planktonischen zu benthonischen Foraminiferen, das in 5 Proben aus der Hauptmasse der Globigerinenschiefer bestimmt wurde, beträgt ungefähr 2,5 bis 4 zu 1. Der Prozentgehalt der agglutinierenden Formen an der Gesamtf fauna beträgt 10–15%. Nach oben kann in den Globigerinenschiefern eine deutliche relative Zunahme von agglutinierenden Formen festgestellt werden. So enthält die jüngste untersuchte Probe mehr als 20% agglutinierende Formen.

Der benthonische Anteil der Fauna enthält 23 Genera und ungefähr 30 Species. Er wird dominiert durch die Genera *Vulvulina* und *Uvigerina* sowie durch die agglutinierenden Formen.

An Nannoplankton-Arten treten die in den Stadschiefern der Typlokalität ebenfalls vertretenen *Isthmolithus recurvus* DEFLANDRE sowie *Diademopetra luma* HAY, MOHLER & WADE häufig auf, beides Formen, die für Obereocaen bis Unteroligocaen leitend sind.

In die Globigerinenschiefer s. s. eingesedimentierte Sandsteine

Diese enthalten keine oder vorwiegend agglutinierende Foraminiferen. Aus dem stratigraphischen Übergang des jüngeren Quarzsandsteins in die hangenden Globigerinenschiefer darf auf Gleichaltrigkeit beider geschlossen werden.

Einsedimentierte Nummulitenschichten

Die aufgearbeiteten Blöcke und Linsen liefern reiche Faunen, aber keine altersindizierenden Formen. Durch direkte Vergleiche kann Obereocaen ausgeschlossen werden; sie sind sehr wahrscheinlich gleichaltrig wie die facieell identischen Bildungen, die man im ganzen Gebiet auf den Wangschichten findet (unteres bis mittleres Cuisien). Bestätigt wird diese Vermutung durch den Fund von *Marthasterites tribrachiatus* (BRAMLETTE & RIEDEL) in dem Vorkommen unterhalb Vorder Brosmatt, eine Nannoplankton-Form, die auf Oberpaleocaen bis Untereocaen schliessen lässt.

Lithothamnienkalke und -breccien («Wängenkalk») (vgl. Tafel IV, Abb.1)

Sie können als Priabonien datiert werden auf Grund der Leitform *Heterostegina helvetica* KAUFMANN, die häufig ist.

15. Wildflyschähnliche Einlagerungen in den obersten Globigerinenschiefern und Wildflysch der Drusberg-Decke

a) Wildflyschähnliche Einlagerungen

Etwa 300 m nördlich der Hütten von Fontanen erscheinen auf der rechten Bachseite in den Globigerinenschiefern konkordant eingelagerte, dunkle wildflyschähnliche Mergelschiefer von ca. 1–1,5 m Mächtigkeit. Unten ist der Kontakt verdeckt durch Bachschutt, nach oben folgen mit stratigraphischer Grenze Globigerinenschiefer. Die Einlagerungen bestehen aus dunkeln Mergelschiefern vermisch mit roten und grünlichen, leicht glimmerigen fettigen Tönen und enthalten viele Einschlüsse von stark gequälten, typischen Flyschsand- und Siltsteinen mit einem Durchmesser von wenigen cm bis einem halben m und mehr. Dieses Niveau kann 10–20 m nach Norden in den Hang hinein, sowie gegen SW an den Rand der linken Bachseite verfolgt werden. Die bunten Tone sind steril bis auf wenige schlecht erhaltene undefinierbare, vielfach agglutinierende Foraminiferen. Die dunkelgrauen Mergel enthalten einige Globigerinen.

Im Altibach Kote 1480 und nördlich von Pt. 1559 am Westende der Holzflue sind Leimernkalke in tektonisch relativ ungestörten Globigerinenschiefern eingeschaltet (Figur 6). Die letzteren sind feinschiefrig und mehr oder weniger fleckig, stellenweise dunkel und erinnern sehr an Wildflysch-Mergel. Die Leimernkalke bestehen aus Blöcken von hellgrauen, dichten, teilweise fleckigen Kalken mit Globotruncanen. Auf der rechten Seite des Baches ist eine zusammenhängende Scholle von mehr als einem Meter Mächtigkeit und mehreren Metern Länge aufgeschlossen. Die Globotruncanenfauna lässt sich nicht ohne weiteres mit derjenigen der Leimernkalke aus dem «Wildflysch» der Habkern-Zone vergleichen (vgl. auch S. 50). In der Nähe, im Altibach in 1490–1500 m Höhe, stecken in den obersten anstehenden Globigerinenschiefern Ölquarzit und siltiger Sandstein mit Globigerinen.

b) Wildflysch der Drusberg-Decke

Wenige Schritte bachaufwärts von der beschriebenen Wildflysch-Einlagerung unterhalb Fontanen an der Peripherie einer schwachen Biegung des Baches ist ein stratigraphischer Übergang Globigerinenschiefer-Wildflysch aufgeschlossen: Die Globigerinenschiefer über der beschriebenen Wildflysch-Einlagerung werden überlagert von einer feingeschichteten Alternanz von dunkeln und hellen Mergelschiefern. Die Mergelschiefer sind zum Verwechseln ähnlich den Globigerinenschiefern, aus denen sie hervorgehen, jedoch etwas dunkler, toniger und feinschiefriger. Sie enthalten eine Mischfauna von kleinen Globigerinen, gekielten Globorotalien und Globotruncanen. 1–2 m über den Globigerinenschiefern schalten sich dichte, helle Leimernkalke ein, die altersmässig ungefähr denjenigen aus dem Altibach entsprechen (vgl. oben). Über den Leimernkalken folgen in den beschriebenen Mergelschiefern Flyschsand- und Siltsteine, die teils tektonische, teils sedimentäre

Deformationserscheinungen zeigen. In diesem Wildflysch liegt ein Block von Wangschichten, der aber möglicherweise durch Gletschertransport hierher gelangt ist.

Eine etwas andere Art von «Verflyschung» der Globigerinenschiefer kann unterhalb Mändli beobachtet werden. Der beste Aufschluss befindet sich ungefähr 250–300 m östlich des Mändli (Pt. 2056) in einer schwachen Mulde gegen Chringenboden hinunter: Hellgraue bis beige anwitternde, fleckige, frisch schwach grünliche feinschiefrige, tonige Mergel. Sie enthalten hie und da stark beschädigte Globigerinen und häufig agglutinierende Foraminiferen sowie Haifischzähnen. Die Mergel weisen einen ganz unterschiedlichen Sandgehalt auf, es finden sich alle Übergänge zu mergelig-kalkigen, dünnplattigen, flyschähnlichen Silt- und Sandsteinen. In einem kalkigen, glaukonithaltigen, hellen Sandstein fand ich *Heterostegina helvetica* KAUFMANN, Globigerinen, Discocyclinen, kleine Nummuliten, Lithothamnien und Bryozoen.

Schliesslich ist auf der rechten Bachseite des Altibaches, in 710–730 m Höhe (geol. Skizze, Figur 5: B) in den Globigerinenschiefern Wildflysch eingeschaltet: Globigerinenschiefer gehen unter Zwischenlagerung von dunkeln Mergeltonen über in fettig-glänzende, bräunliche und bläulich-schwarze Wildflysch-Mergel. Darin stecken in Form von Phakoiden harte kalkige Partien, bräunliche Sandsteine, Ölquarzite und schwarzgefleckte, graubräunliche, dichte Kalke. Nach oben stossen diese Bildungen längs einer tektonischen Störung an Globigerinenschiefer (Kern von Mulde II–III). Interessant in diesem Zusammenhang ist die fleckige Ausbildung der Globigerinenschiefer im Bachbett (in einem kleinen mit Beton verkleideten Kanal) unterhalb des beschriebenen Aufschlusses.

Wie auf S. 29 gezeigt wurde, sind die jüngsten Globigerinenschiefer der Giswiler Klippen-Region in die Basis der *Globorotalia cerroazulensis*-Zone (= Zone c nach ECKERT, 1963) zu stellen. Der Wildflysch der Drusberg-Decke ist nach dem Gesagten gleich alt, allenfalls wenig jünger und gehört aller Wahrscheinlichkeit nach ebenfalls in die *Globorotalia cerroazulensis*-Zone (oberstes Obereocaen).

B. Übersicht über Facies und Sedimentation von Kreide und Alttertiär der Drusberg-Decke

(vgl. Fig. 4)

1. Der Diphyoideskalk vermergelt wahrscheinlich gegen SE.
2. Die Schiefer der Kieselkalkbasis sind unregelmässig mächtig: Man stellt eine sprunghafte Mächtigkeitszunahme von der Wilerhorngegend von 10–20 m auf über 100 m in der Lungerersee-Region fest.
3. Die Altmannschicht ist undeutlich entwickelt und fossilarm.
4. Der Komplex Drusbergschichten bis obere Orbitolinaschichten ist bis zur Unkenntlichkeit vermergelt, nur ausnahmsweise ist Schrattenkalk erkennbar, eventuell sind die oberen Orbitolinabänke vorhanden.
5. Die Luitereschichten sind in konstanter Mächtigkeit ausgebildet mit einer Ausnahme (westlich von Stellenen), wo die Mächtigkeit stark zunimmt auf Kosten der hangenden Echinodermenbreccie und der Grünsandgesteine.
6. Die Echinodermenbreccie und die Grünsandgesteine bilden eine homogene Masse, die nicht weiter gegliedert werden kann. Im Grünsand ist wahrscheinlich der ganze Zeitabschnitt vertreten, der im Vierwaldstättersee-Gebiet durch Basisbildungen des Albien, Kalksandstein und Concentricusschichten eingenommen wird.
7. Die geringmächtige Lochwaldschicht entspricht einem sehr langen Zeitabschnitt (oberes Albien bis unteres Turonien). Es sind darin also der Varicosushorizont von FICHTER (1934) sowie die Knollenschichten und die Turrilitenschichten «kondensiert». Die Lochwaldschicht führt relativ wenig Makrofossilien.

8. Die Seewerkalkfacies setzt erst mit dem Turonien ein wie im nordöstlich anschliessenden Südhelvetikum des Sarnersee-Gebietes und in Anlehnung an die Verhältnisse im Südhelvetikum und Ultrahelvetikum des Wildstrubel-Wildhorngebietes.

9. Fragliche Amdenerschichten konnten an einer Stelle nachgewiesen werden.

10. Die Wangtransgression greift bis auf den unteren Teil der Orbitolinaschichten hinunter. Im Vierwaldstättersee-Fronalpstock-Gebiet fällt die Zone unverhältnismässig tiefer Wangtransgression mit einer Reduktionszone des Albien, reduziertem Seewerkalk und konglomeratischer Seewerkalkfacies zusammen (FICHTER 1934, S. 87).

11. Nummulitenschichten von untereocaenem Alter sind in isolierten Linsen erhalten, nur an einigen Stellen liegen sie transgressiv den Wangschichten auf. Sie sind meist als lose Blöcke auf den Wangschichten verrutscht, teils aber auch in die obereocaenen Globigerinenschiefer eingesedimentiert worden.

12. Obereocaene Globigerinenschiefer liegen im nördlichen Teil der Drusberg-Decke mit dünner Glaukonitschicht direkt auf den obersten Wangschichten (oberes Maestrichtien). Die für die Globigerinenschiefer charakteristische Fauna dürfte in einer Tiefe abgelagert worden sein, die nach PHLEGER (1960) dem heutigen oberen Kontinentalhang entspricht (ungefähr 100 bis 1000 m unter Meeresspiegel). Der etwas zu hohe Prozentsatz von agglutinierenden Formen für diese Zuweisung kann möglicherweise auf den beträchtlichen Quarzsandgehalt der Globigerinenschiefer zurückgeführt werden. Grössere Ablagerungstiefe erscheint nach den Angaben von PHLEGER ausgeschlossen. Sollten gewisse «Wängenkalke» in situ, das heisst als biostromale Bildungen entstanden und nicht, wie an einem Beispiel gezeigt werden kann, als Turbidite abgelagert worden sein, so müsste man eine noch viel geringere Ablagerungstiefe annehmen. Dies ist wohl einstweilen nur eine Arbeitshypothese, doch kann mit einiger Sicherheit angenommen werden, dass die Globigerinenschiefer in bedeutend geringerer Tiefe abgelagert worden sind als zum Beispiel die Couches Rouges der Klippen-Decke (Verhältnis Plankton/Benthos in den Couges Rouges 100:1).

Aus den Schimbergschiefern der Randkette, die in einer ähnlichen Facies wie die «Stadschiefer» ausgebildet sind, erwähnt ECKERT (1963) ein Plankton/Benthos-Verhältnis von 1:1, was sogar auf Ablagerung auf dem Schelf hindeuten könnte.

In der den Globigerinenschiefen der Drusberg-Decke faciell nahestehenden Südelbachserie verschiebt sich nach dem gleichen Autor das Verhältnis zugunsten des Planktons. Unterstrichen wird dieser Gegensatz zwischen Randkette und Drusberg-Decke, das heisst zwischen Nord- und Südhelvetikum, durch den tonmineralogischen Befund: In den Globigerinenschiefen der Randkette («Stadschiefer» von Alpnachstad) findet man neben Chlorit und Illit auch noch etwas Kaolinit, der den Globigerinenschiefen der Drusberg-Decke vollkommen abgeht.

13. «Verflyschung» der Globigerinenschiefer im oberen Teil und Einsetzen von typischer Wildflysch-Facies auf dem Rücken der Drusberg-Decke: Sind die für das Ablagerungsmilieu der Globigerinenschiefer gemachten Angaben zutreffend, hätte man damit auch einen gewissen Anhaltspunkt für die Ablagerungstiefe des Wildflysches der Drusberg-Decke gewonnen. Auf Sedimentation in einer Umgebung, die dem heutigen Kontinentalhang entspricht, weist auch die einsetzende Schüttung von Leimernkalken in Blockform hin.

14. Discocyclinen-Breccie mit faustgrossen, schwach gerundeten Komponenten von Habkerngranit, kleineren Stücken von Dolomit und Komponenten, die möglicherweise aus der Klippendeckenserie stammen: Diese Bildungen könnten in einem nicht erhaltenen Faciesstreifen, der unmittelbar südlich der Drusberg-Decke gelegen hat, abgelagert worden sein, weil einerseits neritisches Eocaen typisch für den helvetischen Miogeosynklinalbereich ist und andererseits ebensolche, wohl neritische Discocyclinenbreccien im heute erhalten gebliebenen Südhelvetikum fehlen (siehe auch Kapitel Habkern-Zone, S. 51).

Ähnliche Breccien werden von BADOUX & LOMBARD (1962, S. 13) aus dem westschweizerischen Ultrahelvetikum (Nappe de la Plaine Morte und Nappe du Sex Mort), sowie von SODER (1949, S. 77–83) aus der Habkern-Zone südlich der Schrattenfluh aufgeführt.

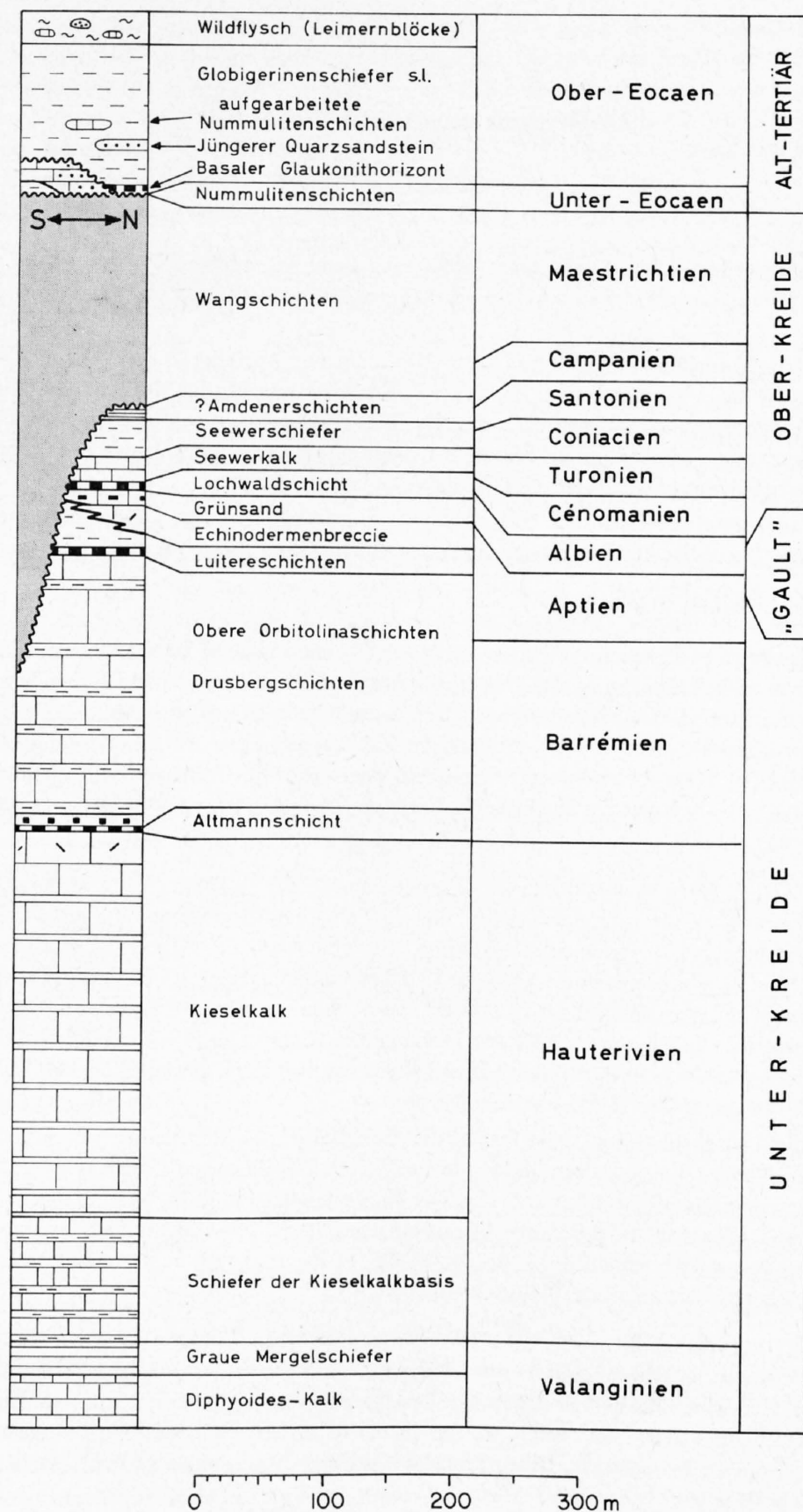


Fig.4: Stratigraphisches Sammelprofil durch Kreide und Alttertiär der Drusberg-Decke in der Giswiler Klippen-Region.

C. Bemerkungen zur Tektonik

(vgl. Tafel VI und Figur 2)

Die Tektonik wurde von VONDERSCHMITT (1923) eingehend beschrieben. Ich beschränke mich deshalb auf eine knappe Übersicht und füge dabei einige Details an, die das Kartieren im Masstab 1:10000 hervorbrachte.

Das allgemeine Streichen verläuft in ENE- bis NE-Richtung. Auffällig ist das Umknicken der Streichrichtung um fast 45° beim Querriegel von Kaiserstuhl. Ein hervorstechendes Merkmal der Drusberg-Decke im Gebiet der Giswiler Klippen ist das starke, oft wechselnde Axialgefälle gegen NE. Es erreicht bei Fontanen einen Maximalbetrag von fast 50°, ist im Fluonalp-Bros mattgebiet klein, nimmt bis Schintenflee zunächst allmählich und bei Tobelwald-Chaiserstuel wieder sprunghaft zu.

Wie schon einleitend erwähnt (vgl. S. 2), kann die Drusberg-Decke im Untersuchungsgebiet in vier Stirnfalten gegliedert werden, die hier mit VONDERSCHMITT von unten nach oben mit I bis IV bezeichnet sind.

Falte I ist nicht aufgeschlossen.

Falte II: Die Stirn in Drusbergschichten – obere Orbitolinaschichten ist schön ausgebildet am Arnistriste. Die Falte ist breit, kofferförmig, bei Mittlist Arni überschoben auf die Mulde I–II¹⁾. Der Südschenkel kommt gerade noch südöstlich oberhalb Mittlist Arni zum Vorschein, wo an einer kleinen Überschiebung «Gault» bis Seewerschiefer repetiert sind. Die östliche Fortsetzung dieser Falte ist in senkrecht stehenden bis leicht überkippten Wangschichten und Globigerinenschiefen im Chruterenbach aufgeschlossen (vgl. Figur 3). Die östlichste Fortsetzung im Untersuchungsgebiet vermuten wir nördlich unterhalb Emmeti-Weiler (siehe weiter unten).

Die *Mulde II–III* kann im Westen des Untersuchungsgebietes westlich des Wegleins nach Wandelen in «Gault» bis Seewerschiefern verfolgt werden. Sie wird abgeschnitten durch eine grosse Überschiebung von Drusbergschichten mit zerrissenem «Gault» und Seewerkalk auf der Überschiebungsbahn (Stirne der Falte III). Die Überschiebungsfläche ist prächtig sichtbar vom Oberende des Zickzackpfades aus, der von Mittlist Arni nach Wandelen führt. In der Westwand von Stellenen verläuft sie mehr oder weniger horizontal in den Wangschichten, südlich von Pt. 1800 bei Juchli in den Globigerinenschiefen des Synklinalkerns der Mulde II–III und kommt wieder zum Vorschein bei Fontanen, wo die Wangschichten der Falte III auf die Globigerinenschiefer der Mulde II–III überschoben sind.

Im Osten des Untersuchungsgebietes taucht die Mulde II–III wieder im Altibach auf: Zwischen den Koten 590 und 750 bildet der Kern mit Globigerinenschiefen und jüngerem Quarzsandstein, flankiert von den oberen Wangschichten, die rechte Bachseite. Der Nordschenkel der Mulde zieht in den Hang unterhalb Siten bei Emmeti-Weiler. Dort ist der Nordschenkel wieder aufgefaltet und wird nach Osten rasch zu einem kleinen Gewölbe, vermutlich zur Falte II. Die Mulde II–III flacht abrupt aus, im Guggendossen sind nur noch verscherte aber wenig verfaltete Wangschichten sichtbar.

Die *Falte III* füllt den südlichen Teil des Untersuchungsgebietes bis zum Lungerer See. Sie ist durchgehend aufgeschlossen von Wandelen (Überschiebung auf die Mulde II–III wie beschrieben) bis zu Tobelwald-Chaiserstuel. In dieser Einheit ist das Abknicken der allgemeinen Streichrichtung im Lungerersee- bis Chaiserstuel-Gebiet am besten erkenntlich, wo der schon mehrfach erwähnte Riegel aufgebaut wird. Gut ersichtlich ist dies am Diphyoideskalk. Dieser streicht von Turnacher in ungefähr östlicher Richtung auf die gegenüberliegende Seeseite.

¹⁾ Als Mulde I–II wird die Mulde zwischen den Falten I und II bezeichnet.

Weiter kann man das Abdrehen des allgemeinen Streichens in die E-W-Richtung des Kaiserstuhls schön verfolgen im Komplex «Gault» bis Oberkreide bei Alp Emmeti: Der Waldrand folgt nördlich und westlich der erwähnten Alp ziemlich genau der Grenze Echinodermenbreccie/Luiteremergel. Die Luiteremergel bilden eine weiche Mattenzone. Im Wald stösst man sofort auf die Kante der Echinodermenbreccie und auf Grünsandgesteine. Letztere lassen sich verfolgen in die Fluh östlich von Tobelwald, von wo sie unter verstärktem Axialgefälle abtauchen in die Gegend von Chaiserstuel.

Im Tobelwald findet man noch eine sekundäre Auffaltung mit einer Kante von Echinodermenbreccie und Grünsandgesteinen im Kern, um den sich Seewerkalk und Seewerschiefer legen. Darüber folgen dann die E-W streichenden Wangschichten, die nördlich Tobelgraben, bei Guggen und Emmeti-Weiler disharmonisch in die Falte III, die Mulde II–III und die Falte II gelegt sind.

Weniger klar und wohl nur in einem grösseren Zusammenhang endgültig zu verstehen sind die Verhältnisse im Abschnitt Ankenhubel–Turnacher: SE von Madegg findet man die Altmannschicht auf 1330 bis 1350 m Höhe, bei Juch auf etwa 1000 m. Von Juch aus lässt sich die Altmannschicht verfolgen bis ungefähr 50 m südwestlich von Blattis Turren. Dort taucht sie flexurartig auf Kote 880–890 östlich von Blattis Turren ab. Von diesem Punkt weg, noch einmal ähnlich wie bei Madegg–Juch, durch eine Störung auf 830 m Höhe hinunter versetzt, kann man die Altmannschicht etwa 500 m weiter gegen Norden beobachten bis sie unter Glazialschutt verschwindet.

Gemäss dem Verlauf der Altmannschicht kann man eine gewisse Einspiessung von Drusbergsschichten in Kieselkalk (bei Juch) und von den Schiefen der Kieselkalk-Basis in Diphyoideskalk und graue Mergelschiefer (bei Turnacher) beobachten. Ferner stellt man unterhalb Ankenhubel an der Untergrenze der Wangschichten eine kleine Mulde fest. Was nun diese auf der Linie Turnacher–Ankenhubel verlaufende Störungsschicht im einzelnen zu bedeuten hat, kann wegen der Kleinheit des kartierten Gebietes und der schlechten Aufschlussverhältnisse nicht entschieden werden. Auffällig ist jedenfalls, dass man ungefähr in der Fortsetzung dieser Linie im Gebiet NE Vorder Brosmatt ein Umknicken der Streichrichtung von NE–SW nach E–W an der Grenze Wangschichten/Globigerinenschiefer feststellen kann.

Die Stirn der Falte III liegt hauptsächlich in Wangschichten, welche die Alpen westlich, südlich und östlich des Giswilerstockes unterlagern, den obersten Teil des linken Hanges des Lungerer Sees aufbauen und sich bis Emmetiwald und Guggendossen fortsetzen. Im Detail weisen die Wangschichten einen äusserst komplizierten und schwer zu enträtselnden Bau auf. Namentlich im N-Teil der Falte III, wo die Wangschichten von weichen Seewerschiefen unterlagert sind, zeigen die Wangschichten (siehe oben) eine von der Unterlage mehr oder weniger unabhängige Deformation. So kann man z.B. im Riebenwald sehr schön zwei schon von VONDERSCHMITT (1923, S. 30; Profile 4–8) beschriebene sekundäre Mulden beobachten (vgl. geol. Skizze, Figur 6).

Die *Mulde III–IV*, nach ihrem schönsten Vorkommen Wilerhorn-Mulde bezeichnet, reicht nicht bis ins Untersuchungsgebiet hinein.

Über der Falte III sind an zwei Stellen Relikte erhalten geblieben, die von VONDERSCHMITT (1923, S. 30) als abgerissene und weit überschobene Teile einer noch höheren Einheit, der *Falte IV*, gedeutet werden. In der Unterlage des Mändli schaltet sich eine normal gelagerte, geringmächtige Serie von oberen Orbitolinaschichten (?) oder Schrattenkalk (?), geringmächtigen Grünsandgesteinen, Seewerkalk und Wangschichten ein, die mit etwa 30 bis 50° nach NE einfällt (vgl. auch VONDERSCHMITT, 1923; Spezialprofil S. 30). Darüber folgt dann, getrennt durch Wildflyschbreccien der Habkern-Zone, der südlichste Ausläufer des Verkehrt-schenkels der Rossflue-Falte (vgl. Kapitel Klippen-Decke, S. 75).

Diese Falte IV in der Unterlage des Mändli ist überschoben auf Globigerinenschiefer der Falte III. Zwischen den beiden Falten ist am Grat an der tiefsten Stelle zwischen Pt. 2107.8 und Pt. 2056 ein verschürftes Vorkommen von Seewerkalk eingeklemmt.

Am Grat von Dundelegg findet man schliesslich ein auf Falte III überschobenes Paket von Seewerkalk. Darunter kommen nochmals etwas Seewerschiefer zum Vorschein. Diese Seewerschichten bilden wahrscheinlich, zusammen mit den oben aufgeführten Seewerkalken zwischen den Falten III und IV in der Unterlage des Mändli, den zerrissenen Verkehrtshenkel der Falte IV.

II. Habkern-Zone (ultrahelvetisch)

A. Probleme

Der Ausdruck Habkern-Zone wird in der vorliegenden Arbeit im Sinne von SODER (1949, S. 71–73) verwendet. SODER unterscheidet, gestützt auf VONDERSCHMITT & SCHAUB (1943), in der «Habkern-Mulde» zwischen Schlieren- und Habkern-Zone.

Die Erforschungsgeschichte der «Habkern-Mulde» ist einleitend auf S. 2 kurz dargestellt worden, weshalb auf eine Wiederholung verzichtet werden kann.

Die «Schlieren-Zone» wird von einem typischen Flyschsediment aufgebaut. Aus diesem Grunde wird in dieser Arbeit nach SCHAUB (1951) der Ausdruck Schlierenflysch verwendet.

Anders verhält es sich mit der Habkern-Zone: Diese setzt sich aus den verschiedenartigsten Gesteinen zusammen, weshalb man nach dem Namen der Typgegend des Wildflysches s.s. (Habkernthal) und der häufigsten darin enthaltenen «exotischen» Einschlüsse (Habkerngranit und Leimernschichten) auch etwa die Bezeichnung «Habkernflysch» oder «Habkernwildflysch», «Flysch der Habkern-Zone», «Wildflysch s.l.» und andere findet.

Es herrscht insofern Einigkeit unter den meisten neueren Bearbeitern der Habkern-Zone, als der Begriff Wildflysch soweit als möglich wieder auf seine ursprüngliche, von KAUFMANN (1886) definierte Bedeutung eingeschränkt werden soll. *Wildflysch ist nach dieser Auffassung ein in der Habkern-Zone gut ausgebildetes, tonig-mergeliges Sediment mit chaotischer Lagerung, das als Matrix alle übrigen Gesteine dieser Zone in sich schliesst.*

Für das Untersuchungsgebiet wurde von VONDERSCHMITT folgende Unterteilung der Flyschmassen vorgeschlagen:

3. Flysch, verschuppt mit der Klippen-Decke

2. Schlierenflysch

1. Flysch der Habkern-Zone

Es sei hier unter teilweiser Vorwegnahme von Untersuchungsergebnissen und teilweiser Wiederholung von Gesagtem angeführt, dass sich der mit der Klippen-Decke verschuppte Flysch aus Wildflysch der Drusberg-Decke, Wildflysch der Habkern-Zone und Wildflysch der Klippen-Decke zusammensetzt (vgl. auch Tafel VI). Damit drängt sich eine Behandlung der verschiedenen Wildflyschtypen nach Deckenzugehörigkeit auf.

Der Wildflysch der Habkern-Zone stellt eine solche tektonische Einheit (Decke) dar, von der allerdings das Substrat nicht bekannt ist. In dieser Zone sind auch Elemente der Klippen-Decke und der Drusberg-Decke eingewickelt, die der Übersichtlichkeit halber im gleichen Kapitel behandelt werden. Es handelt sich namentlich um Schürflinge von der Alpoglerberg-Serie, von Gips, von Couches Rouges und Wildflysch der Rotspitz-Serie, sowie um teilweise grössere Vorkommen von Wangschichten und von obereocaenen Globigerinenschiefern.

Es werden nun zuerst die historischen Aspekte der Wildflysch-Probleme anhand der wichtigsten Begriffe kurz erläutert, worauf anhand der Lokalbeschreibung und der Datierung des Mikrofossilinhaltes versucht werden soll, die ultrahelvetischen Wildflyschablagerungen der Giswiler Klippen-Region zu charakterisieren.

1. Wildflysch s.s.

KAUFMANN'S Beschreibung (1886, S. 553) ist sehr anschaulich:

«Dunkelgraue bis schwarze, weiche, glänzende Schiefer, oft krummschalig und voll gestreifter Reibungsspiegel, wechseln mit Sandstein (gewöhnlich Macigno), zuweilen auch mit Konglomerat. Nicht selten sind Stadschiefer, Fukoidenschiefer und leimernartige Schiefer eingelagert, auch grünsandige Nummulitenkalke, Granitbrekzien etc. Die Schichten sind häufig und in merkwürdigster Weise gefaltet, geknickt und zerrissen, die Sandsteine quer gespalten, die Stücke auseinander gezerrt, gerieben und mehr oder weniger vom Schiefer umwickelt. Gewöhnlich hat weisser oder bräunlicher Calcit, zuweilen amorpher Quarzit die kleineren Klüfte wieder ausgefüllt. Die Ursache dieser extremen Lageveränderungen kann nicht blos in dem allgemeinen Dislokationsdrucke gesucht werden, denn sowie man in den Querprofilen aus dem Wildflysch (schwarzen Schiefer) herauskommt, pflegen sofort wieder einfachere Verhältnisse aufzutreten. Es scheint, dass dieser Wildschiefer aus irgend einer chemischen Qualität eine unwiderstehliche Kraft erlangt habe sein Volumen zu vergrössern und sich sonach unter wurmförmlichen Windungen Platz zu verschaffen. Hiemit steht vielleicht die Thatsache im Zusammenhang, dass der schwarze Schiefer vor dem Löthrohre sich verglasen lässt und dass im Wildflysch oft Gyps, Rauchwacke, Quarzitlagen, Granitbrekzien und Mineralquellen vorkommen.»

VONDERSCHMITT (1923) sowie später seine Schüler BENTZ (1948), SODER (1949) und GIGON (1952) halten sich an die Definition von KAUFMANN, soweit es sinnvoll erscheint. Die Entstehung des Wildflysches wird mit KAUFMANN und TERCIER (1948) als Spezialfall der Flysch-Sedimentation gedeutet, was auch in der Arbeit von TRÜMPY (1960) zum Ausdruck kommt. Auf die stratigraphische Verknüpfung von Globigerinenschiefern und Wildflysch weist besonders SODER (1949) hin: Globigerinenschiefer bauen nicht nur die Hauptmasse der Südelbachserie auf, wo Einlagerungen von Flysch und Wildflysch sicher stratigraphisch eingeschaltet sind, sondern sie kommen auch – stratigraphisch eingelagert – in echtem Wildflysch vor.

Wildflysch wird von den oben genannten Autoren als ein Sediment aufgefasst, das durch submarine gravitative Massenverfrachtungen angehäuft worden ist, im Gegensatz zu Turbiditen aber durch einen Transportmechanismus ohne oder mit wenig Turbulenz, also durch submarines «Slumping» und «Sliding»¹⁾ (man ist unwillkürlich an den Unterschied zwischen Schneeblatt und Staublawinen erinnert). Diese Bewegungen benötigen naturgemäss steilere Böschungswinkel als «Turbidity Currents», die selbst bei einer Hangneigung von weniger als einem Grad sich noch über Hunderte von Kilometern ausbreiten können. Dieser einleuchtenden Modellvorstellung steht eine gewisse Schwierigkeit gegenüber, indem die im Wildflysch enthaltenen Sandsteine im Handstück nicht von echten Flyschsandsteinen unterschieden werden können und wohl kaum als Resultat eines «Slump» oder «Slide» betrachtet werden können. Aus im Zentralen Apennin und in Sizilien gewonnenen Resultaten (BENEO 1956, 1958) kann man allerdings ersehen, dass chaotisch gelagerte, durch submarine Rutschungen angehäuften Sedimente, «Olisthostrome», mit allen denkbaren Übergängen lateral und vertikal in Turbidite übergehen können. Turbidite bilden nach BENEO geradezu eine Art Spezialfall von Olisthostromen, also eine Art Zwischenbildung zwischen chaotisch gelagertem Olisthostrom und normalem geschichtetem Sediment. Von DZULYNSKI e. a. (1959) wurden Lagen mit unvollständigem «Graded Bedding» Fluxoturbidite genannt (vgl. Kapitel Schlierenflysch S. 53).

Wildflysch wäre somit durch Vorherrschen von Olisthostromen charakterisiert, untergeordnet treten Fluxoturbidite, Turbidite und normales geschichtetes Sediment auf.

Selbst wenn man die olisthostromatische Theorie BENEOS als Arbeitshypothese akzeptiert, ist damit noch keineswegs eine Erklärung des Wildflyschphänomens gefunden. Eine solche muss sich nicht nur auf die jüngsten, in den Tonfraktionen enthaltenen Fossilien, sondern auch auf die Datierung und Art der Einlagerung möglichst aller im Wildflysch enthaltenen Komponenten, insbesondere auch der Flyschsandsteine, stützen. Nur auf diese Art und Weise kann zwischen «Wildflysch-Matrix», aufgearbeitetem älterem Material und tektonisch eingewickelten Blöcken unterschieden werden.

Für die Kartierung ist zu beachten, dass auch andere mergelig-tonige Serien, wie zum Beispiel die Globigerinenschiefer und die Seewerschiefer unter tektonischer Beanspruchung ein dem Wildflysch täuschend ähnliches Aussehen annehmen können, besonders wenn harte Bänke eingeschaltet sind. Die Literatur ist voll von entsprechenden Verwechslungen und auch von Ausdrücken wie «wildflyschartig» usw., die diesen Tatbestand illustrieren.

¹⁾ Eingehendere Diskussionen der Entstehungsweise des Wildflysches enthalten die Arbeiten von SODER (1949, S. 83–85) und GIGON (1952, S. 113–114).

2. Leimernschichten

Als häufigstes und neben dem Habkerngranit auffälligstes Gestein der Habkern-Zone haben die Leimernschichten von jeher Spekulationen über ihre Herkunft angeregt. Die wichtigsten Hinweise kann man wiederum KAUFMANN'S Beschreibung entnehmen (1886, S. 552–553):

«Der Name ist von dem Bergrücken Leimern bei Beatenberg entlehnt und findet sich zuerst in der eilften Lieferung dieser Beiträge, pag. 164. Die Facies ist seewerartig. Kalkstein und dünngeschichtete Mergel bilden die einzigen Gesteinsarten, wechseln gewöhnlich mit einander ab und zeichnen sich vor Allem aus durch weisse oder rothe Färbung. Die Farben gehen oft ineinander über; doch kommt Weiss an manchen Lokalitäten allein vor; selten gesellt sich zu Roth noch Grün. Weiss geht häufig in ein sehr lichtes Grüngrau über. Die Kalke sind oft von feinen, mit Calcit oder Aragonit ausgefüllten, diagonalen Klüften durchsetzt und spalten sich auch meist in diagonalen Richtungen. Charakteristisch ist ein nie fehlender reicher Foraminiferengehalt, mit Anklang an die Fauna des Seewerschiefers (nähere Untersuchung vorbehalten). Die Schichten erscheinen als lokale Einlagerungen und sind mit dem umgebenden Flysch theils durch Gesteinsübergänge, theils durch Alternirung oft so innig verbunden, dass an der Gleichzeitigkeit der Bildung nicht gezweifelt werden kann. Die Vorkommnisse beschränken sich auf den Südwesten des Gebietes; die östlichsten Stellen sind Aeschi, Junkholz und Rothspitz.»

Die Typlokalität Leimern wurde erneut von GIGON (1952) untersucht, der für den riesigen Block Einsedimentation in die Grundmasse nachweist und ihn mittels Bestimmung der Globotruncaniden als Turonien-Maestrichtien datiert. In einzelnen Blöcken konnte Paleocaen festgestellt werden.

Einen Spezialfall stellen die im Wildflysch eingelagerten unter- und obereocaenen Globigerinenschiefer dar: Diese sind im Feld, wie weiter unten ausgeführt werden wird, lithologisch nur schwer und durch die Art der Einlagerung überhaupt nicht von den «echten» kretazisch-paleocaenen Leimernschichten zu unterscheiden. Der Begriff «Leimernschichten» wird aus diesen Gründen in der vorliegenden Arbeit auf alle im Wildflysch eingeschlossenen pelagischen Kalke und Kalkmergelschiefer ausgedehnt, die kretazisch-tertiäre, planktonische Kleinforaminiferen führen.

Nach GIGON sind die Leimernschichten ein Relikt der Klippen-Decke, eine Deutung, die auch auf andere Einschlüsse in der Habkern-Zone angewandt wird (TRÜMPY, 1956, S. 584 und REBER, 1964, S. 144).

Diese Annahme stellt aber bedeutende kinematische Schwierigkeiten, wenn man den Ablauf der Alpenfaltung in die Betrachtungsweise miteinbezieht. Auf diese Probleme haben nicht zuletzt die genannten Autoren selbst hingewiesen (siehe auch R. FREI, 1963, und TRÜMPY, 1964). Eine so grosse Verkürzung des alpinen Raumes, wie sie aus der oben angegebenen Deutung der exotischen Blöcke folgt, ist für die Zeit des Obereocaens wenig wahrscheinlich (TRÜMPY, 1960, S. 898). TRÜMPY (1964, S. 616–617) erwägt deshalb erstmals eine Herleitung der exotischen Blöcke aus einem Faciesbereich nördlich des von ihm als nordpenninisch bezeichneten Wäggitaler Flysches.

3. Habkerngranit, Dolomit, Gips, Barytkugeln, Alberese, Wangschichten, Radiolarienkalke

Schon von altersher hat der auffällig frische Habkerngranit das Interesse der Geologen auf sich gezogen und zu allerlei Spekulationen Anlass gegeben. Eine eingehende Studie, die auch die oft mit dem Granit vorkommenden kristallinen Schiefer berücksichtigen müsste, steht zur Zeit noch aus.

Das Biotitalter des Habkerngranites wurde mittels der Rb/Sr-Methode auf 267 Mio. Jahre \pm 11 Mio. Jahre durch JÄGER (1962) bestimmt. Untersuchungen von GIGON (1952) haben einen ausserordentlich hohen Ba-Gehalt ergeben, der zusammen mit dem leichtlöslichen Gips zur Ausfällung von Baryt und zur Bildung der bekannten Kugeln geführt haben mag. Bestimmungen von Feldspäten an vier Proben des Untersuchungsgebietes durch A. G. Milnes nach der Zonenmethode von RITTMANN (1929) ergaben reinen Albit in drei Fällen und in einem vierten Vorkommen (Gibsgaben Kote 1240; möglicherweise glazial verschleppt) Oligoklas. Mit Gips zusammen trifft man meist Dolomit und dolomitische Mergel. Weitere, manchmal schwer zu erkennende Einschlüsse stellen in erster Linie Wangschichten und Radiolarienkalke sowie sterile, dichte Flyschkalke (Alberese) dar. Eher problematische Einschlüsse sind weiter unten, bei der Beschreibung der Aufschlüsse, aufgeführt.

B. Vorkommen und Ausbildung

Wegen der schlechten Aufschlussverhältnisse und der unübersehbaren tektonischen Komplikationen kann kein Profil zusammengestellt werden. Erst nach der Lokalbeschreibung kann man Vermutungen über die Sedimentation anstellen. Die Beschreibung erfolgt nach Lokalitäten, die zu Gruppen zusammengefasst werden. Die Nummern sind dieselben wie auf der tektonischen Kartenskizze (Tafel VI). Bei der Beschreibung wird von Osten nach Westen vorgegangen.

1. Altibach–Zopfwald–Meisibüelegg (vgl. geol. Skizze, Fig. 5)

Das dicht bewaldete, stark verschuttete und verrutschte, steile Gelände enthält auf der linken Seite des Altibaches zwischen 630 und 700 m Höhe verschiedene Aufschlüsse, die stark verrutscht sind und von Jahr zu Jahr wechseln.

Als erwähnenswertes Gestein wurde im Altibach zwischen Kote 690 und 700 lediglich ein grauer, fleckiger Kalk mit Radiolarien, Hedbergellen und Rotaliporen gefunden.

Ein bemerkenswerter Anriss befindet sich an einem steilen Hang im Zopfwald in einem Graben auf 720–750 m Höhe (Koord. 654.190/186.220): Von unten nach oben stehen auf der rechten Seite des Grabens stark tektonisierte Flysch-Sand- und Siltsteine in gerade noch erkennbarem typischem Wechsel mit dunkeln Mergelschiefern an, auf der linken Seite grau-grünliche, gelblich-grau anwitternde fleckige Globigerinenschiefer untereoacaenen Alters (*Globorotalia aragonensis*-Zone). Darüber folgen Leimernkalke mit zweikieligen Globotruncanen, dann etwa 10 m dunkel-oliv-grünliche Mergel und schliesslich bräunlich bis dunkelgraue, fleckige, dichte Kalke alternierend mit dunkeln Mergeln.

Im südlichsten grösseren Wildflysch-Aufschluss des Zopfwaldes auf Kote 780–790 findet man fossilreichen, glaukonitischen Sandstein mit kleinen Nummuliten, Discocyclinen, Globigerinen, Lithothamnien, Bryozoen, Echinodermensplittern, Serpeln, sowie Komponenten von aufgearbeitetem Calpionellenkalk, Leimernkalk, Radiolarien- und Trocholinenkalk, ferner Kristallin. Daneben sind auch oberpaleocaene bis untereoacaene Globigerinenschiefer mit aufgearbeiteten Globotruncanen aufgeschlossen.

Über den Globigerinenschiefern des Südschenkels der Mulde II–III fallen grosse Leimernschollen auf, ein erstes Paket auf Kote 800, ca. 130 m ENE Pt. 897, und ein grösseres 100 m NE Pt. 1158 (unterhalb der Bergstrasse nach Bros matt). Die letztere Leimernkalkscholle tritt auf LK 1189 deutlich hervor und steckt im wahrscheinlich besten Wildflysch-Aufschluss der Giswiler Klippen-Region überhaupt (C in Figur 5): Über der Kante des jüngeren Quarzsandsteins setzen etwas fleckige Globigerinenschiefer ein, die spiegsig zerfallen und in denen zuoberst Nummuliten-Lithothamnienkalk einsedimentiert ist. Dieser Nummuliten-Lithothamnienkalk bildet etwa auf Kote 1100 eine Felswand, an deren Fuss die Globigerinenschiefer seitlich auskeilen. Darüber folgt bis zu 20 m typischer Wildflysch: Dunkle bis in den Mikrobereich nach allen Richtungen zerknietete und druckgeschieferte Mergel, von Kalzitadern begleitet und durchschlagen. Darin sind Fetzen von Leimernkalk, glaukonitischen Flyschsandsteinen, Siltsteinen, bräunlichen Sandkalken und grünlichen Ölquarziten eingelagert. In den dunkeln Mergeln finden sich dünne Lagen von feingeschichteten, grünlichen Leimernmergeln mit bis fast zur Unkenntlichkeit ausgewalzten Brocken von Leimernkalken. Helle Leimernkalke bauen dann die markante Felskante von ungefähr 1010 bis 1120 m Höhe auf. Es konnten keine Anhaltspunkte gewonnen werden dafür, ob der Kontakt zwischen Globigerinenschiefern der Drusberg-Decke und dem Wildflysch primär-sedimentär, tektonisch überprägt oder primär-tektonisch ist. Die Möglichkeit ist also nicht auszuschliessen, dass dieser Wildflysch der Drusberg-Decke zugerechnet werden muss.

2. Vorder Bros matt (vgl. geol. Skizze, Fig. 5)

Nordöstlich und nördlich Vorder Bros matt: Am Fusspfad, der von der Bergstrasse zu den Hütten von Vorder Bros matt führt, kommen stark tektonisierte dunkle Schiefer zum Vorschein, die verknetet sind mit

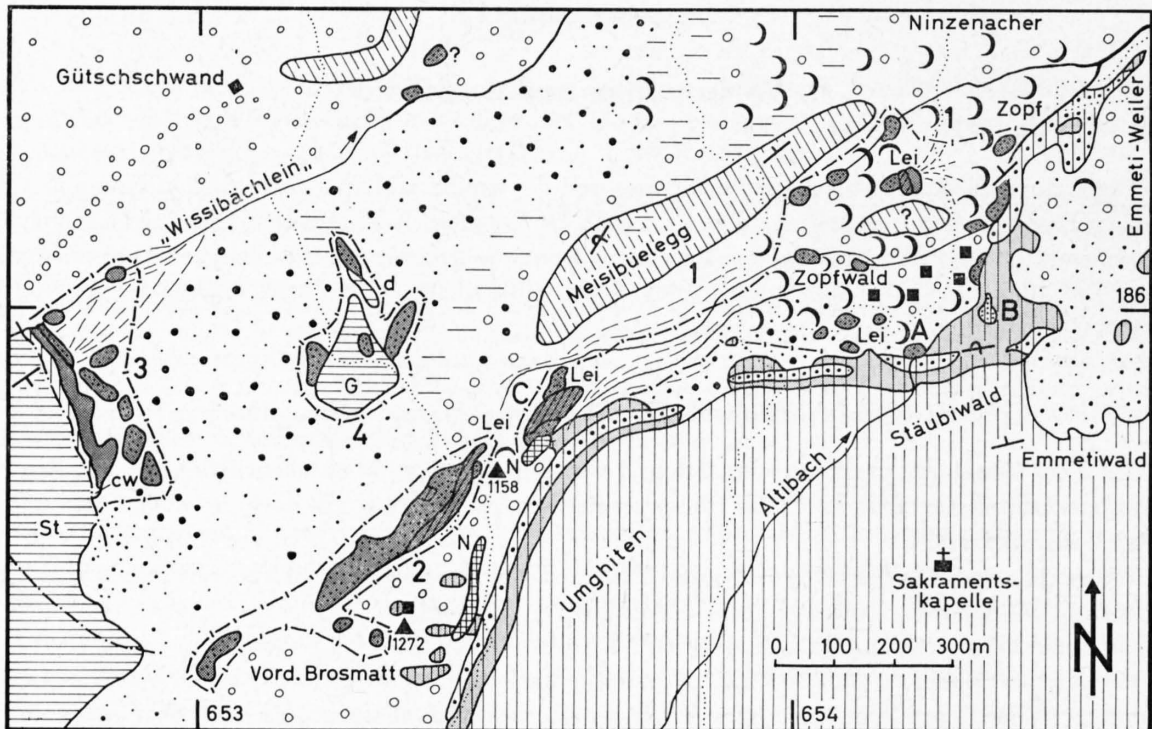


Fig.5: Geologische Skizze des Altibach-Vorder Brosmattgebietes (Lokalitäten 1-4 auf Tafel VI).

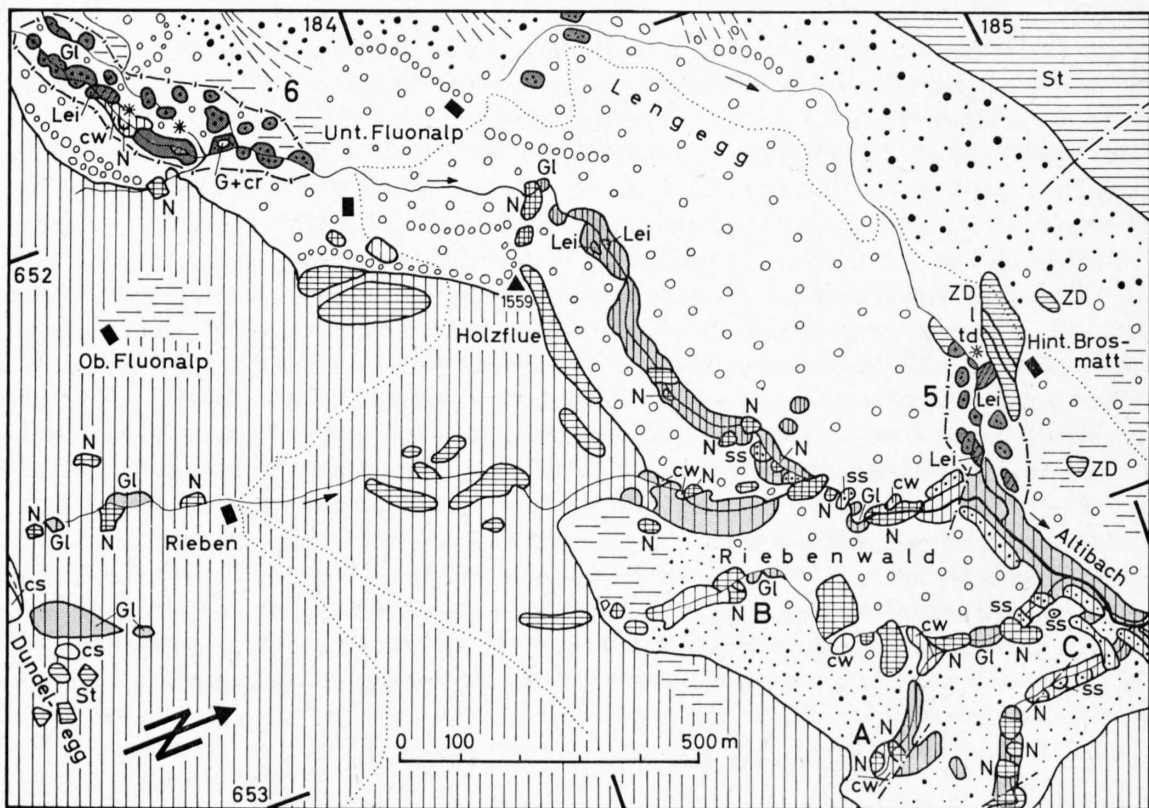


Fig.6: Geologische Skizze des Hinter Brosmatt-Fluonalpgebietes (Lokalitäten 5-6 auf Tafel VI).

helleren Leimernmergeln. Diese führen teilweise nur Kreideforaminiferen, in anderen, ähnlichen Mergeln sind die Kreideforaminiferen aber vermisch mit tertiären Globigerinen und Globorotalien, die wahrscheinlich der *Globorotalia aragonensis*-Zone zuzuordnen sind.

In der schwachen, stark im Rutschen befindlichen Geländemulde NW des Wegleins, das von der Bergstrasse hinauf zu den Hütten von Vorder Brosmatt führt, liegt wahllos verstreut bis auf eine Höhe von 1310 m eine grosse Auswahl von Wildflyschgesteinen: Am auffälligsten sind verschiedene, etwas konglomeratische Breccien mit Komponenten von gelbem Dolomit, verschiedenen Kalken und Sandkalken, schwarzen Kieselkalken, Chloritschiefern und Quarziten. Kalkige sandige Matrix überwiegt weitaus. Wo viel Chloritschiefer in Komponenten auftritt, ist Muskovit in der Matrix häufig. Meist sind diese Breccien steril, in einem Fall konnten Milioliden und Lithothamnien festgestellt werden.

Weiter findet man Sand- und Siltsteine: Diese sind steril oder enthalten spärliche Reste von Lithothamnien, Bryozoen, Nummulitiden, Discocyclinen und Globigerinen. Zwischen 1240 und 1250 m Höhe quert eine mehr oder weniger zusammenhängende Sandsteinbank ohne Turbidit-Merkmale, die als Fluxoturbidit anzusprechen ist und einige Meter Mächtigkeit erreichen kann, die Geländemulde.

Massenhaft kommen Leimernkalke vor, und zwar in hellen dichten, roten und sehr schwach glaukonitischen, dunkelgrauen bis schwärzlichen, feinstgeschichteten Varietäten. Sie liegen zum grössten Teil in einem Geländestreifen unter dem Wildflysch (siehe geol. Skizze, Fig. 5) ungefähr im Streichen des riesigen, auf S. 39 beschriebenen Leimernklotzes.


Als weiteres interessantes Gestein sei ein grünlicher, mergelig-kalkiger, schwach glaukonitischer Siltstein mit tertiären Globigerinen und gekielten Globorotalien aufgeführt. Dieser Siltstein erinnert stark an die Wildflysch-Sandsteine des Rotsplitzes (Klippendecken-Flysch, siehe S. 67).


Als letztes Gestein ist ein fleckiger, leimernähnlicher Kalk zu erwähnen, der Hedbergellen, aber keine Globotruncaniden führt (siehe auch S. 80).

Legende zu Figuren 5 und 6


Signaturen


A,B,C: Lokaltäten (vgl. Text)


 Auf der tekt. Kartenskizze (Tafel VI) zusammengefasste Aufschlüsse (1-6)

 Fahrsträsslein, Fusswege


 Schichtgrenzen


 Brüche, Ueberschiebungen

 Verkehrte Lagerung, Einfallen 30-60°


 Normale Lagerung Einfallen > 60°


Quartär


 Bachschuttkegel


 Gehängeschutt


 Blockschutt, Bergsturz

 Rutschung

 Sackung

 Nasse Wiesen, Sumpf

 Blöcke von jüngerem Quarzsandstein, wahrscheinlich in situ

 Glazialschutt, Moränenwälle

Klippen - Decke

St: Giswilerstock - Trias

ZD: Zoophycus-Dogger

l: Lias

td: Dolomit, Obertrias

G: Gips, Obertrias

d: Dolomit, Obertrias


cr: Couches Rouges

ALPOGLERBERG-SERIE


GLAUBENBÜELEN-SERIE


ROTSPLITZ-SERIE


Schlierenflysch

 Oberer Schlierensandstein (Untereocaen)


Habkern - Zone


 Wildflysch mit Habkerngranit (Oberpaleocaen - Untereocaen)


 Globigerinenschiefer, z.T. fleckig "Fleckenmergel" (Pal., Ob. Eocaen)


 Grössere Einschlüsse von Leimern - schichten (Obere Kreide - Alttertiär)


Drusberg - Decke


 Wildflysch (Obereocaen)


 Globigerinenschiefer (Obereocaen)


 Jüngerer Quarzsandst., aufgearb. Numm.-Sch.

 Älterer Quarzsandstein

 Nummulitenschichten (Untereocaen)

 Wangschichten (Ob. Campan. - Maestr.)

 Seewerschiefer (Coniacien - Santonien)

 Seewerkalk (Turonien)

3. Ostende des Giswilerstockes (vgl. geol. Skizze, Figur 5)

Unter dem NE-Ende des Giswilerstockes sind von unten nach oben Pakete von Flysch, Globigerinen-Fleckenmergeln und Wangschichten aufgeschlossen.

a) Flysch

Man findet in diesem Paket typische Flyschsequenzen, die vorwiegend Turbidit-Merkmale zeigen. Es sind die einzigen Vorkommen von echten Flyschgesteinen in der Habkern-Zone des Untersuchungsgebietes. Graue, kalkige, schwach glaukonitführende Sandsteine dominieren, Siltsteine und Mergel treten zurück. In seltenen Fällen werden diese Sandsteine grobkörnig und sind dann von hellgrauer Farbe und führen meist Dolomitkomponenten. Normalerweise zeigen die Sandsteine ein mehr oder weniger gut ausgebildetes «Graded Bedding». Die dickeren, mehr als etwa einen Meter mächtigen Bänke zeigen eine homogene Kornverteilung oder höchstens partienweise «Graded Bedding» («Fluxoturbidite»). Die Sandsteine sind fossilarm; in den gröberen Lagen – im unteren Teil einer Turbiditbank – treten hie und da kleine Nummuliten, Disco-cyclinen, Lithothamnien und Globigerinen auf.

Die Siltsteine treten in dünnen Lagen auf. Sie sind dunkelgrau-schwarz, enthalten weniger Kalk als die Sandsteine, dafür um so mehr kohliges, organisches Material und Glimmerschüppchen. Die quarzreicheren Typen dieser Siltsteine sind grünlich, ölquarzitisch, stellenweise rostrot anwitternd. Sie zeigen meist ausgeprägte Lamination und sind vielfach kombiniert mit «Graded Bedding» oder Kreuzschichtung. Lamination kann in unregelmässige Lagerung übergehen und – durch zunehmende synsedimentäre Deformation oder aus Kreuzschichtung – in «Convolute Bedding». An Strömungsmarken wurden nur schwache «Groove Casts» gefunden. Die Schichtunterflächen sind meist und die Oberflächen seltener von einem komplizierten System von Lebensspuren überzogen. Die dunkeln, hie und da ölquarzitischen Siltsteine sind fossilarm, die helleren, kalkigeren Typen können massenhaft Globigerinen enthalten. Zwischen den einzelnen Turbiditen schalten sich schwarze, tonige und hellere, schwach fleckige, vielfach grünliche, kalkige, seltener siltige Mergel ein. Sie sind meist steril oder enthalten nur wenig agglutinierende Foraminiferen (wohl «autochthone» Flysch-Fauna). Zu diesen gesellen sich in einigen wenigen Fällen kümmerliche Globigerinen-Vergesellschaftungen. In siltigen Mergeln wurden in einem Fall kleine Disco-cyclinen und andere Grossforaminiferen entdeckt.

Der oben beschriebene Flysch ist in drei Schuppen aufgeschlossen. Diese weisen analoge Facies auf, es lassen sich jedoch keine direkten seitlichen Zusammenhänge nachweisen, da die Aufschlüsse sich im Dreieck zwischen der Ostwand des Giswilerstockes, den Hauptschuttfächern darunter und dem «Wissibächlein» befinden, das starken Rutschungen ausgesetzt ist.

- 1) Auf 1270–1280 m Höhe (Koord. 652.910/185.800) beginnend sind etwa 10–15 m eines durchgehenden Profils aufgeschlossen: Dünne Siltsteinbänke überwiegen hier, es finden sich aber auch einige Sandsteinbänke von 30–40 cm grösster Mächtigkeit. Über diesem Profil sind noch einige Meter eines verkehrt gelagerten, stark verrutschten Paketes desselben Flysches aufgeschlossen. Die obersten Aufschlüsse befinden sich auf Kote 1300, wo bei nassem Wetter eine kleine Quelle austritt (an einem Fusspfad).
- 2) Ein analoges Profil beginnt etwa 50 m nördlich des Profilbeginns von 1) etwa auf Kote 1260, ist aber nicht so gut zugänglich wie jenes. In dieser fast doppelt so mächtigen Sequenz dominieren Sandsteinbänke von über 1 m Mächtigkeit; Siltsteinlagen treten zurück. Über dem Profil ist wie in 1) noch eine kleinere Schuppe mit verkehrter Lagerung feststellbar.
- 3) Wenig nördlich des Profilbeginns von 2), auf 1250–1260 m Höhe, beginnt eine bis mehrere Meter dicke Sandsteinbank, die zunächst auf eine Länge von 50 m verrutscht ist, dann aber mit Unterbrüchen bis zum «Wissibächlein» Kote 1260–1270 durchzieht. Es sind in erster Linie grobkörnig-brecciöse Sandsteine; Mergel fehlen praktisch vollständig.

b) Globigerinen-Fleckenmergel

Über den beschriebenen Vorkommen von Flysch folgen überall, teils von Gehängeschutt überschüttet, kalkige, helle Mergelschiefer mit deutlichen, bis einige Zentimeter langen dunkeln Flecken. Diese Mergel-

schiefer zeigen Übergänge zu wildflyschähnlichen Mergeln (z.B. in den untersten Aufschlüssen). Charakteristisch ist ein nie fehlender Gehalt an zumeist arg zerdrückten Globigerinen. Im Graben südlich des «Wissibächleins» und im «Wissibächlein» selbst sind in diesen Mergelschiefern (bzw. im letzteren Fall mit den darüber liegenden Wangschichten verknüttet) Lithothamnienbreccien mit Nummuliten, Discocyclinen, Rotaliden und Bryozoen und ein Stück Alberese eingelagert.

c) Wangschichten

Die unter b) beschriebenen Globigerinen-Fleckenmergel werden nach oben begrenzt durch eine Lage tektonisch äusserst beanspruchter Wangschichten, die, soweit sichtbar, direkt die Giswilerstock-Trias unterlagert. Die Mächtigkeit beträgt schätzungsweise 10 m maximal. Die Wangschichten sind als durchgehendes Band aufgeschlossen von der Intersektion der Höhenkurve 1360 mit dem Fuss der Ostwand des Giswilerstockes schräg hinunter bis ins «Wissibächlein», wo sie ungefähr auf Kote 1280 unter Glazialschutt verschwinden.

Erwähnenswert ist weiterhin das Vorkommen eines isolierten Gipsbrockens oberhalb Paket 3 (vgl. oben) sowie von rotem Dolomit im «Wissibächlein» etwa auf Kote 1195 bei versackten Globigerinen-Fleckenmergeln. Leider konnte keines von beiden in der Nähe anstehend gefunden werden.

Ein ursprünglicher stratigraphischer Zusammenhang zwischen Wangschichten und Globigerinen-Fleckenmergeln ist möglich, kann aber infolge der starken tektonischen Beanspruchung der Kontaktfläche nicht nachgewiesen werden. Schwieriger zu verstehen ist das Verhältnis Flysch-Fleckenmergel. Es ist an und für sich am wahrscheinlichsten, dass der Flysch über den Fleckenmergeln abgelagert wurde. In diesem Fall ist der jüngere Teil des Flysches (die normalliegenden, gut aufgeschlossenen Pakete) zurück in die normale Lagerung rotiert worden, während das topographisch darüber liegende, verkehrt gelagerte Paket noch in mehr oder weniger stratigraphischem Kontakt mit den Fleckenmergeln stehen würde. Somit könnten die speziellen Verhältnisse in der Unterlage des Giswilerstock-Ostendes eventuell durch eine verschleppte und zerrissene, nach NE überliegende «Synklinale» gedeutet werden.

4. Stockmatt (vgl. geol. Skizze, Figur 5)

Die spärlichen Aufschlüsse befinden sich ober- und unterhalb des Fahrsträssleins nach Bros matt in einer Geländemulde etwa halbwegs zwischen Stockmatt und Meisibüelegg. In der Nähe einer grossen Gips-scholle am Fahrsträsslein und bei einer Dolomitbank auf ungefähr Kote 1070 findet man, schlecht aufgeschossen, einige sterile Sandsteine.

Aufschlüsse in der Nähe: Im «Wissibächlein» etwa auf Kote 980 stehen Wangschichten und dazugehörige Nummulitenschichten neben Wildflysch-Sandsteinen an (vgl. VONDERSCHMITT, 1923; S.11). Darüber folgen auf Kote 990 noch einmal Wangschichten, die einen Steilabfall bilden. Im Bächlein nördlich davon, Kote 940–970, findet man Wildflysch-Mergel mit fleckigen Globigerinenschiefern, Breccien mit Dolomitkomponenten, kalkige bräunliche Sandsteine, Ölquarzite und Gips. Darunter kommt stark tektonisch beanspruchter Schlierenflysch zum Vorschein.

5. Hinter Bros matt (vgl. geol. Skizze, Figur 6)

Die Aufschlüsse befinden sich südlich der Hütten von Hinter Bros matt im Bach von Lengegg zwischen Kote 1265 und 1305 und an den beidseitigen, nachrutschenden Ufern. Die Begrenzung nach oben ist gegeben durch die tektonischen Schürfpakete von Klippensedimenten der Alpoglerberg-Serie (vgl. Kapitel Klippen-Decke, S. 56).

Man findet vorwiegend schwarze Wildflysch-Mergel, vermengt mit Globigerinenschiefern, so zum Beispiel am unteren Weglein nach Schwand auf der rechten Bachseite. Leimernkalke folgen unmittelbar über den Globigerinenschiefern auf der rechten Bachseite etwa auf 1265 m Höhe. Leimernkalke bilden auch einen

kleinen Wasserfall im Wald unter den Alphütten von Hinter Brosmatt, darunter kommen einige Meter Leimernmergel zum Vorschein. Daneben treten glaukonitische Sandsteine mit auffällig viel kristallinen Komponenten, Siltsteine, Ölquarzite und Habkerngranit auf.

In den Sandsteinen konnte als Komponente Radiolarienkalk und in der Grundmasse Nummuliten, Discocyclinen, Operculinen, Globigerinen, Globorotalien und Rotaliden bestimmt werden.

Im Bach auf Kote 1300 fand sich ein Block einer Lithothamnienbreccie mit bis zu faustgrossen und grösseren, gerundeten Komponenten von typischem Habkerngranit und gelb verwitterndem Dolomit. Im Dünn-
schliff kann man neben diesen Komponenten Calpionellenkalk und einen radiolarienführenden, dichten Kalk mit *Saccocoma*, wie er am Südabhang des Rotspitzes (Klippen-Decke, vgl. S. 63) ansteht, bestimmen. In der schwach glaukonitischen Grundmasse sind Discocyclinen, Bryozoen, Echinodermensplitter, selten Nummuliten, Operculinen, Serpeln, Textulariden und Rotaliden eingebettet.

Einige Meter über der oben beschriebenen Lithothamnienbreccie lag eine ganz analoge konglomeratische Breccie mit den gleichen sedimentären Komponenten wie diese. Daneben führt sie aber auch einen hellen dichten Kalk mit Kieselschnüren und anstelle des Habkerngranites Komponenten eines Chloritschiefers.

6. Bach SW Unter Fluonalp (vgl. geol. Skizze, Figur 6)

Die Aufschlüsse befinden sich zwischen 1580 und 1710 m Höhe im Bachbett und auf der Westseite des Baches in den Alpweiden.

Man findet überall dunkle und schwarze Wildflysch-Mergel, die partienweise mit helleren Leimernmergeln verknetet sind. In dieser weichen Grundmasse stecken, manchmal in Form von grösseren Blöcken, wenige Breccien, viele Sandsteine mit vorwiegend kristallinen und dolomitischen Komponenten, grünliche Ölquarzite, dunkle, feingeschichtete, Glimmer führende Siltsteine, helle dichte Leimern, dunkle geflaserte Leimern, Habkerngranit, Barytkugeln und dunkle wangähnliche Kalke.

Besonders auffällig an einigen der Aufschlüsse ist die Vermengung der aufgeführten Wildflysch-Gesteine mit Sedimenten, die mit grosser Wahrscheinlichkeit aus der Klippen-Decke stammen: Etwas unter der Höhenkurve 1600 auf der rechten Bachseite stecken gelbe dolomitische und grüne und rote, sandig-glimmerige dolomitische Mergel, vergleichbar mit gewissen Gesteinen der Trias von Glaubenbüelen (vgl. Kapitel Klippen-Decke, S. 59).

Auf etwa Kote 1620 ist ein Gipsbrocken in den Wildflysch eingelagert, darunter zieht eine Bank feingeschichteter grauer Mergel mit unbestimmbaren tertiären Globigerinen und Globorotalien durch. Ganz in der Nähe findet sich aber auch, schlechter aufgeschlossen, partienweise stark tektonisierte grünliche und rötliche Mergel und rötlicher Mergelkalk. Diese Mergel führen eine reiche, jedoch schlecht erhaltene Fauna von Globigerinen und gekielten Globorotalien, die altersmässig durchaus mit den tertiären Couches Rouges und dem Wildflysch des Rotspitzes verglichen werden können (vgl. auch S. 52 und S. 81).

Von 1630 bis 1660 m Höhe stehen in dem oben genannten Bach fleckige Globigerinenschiefer mit eingeschalteten Wildflysch-Mergeln und Leimernbrocken an. Darüber folgen mit scharfem, tektonisiertem Kontakt Wangschichten bis auf Kote 1680, die unterhalb eines Wegübergangs einen kleinen Wasserfall bilden. Ungefähr auf Kote 1670 fand sich im Bachbett ein isolierter Block von Habkerngranit.

Globigerinenschiefer und Wangschichten gehören offensichtlich zur Drusberg-Decke. Die verkehrte Lagerung ist bedingt durch lokale Verfäلتelung oder durch Verschüfung durch die Masse des Giswilerstocks.

Über den Wangschichten setzen Leimernkalke und -mergel ein, und ungefähr von Kote 1675 an folgen wild vermengte Wildflysch-Mergel und Globigerinenschiefer mit Einschlüssen von Leimernkalken und -mergeln, Breccien und Sandsteinen mit Granit- und Dolomit-Komponenten, dunkeln Siltsteinen und Ölquarziten. Als etwas fremdartigen Bestandteil in diesem Wildflysch sei eine schwach glaukonitische Lithothamnienbreccie aufgeführt, die Nummuliten, Discocyclinen, Rotaliden (ähnlich denjenigen aus den Nummulitenschichten) und Bryozoen führt, dazu treten als Gesteinskomponenten Radiolarienkalk und Chloritschiefer.

Aufschlüsse in der Nähe: Bei Lengegg westlich und südlich der Kurve am Strässlein von Hinter Brosmatt nach Unter Fluonalp auf ungefähr 1500 m Höhe findet man einige spärliche Aufschlüsse mit Sandsteinen, Siltsteinen und Ölquarziten.

7. Mändli

Bei Pt. 2056 unter der Rauhwacke des Mändli (Verkehrtschenkel der Rossflue-Falte) und unter einer tektonisch etwas losgelösten Bank von dolomitischem Kalk der Giswilerstock-Trias, die sich im Couloir von Pt. 2056 nach Heidenboden von etwa Kote 2030 auf Kote 2010 hinunter zieht, kommen konglomeratische, polygene Breccien und wenig Sandsteine zum Vorschein. Auffällig an den Breccien sind grosse, schwach gerundete bis gerundete Komponenten (maximaler Durchmesser 2–3 cm) von dolomitischen Kalken, die eine grosse Ähnlichkeit mit der Giswilerstock-Trias aufweisen. Weiter enthalten die Breccien Dolomit- und wenige kristalline Komponenten. Im Dünnschliff identifiziert man dazu noch kleine Stücke von verkieseltem Radiolarienkalk und braunen, bituminösen Kalken.

8. Fontanen

Im Bach oberhalb der Hütten von Fontanen zwischen 1680 und 1700 m Höhe trifft man die hauptsächlichsten Aufschlüsse: Dunkle Wildflysch-Mergel sind vermengt mit helleren Leimernmergeln und Mergeln ganz ähnlich denjenigen aus dem Übergangsniveau Globigerinenschiefer–Wildflysch der Drusberg-Decke unterhalb der Alphütten von Fontanen (vgl. S. 30).

In diesen Mergeln stecken Breccien mit Dolomit- und Chloritschieferkomponenten und teilweise grobkörnige, glimmerhaltige Sandsteine mit kristallinem Material. An einer Stelle konnte im Anstehenden ein Turbidit beobachtet werden, in welchem der Sandstein assoziiert ist mit feingeschichtetem Siltstein und bräunlichen Mergelschiefern. Daneben treten helle und grünliche Leimernkalke sowie Wangschichten auf.

Diese Aufschlüsse sind auf der rechten Seite des Baches zwischen Kote 1690 und 1705 durch einen verkehrt gelagerten tektonischen Schürfling der Alpoglerberg-Serie (Trias und Lias) nach oben begrenzt.

Weitere Aufschlüsse befinden sich im gleichen Bach zwischen 1710 und 1760 m Höhe.

9. Chrutererbach

Etwas unterhalb des Bachüberganges des Wegleins Arni–Zifflucht nach Jänzimatt ungefähr auf Kote 1395 über steilgestellten Globigerinenschiefern und mit tektonischem Kontakt an diese stossend, folgt eine Zone von dunkeln bis schwarzen Wildflysch-Mergeln mit Phakoiden von grau-braunen Sandsteinen, sandig-siltigen, bräunlichen Kalken, Ölquarziten und Leimernkalken. Ein Sandstein erwies sich als relativ fossilreich mit *Miscellanea*, *Eorupertia* (?), Lithothamnien, Bryozoen und Echinodermensplittern.

In einigen kleineren Aufschlüssen im Bach, hinunter bis etwa auf Kote 1370, sind weitere dunkle Wildflysch-Mergel, vermengt mit Globigerinenschiefern, aufgeschlossen. Darin stecken kalkige Sandsteine mit Discocyclinentrümmern, Rotaliden, *Eorupertia* (?) sowie Leimernkalke und -mergel.

10. Pässlein zwischen Alpoglerberg und Giswilerstock (Pt. 1734: «Heidenkirchli»)

Zwischen der Trias der Schafnase (Giswilerstock) und dem Süden der Alpoglerberg-Serie liegt eine grössere Masse von Wildflysch. Die spärlichen Aufschlüsse befinden sich in dem genannten Sattel und in den stark verrutschten Weiden gegen Alpoglen (bis auf Kote 1580) und gegen Jänzimatt (bis fast zum Fahrsträsslein nach Fontanen) hinunter.

In diesen Alpweiden findet man wenig schwarze Wildflysch-Mergel, brecciöse Konglomerate mit granitischem Material und Dolomitkomponenten, grob- und feinkörnige Sandsteine (vielfach mit ähnlicher Zusammensetzung wie die Breccien, dazu treten Komponenten von Calpionellenkalk), Siltsteine mit Lamination und Kreuzschichtung, grünliche Ölquarzite mit Tonschmitzen, helle dichte Leimernkalke mit Globotruncanen der *lapparenti*-Gruppe sowie grünliche, eher mergelig-schiefrige Varietäten der Leimernschichten. Unter den letzteren fand sich ein sandig-fleckiger Typ mit tertiären Globigerinen und Globorotalien.

Wangschichten sind ziemlich häufig: Sie bauen die Felsnase etwas ESE des höchsten Punktes des Pässleins (Pt. 1734) auf. Diese Wangschichten enthalten im Gegensatz zu allen andern untersuchten Wangschichten aus der Habkern-Zone (solche von der Nähe eingeschlossen) tertiäre Globigerinen und Globorotalien neben aufgearbeiteten Kreideforaminiferen. Unter den Wangschichten von Pt. 1734 kommen Globigerinenschiefer (wahrscheinlich aus der *Globigerapsis semiinvoluta*-Zone, also obereocaenen Alters) zum Vorschein. Daneben tritt ein wangähnliches, vollkommen steriles Gestein auf. Auffallend häufig sind auch fleckige Radiolarienkalke. In einem Fall konnten in einem schwach glaukonitischen Kalk Rotaliporen, Hedbergellen, *Pithonella ovalis* KAUFMANN und Oligosteginen beobachtet werden.

Es treten auch verschiedene einzigartige, anderswo nicht gefundene Einschlüsse auf: In erster Linie ein merkwürdiges oolithisches Gestein. In einer kalzitisch-kristallinen und (zurücktretend) sandig-glaukonitischen Grundmasse sind einschichtige Ooide («superficial oolites») lose eingesprengt. Als Kern der Ooide treten Echinodermensplitter, Sedimentpartikel, Bryozoen, Foraminiferen (Textulariden, Rotaliden) auf. Weiter findet man einen hellen, stark tektonisierten Kalk mit Pelitkörnchen, Milioliden, Textulariden (also in einer analogen Facies wie der Rotspitz-Malm, vgl. S. 62), sowie Alberese.

Von diesen Aufschlüssen stammt auch der einzige Leimernkalk des Untersuchungsgebietes mit einer Fauna ähnlich derjenigen der Wangschichten (? Campanien–Maestrichtien). Schliesslich ist noch typischer Habkerngranit in bis zu 0,25 m³ grossen Blöcken recht verbreitet (eine gute Fundstelle befindet sich in der Runse von Pt. 1734 nach Alpoglen hinunter, etwa auf Kote 1630). J. Papageorgakis bestimmte darin:

- sauren Plagioklas: Albit (0–10 An) (zoisitisiert und serizitisiert),
- Biotit (zersetzt, Erzausscheidung),
- Kalifeldspat perthitisch (zoisitisiert und serizitisiert),
- Quarz,
- Zoisit,
- wenig Karbonat und Chlorit.

11. Jänzimatt

Dieser Wildflysch ist verschuppt mit den südlichsten Gipsvorkommen von Glaubenbüelen und bildet mit diesen zusammen die Unterlage des Alpoglerberges. Die Aufschlüsse befinden sich in den Weiden oberhalb des Fahrsträssleins von der Passstrasse Giswil–Sörenberg nach Jänzimatt. Sie sind stark überdeckt von Gehängeschutt des Alpoglerberges und von Moränenmaterial.

Auch in diesen Aufschlüssen treten die mannigfaltigsten Gesteine zutage. Am besten zu beobachten sind sie am Fusspfad vom oben genannten Fahrsträsslein zur Kapelle von Jänzimatt: Es treten wenig Wildflysch-Mergel zutage, daneben findet man Breccien mit Dolomit- und kalkigen Komponenten (darunter ein Gestein ähnlich der Giswilerstock-Trias) sowie Sandsteine, die viel Dolomit und in wenigen Fällen kleine Nummuliten, Assilinen und Discocyclinen führen können. Weiter trifft man Ölquarzite, Siltsteine mit Lamination, schwach entwickeltem «Convolute Bedding» und Lebensspuren sowie rote Leimernkalke und bunte dolomitische Trias-Mergel.

12. Heidberihubel (Pt. 1616)–Chrätzeren

Diese Aufschlüsse liegen in der nordwestlichen Fortsetzung der Wildflysch-Vorkommen von Jänzimatt. In diesen Aufschlüssen ist die Hauptmasse des mit der Gipsmasse von Glaubenbüelen verschuppten Wildflysches enthalten. Wie bei Jänzimatt sind sie mit Moränen überdeckt und durch Alpoglerberg-Gehängeschutt überdeckt.

Die gegenseitige Verschuppung von Wildflysch und Trias ist sehr schön aufgeschlossen an der Passstrasse Giswil–Sörenberg zwischen Pt. 1565 und Pt. 1611 sowie am Fussweg von Pt. 1565 nach Jänzimatt: Dunkle bis schwarze, stellenweise bräunliche Mergelschiefer, helle, grünliche Leimernschiefer, Globigerinenschiefer, bunte dolomitische Mergel sowie braun verwitternde, schwach glaukonitische Sandsteine. Diese

Sandsteine sind teilweise grobkörnig-brecciös und führen Dolomitkomponenten und untergeordnet kristallines Material, daneben enthalten sie Nummuliten, Globigerinen, Rotaliden, Echinodermensplitter und Komponenten von Radiolarienkalk. Die Sandsteine zeigen in einigen Fällen schönes «Graded Bedding» und gut ausgebildete «Flute Casts» und «Groove Casts».

Weiter findet man dunkelgraue Siltsteine, die entweder ölquarzitisch ausgebildet sind, Glimmer und Pflanzenreste enthalten oder Lamination aufweisen und Lebensspuren führen und schliesslich helle, dichte und rote Leimernkalke, grauen Fleckenkalk mit Radiolarien und Spongiennadeln und bis faustgrosse Barytkugeln. Der Fundort der Barytkugeln befindet sich unterhalb der NW-Wand des Alpoglerberges, knapp SW der Schutthalde oberhalb des Fahrsträssleins von der Chratzeren nach Jänzimatt.

Aufschlüsse in der Nähe:

- Chratzerengraben in Bachlauf von Pt. 1565: Sandsteine, grünlich anwitternd, in einem Fall mit Discocyclinen und kleinen Nummuliten.
- In der Runse von Pt. 1611 liegt viel verschwemmtes Wildflysch-Material.
- Östlich von Pt. 1509 im Graben südlich der Passtrasse etwa auf Kote 1520 fand sich ein isolierter Block von Leimernkalken mit Globotruncanen der *lapparenti*-Gruppe.

13. Ostseite des Alpoglerberges

Es handelt sich nur um sehr kleine Vorkommen: An der alten Passtrasse Giswil–Sörenberg bei Merliegg (nicht eingezeichnet auf LK 1189) liegen etwa auf Kote 1570 grünliche, sterile Sand- und Siltsteine mit Pflanzenresten. Östlich unterhalb der Passtrasse bei Merliegg, zwischen Merliegg und Pt. 1396, finden sich schwach glaukonitische Siltsteine mit Fragmenten von Globigerinenschalen und helle dichte Leimern mit Globotruncanen der *lapparenti*-Gruppe.

Etwas oberhalb des Brückleins der Passtrasse bei Merli auf der Bergseite der nächsthöheren Kurve liegt ein grosser isolierter Block von Wangschichten. Am Fusspfad Merliegg–Alpoglen sind zwei Aufschlüsse ungefähr 170 bis 270 m WNW (Kote 1590–1600) und 250 m NW Pt. 1567 (Kote 1550–1560): Diese beiden Vorkommen stehen in Kontakt mit Rauhwacke bzw. Zoophycus-Dogger der Alpoglerberg-Serie. Sie führen Wildflysch-Mergel, grünliche, teilweise grobkörnige Sandsteine mit wenigen dolomitischen Komponenten, hellen Sandstein mit unreiner feinkörniger Grundmasse und viel Dolomitkomponenten, dunkle feingeschichtete Siltsteine mit Glimmer, anorganischen und organischen «Bottom Marks», rote Leimern (ähnlich Couches Rouges) mit Globotruncanen der *lapparenti*-Gruppe, grünliche Leimern mit Globotruncanen der *lapparenti*-Gruppe, sowie globorotalienführende, grünlich verwitternde Leimernschiefer.

Im Bach von Alpoglen–Sandboden schliesslich, etwa auf 1430 m Höhe ist ein riesiger Block von Wangschichten eingeklemmt, von dem nicht entschieden werden kann, ob er tektonisch im Wildflysch eingewickelt oder glazial verfrachtet worden ist.

C. Mikropaläontologie und Alter

Die diversen, bei der Lokalbeschreibung unterschiedenen lithologischen Typen werden in der Folge gesondert besprochen.

1. Wildflysch-Mergelschiefer

Wie aus der Beschreibung hervorgeht, sind die Wildflyschmergel oft vermischt mit Leimernmergeln und können in manchen Fällen nur mittels mikropaläontologischer Methoden mit Sicherheit von diesen unterschieden werden. In einigen Fällen stellt man Vermischung mit mergeligen Wangschichten fest, von welchen die Abtrennung noch schwieriger wird.

Interessant in diesem Zusammenhang ist auch, dass von SCHAUB (mündliche Mitteilung) und TRÜMPY (1964, S. 617) Dogger-Ammoniten in schwarzen, sogenannten «Wildflysch-Mergeln» beobachtet wurden.

Die Wildflysch-Mergel der Giswiler Klippen-Region sind praktisch steril an Foraminiferen. In einzelnen Fällen findet man einige undefinierbare benthonische, meist agglutinierende Foraminiferen, und ebenso selten kann man relativ gut erhaltene, wohl aus Leimernschiefern aufgearbeitete tertiäre Globigerinen und Globorotalien beobachten.

In siltigen Mergeln eines Kleinzyklus vom Ostende des Giswilerstockes wurden kleinwüchsige Formen von Discocyclinen, Operculinen, Nummulitiden und Elphidiiden gefunden. Diese Fauna konnte nicht datiert werden, da sie in einem Turbidit nach Korngrösse sortiert ist, weshalb keine bestimmbareren grösseren Nummuliten auftreten. In mehreren Mergellagen von der Flysch-Serie am Ostende des Giswilerstockes treten magere Globigerinenfaunen auf, die weiter nicht bestimmbar sind.

Die im Wildflysch enthaltenen, wenigen intakten Flysch-Bänke (bei Fontanen und am Ostende des Giswilerstockes) führen Nannoplankton, das am ehesten für oberes Paleocaen bis unteres Eocaen spricht [*Marthasterites tribrachiatus* (BRAMLETTE & RIEDEL)].

Obereocaene Formen konnten nirgends festgestellt werden.

2. Breccien, Sandsteine, Siltsteine

Die Breccien sind steril, die Sandsteine meistens ebenfalls. Die spärlichen Fossilien (Discocyclinen, Nummuliten, Lithothamnien neben aufgearbeiteten Globotruncanen und Calpionellenkalken) stellen in der Regel keine altersindizierenden Assoziationen dar.

Ein Sandstein im Chruterenbach führt neben den aufgeführten Mikrofossilien Rotaliden, ähnlich denjenigen in den untereocaenen Nummulitenschichten der Drusberg-Decke, daneben aber auch *Miscellanea* sp. Eine vergleichbare Fauna stammt aus einem Sandstein mit viel kristallinem Material unterhalb Hinter Brosmatt (vgl. S. 44). Ein anderer Sandstein von Jänzimatt enthielt neben vielen unbestimmbaren Nummuliten auch Assilinen (vgl. S. 46).

Die Siltsteine sind meist steril, in wenigen Fällen führen sie Globigerinen oder Fragmente davon.

Das Alter der Wildflysch-Breccien, Sand- und Siltsteine ist ebenso schwierig zu bestimmen wie dasjenige der Wildflysch-Mergelschiefer. Beiden gemeinsam ist das Fehlen von obereocaenen und das Auftreten von oberpaleocaenen bis untereocaenen Mikrofossilien. Die Mikrofossilien, sofern überhaupt vorhanden, sind jedoch (mit Ausnahme der oben aufgeführten Sandsteine aus dem Chruterenbach und von Jänzimatt) so selten, dass sie sehr wohl aus älteren Gesteinen aufgearbeitet sein können. Dabei ist aber noch die Möglichkeit zu berücksichtigen, dass ältere, grobdetritische Flysch- oder Wildflyschgesteine als Ganzes in jüngeren Schichten aufgearbeitet werden können (vgl. auch S. 80).

Aus diesen Gründen möchte ich das Alter des Wildflysches der Giswiler Klippen-Region nur *mit grossen Vorbehalten als oberpaleocaen bis untereocaen angeben*. Obereocaenes Alter kann auf Grund der gegenwärtigen Kenntnisse mit einiger Wahrscheinlichkeit ausgeschlossen werden, besonders da auch die mit den Wildflysch-Mergeln vermischten obereocaenen Leimernschiefer (Globigerinenschiefer, siehe S. 50) im Untersuchungsgebiet von der Drusberg-Decke abgeschürft sein können.

Infolge der starken tektonischen Durchbewegung der gesamten Flyschunterlage der Giswiler Klippen ist es allerdings ausgeschlossen, eine eventuelle primär-sedimentäre Einlagerung der obereocaenen Leimernschiefer in den Wildflysch noch nachzuweisen.

Theoretisch gesehen bleibt somit die meines Erachtens eher unwahrscheinliche Möglichkeit bestehen, dass in der Habkern-Zone der Giswiler Klippen-Region eventuell obereocaener Wildflysch enthalten ist.

3. Leimernschichten (siehe auch Tabellen 2 und 3)

Die Leimernschichten können älter, gleich alt oder jünger sein als der oberpaleocaene bis untereocaene Wildflysch, in welchem sie als Brocken oder Linsen eingeschlossen sind. In Analogie mit den oben diskutier-

ten Globigerinenschiefern kann bei den Leimernschichten über eine eventuelle primär-stratigraphische Einlagerung in den Wildflysch nichts mehr ausgesagt werden.

Wie man aus der Beschreibung entnehmen kann, lässt sich zwischen a) Leimernkalken und b) Leimernschiefern unterscheiden.

a) Leimernkalk

Altersmässig und lithologisch können fünf verschiedene Typen von Leimernkalken unterschieden werden. Als sechste Gruppe wurden vergleichshalber die «Leimernkalk» aus dem Wildflysch und den Globigerinenschiefern der Drusberg-Decke in die folgende Zusammenstellung aufgenommen.

- 1) Dunkelgraue, dichte, geflaserte bis gefleckte Kalke, die wenig Glaukonit enthalten können: Diese führen Rotaliporen, *Pithonella ovalis* KAUFMANN und sind voll von Oligosteginen und Radiolarien. Die Fauna entspricht ungefähr Niveau 6–7 des Profils von Gubbio (RENZ, 1936), also ungefähr G-112, LUTERBACHER & PREMOLI SILVA, 1962; sie ist also gleich alt wie die Lochwaldschicht der Typlokalität und Niveau 1 der Lochwaldschicht des Untersuchungsgebietes (vgl. S. 12). Diese Datierung wird bestätigt durch das Auftreten von *Planomalina buxtorfi* (GANDOLFI), die im Breggia-Profil verbreitet ist von Niveau 30 bis 37 (GANDOLFI, 1942; stratigr. Tabelle).

Vorkommen: Vorder Brosmatt, Unter Fluonalp.

- 2) Grauer, dichter, meist mit den typischen Tönhäutchen und/oder Flecken durchsetzter Kalk, lithologisch ähnlich 1), doch ohne Glaukonit. Er enthält Rotaliporen, Präglobotruncanen und *Pithonella ovalis* KAUFMANN. Radiolarien und Oligosteginen treten etwas zurück. Die Fauna entspricht etwa Niveau 9 des Gubbio-Profiles (RENZ, 1936), also G-109 (LUTERBACHER & PREMOLI SILVA, 1962) bzw. G-147, sowie im Profil von Valle della Contessa V-40 bis V-41 (LUTERBACHER & PREMOLI SILVA, im Druck) und somit Niveau 2 der Lochwaldschicht des Untersuchungsgebietes (vgl. S. 12).

Vorkommen: Altibach, Vorder Brosmatt, Unter Fluonalp, Fontanen, Chruterenbach, Heidenkirchli.

- 3) (Tafel II, Abb. 3) Heller dichter, ganz schwach «beiger» bis grünlicher Kalk mit wenig Glaukonit. Er führt Globotruncanen, *Pithonella ovalis* KAUFMANN und Oligosteginen (zurücktretend gegenüber 2) und Inoceramenprismen. Radiolarien fehlen praktisch vollständig. Die Fauna enthält *Globotruncana helvetica* BOLLI und entspricht Niveau 12 des Profils von Gubbio (RENZ, 1936), also G-143 (LUTERBACHER & PREMOLI SILVA, im Druck) und G-108 (LUTERBACHER & PREMOLI SILVA, 1962) und im Profil von Valle della Contessa V-43 (LUTERBACHER & PREMOLI SILVA, im Druck), das heisst ungefähr Niveau 3 der Lochwaldschicht des Untersuchungsgebietes (vgl. S. 12).

Vorkommen: Vorder Brosmatt, Unter Fluonalp.

- 4) Die Hauptmasse der Leimernkalke stellen helle, graue, «beige», selten schwach grünliche oder rote dichte Kalke dar. Sie führen zweikielige Globotruncanen der *lapparenti*-Gruppe, Heteroheliceden, *Pithonella ovalis* KAUFMANN, Oligosteginen (fragliche Radiolarien) in ähnlicher Häufigkeit wie im Seewerkalk. Die Fauna ist vergleichbar mit derjenigen in den Niveaux 13–18 des Gubbio-Profiles (RENZ, 1936), also mit G-139 bis G-135 (LUTERBACHER & PREMOLI SILVA, im Druck). Sie schliesst altersmässig sicher an diejenige der Leimernkalke der Gruppe 3 an und ist damit ungefähr gleich alt wie diejenige des Seewerkalkes, oder enthält zumindest diesen Altersbereich. Über die Obergrenze lässt sich schwerer etwas aussagen, immerhin deutet das Fehlen von Formen der *Globotruncana concavata*-Gruppe auf ein Alter, das dasjenige des Seewerkalkes nicht übersteigt. Eine einzige Probe von hellem, etwas mergeligem Kalk («Heidenkirchli») führte eine Fauna, die wahrscheinlich ins Maestrichtien zu stellen ist.

Vorkommen: Praktisch in allen Aufschlüssen.

- 5) Tertiäre Leimern (Tafel II, Abb. 4). Dunkelroter, dichter feingeschichteter, mergeliger Kalk mit grünlichen diffusen Flecken. Grünlicher mergelig-kalkiger Siltstein und grünlicher, fleckiger, mergeliger, feinstgeschichteter Kalk mit tertiären Globigerinen und gekielten Globorotalien: Altersmässig und facieell

entsprechen diese durchaus den tertiären Couches Rouges und dem Wildflysch der Klippendecken-Serie des Rotspitzes (oberes Paleocaen (?) bis unteres Eocaen, vgl. S. 71).

Vorkommen: Vorder Brosmatt, Unter Fluonalp.

- 6) Leimernkalke aus den Globigerinenschiefern der Drusberg-Decke. Diese stellen faciell und altersmässig eine etwas besondere Gruppe dar. Es sind graue fleckige Kalke mit viel Tönhäutchen und wenig Glaukonit, makroskopisch etwas an 2) erinnernd. Bei Fontanen tritt eine grünliche Varietät mit Inoceramenprismen auf: Sie führt zweikielige Globotruncanen der *lapparenti*-Gruppe (seltene Formen, die *Globotruncana arca* nahestehen) und einkielige Formen der *stuarti-rosetta*-Gruppe, wenig *Pithonella ovalis* KAUFMANN und Oligosteginen, Rugoglobigerinen, Heterohelicien, keine Radiolarien.

Im Gegensatz zu den übrigen Leimern gestatten die spärlichen Globotruncanen keine sehr sichere Zuordnung zum Standard-Profil von Gubbio. Immerhin kann man die gefundenen Formen mit einiger Vorsicht den Niveaux 22 bis 27 des Profiles von Gubbio (RENZ, 1936) zuordnen, also dem Campanien-(?) Maestrichtien¹⁾.

b) Leimernmergel (inkl. Globigerinenschiefer)

Auf Grund der Mikrofaunen können kretazische und tertiäre Leimernmergel unterschieden werden.

Kretazische Leimernmergel

Dunkle, grünliche, feinstgeschichtete Mergelschiefer: Am häufigsten sind Proben mit Formen der *Globotruncana lapparenti*- und der *Globotruncana thalmanni-flexuosa*-Gruppe. Nach HERM (1962) können sie etwa ins mittlere Campanien gestellt werden. Nur in einer schlecht erhaltenen, älteren Probe fanden sich ausschliesslich Formen der *Globotruncana lapparenti*-Gruppe. Auffällig ist das Fehlen von Proben, die altersmässig den Seewerschiefern entsprechen. In einer gut erhaltenen Fauna von einer Probe unterhalb Vorder Brosmatt konnte bestimmt werden:

Globotruncana arca (CUSHMAN)
Globotruncana bulloides VÖGLER
Globotruncana cf. contusa (CUSHMAN)
Globotruncana contusa scutilla GANDOLFI
Globotruncana fornicata PLUMMER
Globotruncana stuarti (DE LAPPARENT)
Rugoglobigerinen
Heterohelicien

Nach HERM ist diese Probe ins obere Campanien bis untere Maestrichtien zu stellen, ist also ungefähr gleich alt wie die Basis der Wangschichten und (zum mindesten teilweise) wie die Leimernkalke 5) aus den Globigerinenschiefern der Drusberg-Decke.

Tertiäre Leimernmergel

Dunkelgraue, meist etwas bräunliche, seltener olivgrünliche bis schwach violette Mergelschiefer. Sie sind vielfach vermischt mit kretazischen Leimernmergeln und können dann im Feld nicht von diesen unterschieden werden. Die planktonischen Foraminiferen sind zu schlecht erhalten und zu spärlich, um genau bestimmt zu werden. Immerhin fallen die meisten erkennbaren Formen ins obere Paleocaen bis untere Eocaen (*Globorotalia aequa*- und *Globorotalia aragonensis*-Zonen) respektive ins obere Eocaen (wahrscheinlich *Globigerapsis semiinvoluta*-Zone).

Die Vorkommen von oberpaleocaenen-untereocaenen Globigerinenschiefern sind bei der Lokalbeschreibung angeführt (vgl. S. 39). Mittleres Eocaen konnte nicht mit Sicherheit nachgewiesen werden. Rein ober-

¹⁾ In diesen Altersbereich fällt der einzige Leimernkalk aus dem Wildflysch der Habkern-Zone, der jünger ist als die Hauptmasse (Gruppe 4) der Leimernkalke. Es handelt sich bei diesem möglicherweise um einen tektonischen Schüffling aus der Drusberg-Decke.

eocaene Einschlüsse sind meist nur in der Nähe der Globigerinenschiefer der Drusberg-Decke zu finden (z. B. im Bach SW Unter Fluonalp). Ausnahme: Bei Pt. 1734 «Heidenkirchli».

Aus versackten Globigerinen-Fleckenmergeln vom Ostende des Giswilerstockes (im «Wissibächlein» etwa auf Kote 1240–1250) konnte Dr. Eckert folgende Fauna bestimmen:

Globigerina pseudoeocaena SUBBOTINA
Globigerina venezuelana HEDBERG
Globigerina yeguaensis yeguaensis WEINZIERL & APPLIN
Globigerinita dissimilis (CUSHMAN & BERMUDEZ)
Globigerinita pera (TODD)
Globorotalia centralis CUSHMAN & BERMUDEZ
Globorotalia sp. aff. *cerroazulensis* (COLE)
Globigerapsis semiinvoluta (KEIJZER)
Globigerapsis tropicalis BLOW & BANNER

ECKERT stellt diese Fauna in die *Globigerapsis semiinvoluta*-Zone. Gleiches Alter weisen Globigerinen-Fleckenmergel unmittelbar unter den Wangschichten der Giswilerstock-Unterlage auf.

Etwa auf halber Höhe zwischen Schuppe 2) des Flysches (vgl. S. 42) und den Wangschichten konnte eine Probe von Globigerinen-Fleckenmergeln von Oberpaleocaen-Alter bestimmt werden (*Globorotalia aequa*-Zone). In der Nähe fanden sich noch einige Proben, die eventuell (?) ins mittlere Eocaen gestellt werden können. Es wurde keine Vermischung von oberpaleocaenen mit obereocaenen Faunen beobachtet, was Aufarbeitungserscheinungen praktisch ausschliesst.

Ein in den anstehenden Globigerinen-Fleckenmergeln gefundener Lithothamnienkalk führt Discocyclinen, Nummuliten und Rotaliden, vergleichbar mit denjenigen der untereocaenen Nummulitenschichten der Drusberg-Decke.

Nur in einem Fall (im Bach Chäseren–Unter Fluonalp) fanden sich untereocaene, rote und grünliche Mergel, die eindeutig die Facies der Couches Rouges und der Wildflysch-Mergel der Klippen-Decke des Rotspitzes aufweisen.

4. Übrige Einschlüsse

Bemerkenswert sind in erster Linie dunkelgraue, fleckige Radiolarienkalke, die weitgehende lithologische Übereinstimmung mit den Leimernkalken 1) zeigen. Im Feld sind sie leicht zu verwechseln mit harten, dichten Wangkalken. In einem Falle fanden sich darin Globigeriniden (wahrscheinlich Hedbergellen), sonst wurden keine Foraminiferen beobachtet. Es handelt sich eventuell um das älteste, wahrscheinlich neokome Glied der «Leimern-Serie».

Die restlichen Einschlüsse sind bei der Beschreibung der Aufschlüsse aufgeführt.

D. Facies

Aus den Unterkapiteln B und C geht hervor, dass die Hauptmasse der beschriebenen Wildflysch-Bildungen faciell ohne weiteres mit dem Typ-Wildflysch der Habkern-Zone, wie er von KAUFMANN (1886) definiert und von SODER (1949) und GIGON (1952) beschrieben worden ist, verglichen werden kann. Für diese Deutung spricht insbesondere auch das häufige Vorkommen von Habkerngranit, der Fund einer Discocyclinenbreccie mit Komponenten von Habkerngranit und verschiedenen sedimentären klippenähnlichen Gesteinen (siehe auch S. 32). Auch in anderen, «gewöhnlichen» Flyschbreccien konnten hie und da Komponenten von Gesteinen festgestellt werden, die eventuell aus der Klippen-Decke stammen könnten. Diese Funde sind jeweils bei der Lokalbeschreibung speziell vermerkt.

Die Platznahme des Habkern-Wildflysches, der als tektonisch tiefere Einheit seine Hauptverbreitung unter dem Schlierenflysch hat, ist durch intensive Verschuppung und Aufstülpung des Schlierenflysch-Südrandes zu erklären: Bei dieser durch die Überschiebung der Klippen-Decke verursachten Bewegung ist

der Habkern-Flysch unter Umkehrung der Schlierenflysch-Serie schliesslich leicht über diesen hinweggeschoben worden (vgl. auch Kapitel Schlierenflysch S. 54).

Einen faciellen Spezialfall innerhalb des Wildflysches s.s. stellen, neben den Wangschichten (die, wie einleitend vermerkt, als tektonischer Schürfling betrachtet werden können), die Pakete von Flysch und fleckigen Globigerinenschiefern in der Unterlage des Giswilerstock-Ostendes dar. Es kann nicht entschieden werden, ob dieser «Flysch» und die damit auftretenden «Fleckenmergel» zum eigentlichen Sedimentationsbereich der Habkern-Zone gehören oder eventuell – zusammen mit den Wangschichten – einen Schürfling aus dem südlichen Bereich der Drusberg-Decke darstellen. Ähnliche Gesteinstypen haben BENTZ (1948) aus dem Süd- bis Ultrahelvetikum des Sarnersee-Gebietes und SODER (1949) aus der Südelbach-Serie beschrieben.

Auffällig im Habkern-Wildflysch der Giswiler Klippen-Region ist das Fehlen von obereocaenen Foraminiferen- und Nannoplanktonvergesellschaftungen, wie sie aus dem Typ-Wildflysch und dem aus dem gleichen Faciesstreifen stammenden subalpinen Flysch (siehe REBER, 1964; S.134) bekannt geworden sind. Dafür findet man paleocaene bis untereocaene Formen. Wohl treten vereinzelt Einschlüsse von obereocaenen Leimernschiefern auf, doch sind diese meistens in der Nähe der Drusberg-Deckenstirn zu finden und können tektonisch von der Drusberg-Decke abgeschürft und in den Wildflysch eingewickelt worden sein. Die meisten tertiären Leimernschiefer sind oberpaleocaenen bis untereocaenen Alters. Ein schönes Beispiel von im kleinen tektonisch vermischten oberpaleocaenen und obereocaenen Globigerinen-Fleckenmergeln wurde weiter oben vom Ostende des Giswilerstocks beschrieben (S. 51, siehe auch weiter unten).

Für teilweise oberpaleocaenes bis untereocaenes Alter des Habkern-Wildflysches sprechen auch Nannofossilfunde aus Mergeln, die aus intakten Turbiditen gewonnen werden konnten.

Damit ist das obereocaene Alter des Habkern-Wildflysches – wenigstens teilweise – in Frage gestellt. Aufarbeitung älterer ganzer Flyschserien mit ihren Begleitfaunen ist wohl denkbar, aber in den Schweizer Alpen noch nie nachgewiesen worden. Im Gegenteil enthält die von SCHAUB (1951) bearbeitete Serie des Schlierenflysches bekanntlich durchwegs altersindizierende Faunen- und Florenabfolgen mit nur deutlich untergeordneten Mengen von aufgearbeitetem Material¹⁾.

Es bleibt deshalb als wahrscheinliche Alternative für die Deutung des Wildflyschphänomens nur entweder ein Einsetzen der Wildflysch-Sedimentation im Oberpaleocaen bis Untereocaen (vgl. auch BADOUX & LOMBARD, 1962; S.13, S.15–17: Alter des ultrahelvetischen Flysches der Wildhorngegend = Lutétien-Priabonien) oder die Annahme, dass Flyschsandsteine und Breccien des bestimmten Alters tektonisch aus dem Schlierenflysch eingewickelt worden sind. Sandsteine und Breccien aus Wildflysch und Schlierenflysch lassen sich weder lithologisch noch mikrofaziell unterscheiden. Auf die Konsequenzen dieser neuen Problemstellung wird bei den Schlussbetrachtungen etwas näher eingegangen (vgl. S. 79).

In den Leimernschichten kann man einen kretazischen und einen tertiären Anteil unterscheiden. Die kretazischen Leimernschichten überwiegen weitaus und zerfallen selbst wieder in die älteren Leimernkalke und die jüngeren Leimernschiefer. Die Leimernkalke umfassen dabei den Zeitabschnitt, der in der Drusberg-Decke durch Lochwaldschicht und Seewerkalk eingenommen wird (Oberalpin bis Unterturonien), die Leimernschiefer sind zum grössten Teil ins Campanien–Maestrictien zu stellen. Auffällig ist das Fehlen von Leimernschiefern, die altersmässig den Seewerschiefern entsprechen.

Die tertiären Leimernschichten umfassen ebenfalls zwei Gruppen, nämlich Globigerinenschiefer oberpaleocaenen bis untereocaenen und solche obereocaenen Alters in südhelvetischer Facies sowie seltener tertiäre Couches Rouges und Wildflysch der Klippen-Decke (Rotspitz-Serie). Wie schon einleitend bemerkt, können diese letzteren beiden sowie die obereocaenen Globigerinenschiefer auf Grund ihres seltenen Auftretens als tektonisch verschürfte Vorkommen betrachtet werden.

Für die Hauptmasse der Leimernschichten lässt sich somit eine mehr oder weniger durchgehende Serie vom Oberalpin (eventuell noch tiefer in die Unterkreide hinabreichend) bis ins Untereocaen rekonstruieren. Vergleicht man diese Serie mit derjenigen der Typlokalität Leimern (GIGON, 1952), so sieht man sofort, dass der Altersbereich, der dort vertreten ist (Turonien–Paleocaen), im Gebiet der Giswiler Klippen vorwiegend

¹⁾ Eine Ausnahme bildet der von SCHAUB (1951) im Profil der grossen Sohliere als basaler, tektonisch ungestörter Schlierenflysch bezeichnete Abschnitt (Maestrictien nach SCHAUB). Dieser ist nach neueren Untersuchungen an Nannoplankton ins Danien zu stellen und enthält viele aufgearbeitete Kreide-Nannofossilien (MOHLER, 1967).

schiefrig-mergelig ausgebildet ist und wahrscheinlich gerade deswegen nur fragmentarisch nachgewiesen werden kann. Es fand sich in der Giswiler Klippen-Region nur ein einziger Brocken von Leimernkalk, der als Maestrichtien zu datieren ist und der möglicherweise aus dem Wildflysch oder aus den Globigerinenschiefern der Drusberg-Decke stammt (siehe Fussnote S. 50).

Die wenigen Leimernkalke, die im Wildflysch und in den Globigerinenschiefern der Drusberg-Decke gefunden wurden, gehören altersmässig ebenfalls zu diesem Abschnitt (? Campanien–Maestrichtien).

Vergleicht man die beschriebenen Typen von Leimernschichten mit den drei Gruppen, die VONDER-SCHMITT (1923, S. 11/12) anführt, erkennt man, dass die Hauptmasse der Leimern (oberes Albien bis Turonien) der Gruppe 1 VONDER-SCHMITT entspricht. Gruppe 2 und 3 entsprechen unsern tertiären Leimernschichten, und zwar 2 den Globigerinenschiefern und 3 den Couches Rouges.

III. Schlierenflysch (ultrahelvetisch)

Zum Begriff «Flysch»

Umfassende Darstellungen des Problems enthalten die Arbeiten von TERCIER (1947) und TRÜMPY (1960). Historische und regionale Aspekte werden ausführlich behandelt im Stratigraphischen Lexikon durch LEUPOLD (in Vorbereitung).

Seit den grundlegenden Arbeiten von KUENEN und den Ergebnissen der ozeanographischen Forschung im Nordatlantik in den frühen fünfziger Jahren werden Schichten, die «Graded Bedding» zeigen, als Turbidite – durch «Turbidity Currents» abgelagerte Sedimente – gedeutet. Die in typischem Flysch gefundenen Kleinzyklen, wie sie zum Beispiel von SCHAUB (1951) eingehend beschrieben worden sind, zeigen nun bis in die Einzelheiten alle typischen Merkmale von Turbiditen. Aus diesem Grunde wird die Flysch-Definition KUENENS (1958a, S. 329) von TRÜMPY (1960, S. 873) übernommen:

«A thick sequence of pre-paroxysmal marine geosynclinal sediments, consisting of an alternation of evenly stratified shale and muddy sandstone (graywacke etc.) and showing at least a moderate amount of graded bedding. The maximum grain size in the graded beds is 5 to 10 cm diameter¹⁾. Coarser material is not graded and subordinate in amount. Transitions to or alternations with calcareous types also occur. Geological age is ignored.»

Eine gewisse Modifikation erfährt diese Definition noch im gleichen Jahr durch KUENEN (1958b) selbst. Der genannte Autor beobachtete an Flyschserien in den Schweizer Alpen einen relativ grossen Anteil von Kleinzyklen mit unvollständig entwickeltem «Graded Bedding». Für diese wird der Ausdruck «Fluxoturbidit» übernommen (DZULYNSKI e. a. 1959).

Erwähnenswert ist weiterhin die Entdeckung von altersindizierenden, z. T. reichen Vergesellschaftungen von kalkigem Nannoplankton (HAY & SCHAUB, 1960; HAY, 1964 und HAY & MOHLER, 1965) in den obersten, feinsten Mergeln von Kleinzyklen des Schlierenflysches. Für diese Lagen kommt deshalb kaum eine Ablagerung aus einem «Turbidity Current» in Frage, sie müssen als normales pelagisches Sediment abgesetzt worden sein (SCHAUB, 1961; S. 340). Makroskopisch kann der normale pelagische Anteil nicht von den feinsten Fraktionen des unterlagernden Turbidites bzw. Fluxoturbidites unterschieden werden²⁾.

Wie schon aus der Diskussion der Wildflysch-Definition entnommen werden kann, gibt die klare und «universale» Flysch-Konzeption von KUENEN die Möglichkeit, Flysch sauber von Wildflyschbildungen zu

¹⁾ HERB (1962, S. 11) berichtigt in einer Fussnote, dass anstatt Centimeter wohl Millimeter eingesetzt werden müsse. Damit im Einklang steht, dass selbst die grössten Komponenten von Schlierenflysch-Breccien 5 cm Durchmesser kaum erreichen dürften.

²⁾ In jüngster Zeit berichtete J. BROUWER (1965; Proc. kon. nederl. Akad. Wetensch., Ser. B, 68/5, S. 309–334) über Funde von agglutinierenden Foraminiferen (sog. «*Rhabdammina*-Faunen») aus pelagischen Mergeln des Schlierenflysches und andern Turbiditsequenzen. Ausserst wichtig für die Interpretation der Ablagerungstiefe von Flyschsedimenten ist die Beobachtung, dass in den rezenten Meeren solche «*Rhabdammina*-Faunen» nur in abyssischen Tiefen gefunden wurden.

trennen: Schon VONDERSCHMITT & SCHAUB (1943) und SCHAUB (1951) kommen mit feldgeologischen und mikropaläontologischen Methoden zu einer ganz analogen Abtrennung zwischen Flysch und Wildflysch.

Auf der Turbidit-Konzeption basierend ist denn auch eine ganz spezielle Sedimentologie aufgebaut worden, die sich anhand der zahllosen Schichtunterflächenstrukturen ein genaues Bild der Ablagerungsmechanismen, der Strömungsrichtungen und der Bathymetrie der verschiedensten Turbiditsequenzen (und damit ihrer paläogeographischen Situation) zu machen versucht. Diese Methode, so aussichtsreich sie scheinen mag, ist im engeren Untersuchungsgebiet wegen der schlechten Aufschlussverhältnisse nicht anwendbar.

Vorkommen und Ausbildung

Über die Drusberg-Decke überschoben und nördlich davor liegend, erstreckt sich die mächtige Schlierenflyschmasse. Über ihren Südrand sind die Préalpes Médiannes-Elemente der Giswiler Klippen überschoben (Nordteil des Giswilerstockes und die übrigen, NW davor liegenden Klippen).

Die hauptsächlichsten Aufschlüsse von Schlierenflysch im Untersuchungsgebiet befinden sich am Grat Rotspitz-Nünalpstock, in den Bächen von Nünalp, die in das «Unterwengengräblein» münden, im «Unterwengengräblein» selbst bis hinunter auf etwa Kote 1340–1350 und in der Gross Laui von Giswil-Kleinteil (Hirzenbadwald, Glaubenbüelental) hinauf bis auf 1230–1240 m Höhe. In vereinzelt Aufschlüssen – Meisibüelegg im Osten und im Bach SSW Chli Witi im Westen – kann man den Schlierenflysch bis an die Stirne der Drusberg-Decke verfolgen. Der prächtigste Aufschluss, den SCHAUB 1951 beschrieben und abgebildet hat, befindet sich an der Ausbruchnische des Sörenberger Bergsturzes beim Nünalpstock.

Eine lithologische Beschreibung des Schlierenflysches hat SCHAUB (1951) in erster Linie anhand des Standardprofils der Grossen Schliere gegeben. Auf eine Wiederholung wird deshalb verzichtet. Interessant ist die auffällige lithologische Ähnlichkeit der Schlierenflysch-Sandsteine und Breccien mit den beschriebenen Sandsteinen und Breccien der Habkern-Zone. Auch im Dünnschliff erkennt man vielfach die gleichen Komponenten: Dolomit, kristallines Material, kretazische Leimernkalke, Radiolarienkalke mit und ohne Tintiniden, Stücke ähnlich der Giswilerstock-Trias, wenig oolithische Kalke. Auch der Glaukonitgehalt der Schlierenflysch-Sandsteine ist ungefähr derselbe wie derjenige der Wildflysch-Sandsteine.

Mikrofauna und Alter

Aus den Aufschlüssen nördlich und westlich des Rotspitzes konnten zahlreiche Nummuliten, neben Assilinen, Discocyclinen und Asterocyclinen isoliert werden. Prof. Schaub bestimmte daraus folgende Nummuliten:

Vertreter der *Nummulites partschi*-Gruppe (sehr häufig), daraus:

Nummulites partschi DE LA HARPE

Nummulites cf. *praecursor ornatus* SCHAUB

ferner:

Nummulites burdigalensis DE LA HARPE

Nummulites cf. *burdigalensis* DE LA HARPE

Nummulites buxtorfi SCHAUB

Diese Fauna entspricht nach H. SCHAUB (1951) dem Oberen Schlierensandstein. Die Aufschlüsse im Gebiet nördlich und westlich des Rotspitzes sind somit stratigraphisch als obere Fortsetzung des in der Abbruchnische des Sörenberger Bergsturzes aufgeschlossenen Abschnittes (Mittlerer Schlierensandstein = Schonisandstein SCHAUB, 1951) aufzufassen.

Im obersten Aufschluss im Glaubenbüelental in der Gross Laui, Kote 1230–1240 unmittelbar unter dem überschobenen Schubfetzen von Rotspitz-Sedimenten und Gips, und auf der Meisibüelegg etwa auf 810 m Höhe konnten zusätzliche Faunen isoliert werden, die ebenfalls für Oberen Schlierensandstein sprechen. In Dünnschliffen findet man in den entsprechenden Gesteinen Nummuliten, Discocyclinen, Globigerinen, Globorotalien, Rotaliden, Textulariden, Lithothamnien und Echinodermensplitter.

Im Bachbett der Gross Laui in Nähe von Abesitli ist nach VONDERSCHMITT (1923, S.31) in einem Gewölbe «Wildflysch» aufgeschlossen.

Tatsächlich findet man riesige Habkerngranitblöcke (einer davon lag im Bachbett etwa auf Kote 690) und in 820 m Höhe auf der linken Bachseite einen riesigen Block von Wangschichten. In der Nähe finden sich jedoch Breccien und Sandsteine mit Globotruncanen und Kreide-Orbitoiden in der Grundmasse. Darunter kommt wirr gelagerter Flysch mit Alberese zum Vorschein, so dass es sich wahrscheinlich um basalen kretazischen Schlierenflysch handelt.

Zur Tektonik (vgl. Figur 2)

Bei der Kartierung ist es meist auch in kleinen Aufschlüssen möglich, anhand des «Graded Bedding», Kreuzschichtung, «Convolute Bedding» und organischen und anorganischen «Bottom Marks» die Lagerungsverhältnisse festzustellen. Die detaillierte Aufnahme im Masstab 1:10000 enthüllte eine recht komplizierte Aufeinanderfolge von normal und verkehrt gelagerten mehr oder weniger monoklinalen Schuppen. Das regionale Einfallen nach SE ist lokal starken Schwankungen unterworfen.

Nördlich und westlich des Rotspitzes unmittelbar unter der Klippendecken-Überschiebung liegt eine verkehrt gelagerte Schuppe. Diese ist verfolgbare auf Heimegg bis Pt. 1741. Die östliche Fortsetzung ist beim Zusammenfluss der Bäche von Schwander und Sachsler Unterwengen (Pt. 1390) und darunter im «Unterwengengräßlein» sowie im Graben nördlich des Rotspitzes zu suchen. Weiter NW bis zum Fuss des Nünalpstocks stösst man auf eine normal gelagerte Schuppe. Ihre östliche Fortsetzung findet diese in den erwähnten Bächen oberhalb Pt. 1390.

Der Nünalpstock wird gebildet durch zwei verkehrt gelagerte, steil gestellte Schuppen, zwischen die eine kleine, normal gelagerte eingeschaltet ist. Bei der Abbruchnische des Sörenberger Bergsturzes findet man ungefähr saigeres bis leicht überkipptes Einfallen gegen SE.

Im Glaubenbüelental überwiegt normales Einfallen, seltener tritt verkehrte Lagerung auf.

In der Gross Laui von Abesitli hinauf bis zu den Aufschlüssen nördlich von Pt. 1082 Hirzenbadwald herrscht normale Lagerung (auf der linken Bachseite ist schon wieder die nächsttiefere Schuppe durch verkehrte Lagerung angedeutet). Bei Abesitli selbst fallen die Bänke nach Norden ein, und zwar je steiler, je näher man zur nächsthöheren, verkehrten Schuppe kommt, ohne dass eine Umbiegung beobachtet werden könnte. Im östlichen Teil des Hirzenbadwaldes legt sich darüber die nächsthöhere, verkehrt gelagerte Schuppe von Beigisegg-Fleschwald. Südwärts gegen die Drusberg-Decke zu werden die Aufschlüsse nun spärlicher: Weitere Schuppen können noch erfasst werden bei Buechenegg (normale Lagerung), Pörterwald (?) und Meisibüelegg (verkehrte Lagerung, steil gestellt).

IV. Klippen-Decke (penninisch)

A. Unterteilung und Verbreitung

(vgl. Tafel VI)

Es können vier stratigraphisch und tektonisch scharf differenzierte Einheiten unterschieden werden, die teils der Drusberg-Deckenstirn, zum grösseren Teil aber dem südlichen Rand der Schlierenflyschmasse aufliegen.

Von Süden nach Norden:

1. Giswilerstock

Diese Masse ist topographisch dominierend und baut (abgesehen vom Grat Höch Gumme–Stellenen) die höchsten Gipfel des Untersuchungsgebietes auf, nämlich Mändli, Rossflue und Schafnase. Einzelne Blöcke liegen als Erosionsrelikte auf dem Grat Rückenegg–Dundelegg.

2. Alpoglerberg

Die Hauptmasse liegt im Alpoglerberg selbst. Die Aufschlüsse sind spärlich und befinden sich in Alpweiden. Tektonische Schürflinge treten bei Alpoglen, Fontanen und Hinter Brosmatt zutage (für letztere beiden Vorkommen, vgl. auch Kapitel Habkern-Zone S.45 und S.43).

3. Glaubenbüelen

Diese Einheit wird in erster Linie aufgebaut durch die Gipsmasse des Glaubenbüelenplateaus. Diese Gipsmasse ist im Süden, bei Jänzimatt und Heidberihubel, verschuppt mit Wildflysch der Habkern-Zone. Die grosse zusammenhängende Hauptmasse erstreckt sich vom Glaubenbüelenplateau ins Glaubenbüelental zwischen Gross Laui und Merliegg hinunter bis zum Gibsgraben und dem westlichen Ende des Hirzenbadwaldes bis zum Fusspfad Gross Laui–Iwi. Tektonisch losgelöste Schollen bauen den Grat bei Iwi von etwas unterhalb Pt.1234 bis Pt.1199.5 auf. Weitere isolierte Vorkommen befinden sich südlich der Stockmatt am Fahrsträsslein nach Brosmatt und bei Unter Fluonalp (vgl. für die letzteren beiden Vorkommen auch das Kapitel Habkern-Zone, S.43 und 44).

4. Rotspitz

Das Hauptvorkommen und die wichtigsten isolierten Schuppen sind auf der geologischen Skizze (Figur 7) dargestellt, die übrigen auf Tafel VI.

Die isolierten Schuppen stehen NE der Hauptmasse zwischen dem Fahrsträsslein Rübihütte–Schwander Unterwengen und dem Bachbett Gross Laui zwischen Glaubenbüelental und ungefähr auf Kote 1390 im sogenannten «Unterwengengräblein» sowie in der Gross Laui zwischen 1230 und 1250 m Höhe an.

B. Stratigraphie

(Siehe auch Figur 9)

1. Giswilerstock

a) Lithologie

Von VONDERSCHMITT (1923, S.15–17) sind die wesentlichen Aufschlüsse, lithologischen Typen und Fossilien beschrieben worden. Auf eine Wiederholung wird deshalb verzichtet und auf das unten stehende summarische Profil verwiesen. Am Grat von Pt.1734 nach Schafnase und am Nordrand des Kars östlich der Schafnase kann man in einer verkehrten Serie folgende stratigraphische Sequenz von oben nach unten studieren:

| | |
|--------------------|--|
| mindestens 40–50 m | Rauhwaacke; |
| ca. 300 m | graue, dunkle, dolomitische Kalke, im oberen Teil mit <i>Myophoria goldfussi</i> ; |
| ca. 20 m | dünnplattige, dolomitische Mergel, rote und blonde Dolomite, wenig Rauhwaacken; |
| ca. 100–110 m | graue, dunkle, dolomitische Kalke, im oberen Teil mit Crinoidenbank; |
| ca. 20–30 m | gewürmelte Kalke. |

b) Fossilien und Alter

VONDERSCHMITT erwähnt einen einzigen Diploporenhorizont vom Rossfluegipfel und rechnet ihn dem Anisien zu. Er bestimmte daraus:

Diplopora uniserialis PIA

In Proben vom klassischen Fundort in der Nähe des Rossfluegipfels bestimmte Dr. Gasche dazu

Diplopora cf. *philosophi* PIA

Weiter nicht bestimmbare Diploporenreste stammen aus einem tektonisch aus dem Zusammenhang gerissenen Paket östlich der Furgge, welches zwischen 1790 und 1850 m Höhe nördlich an die Rauhwacke anschliesst.

Nach ELLENBERGER (1958, S. 178) ist *Diplopora uniserialis* eine Leitform für Ladinien. Nach Dr. Gasche (mündliche Mitteilung) tritt sie schon im oberen Anisien auf. Die Flora vom Rossfluegipfel stellt Dr. Gasche deshalb mit Vorbehalt ins obere Anisien.

Im Schutt unter der Rossflue fanden HUGI und TOBLER

Spirigera trigonella v. SCHLOTH.

Diese Form ist nach den neueren Angaben charakteristisch für oberes Anisien. ELLENBERGER (1958, S. 188) zitierte in einer Fussnote

Worthenia hausmanni GOLDF.

aus einer am Geologisch-paläontologischen Institut Basel deponierten, von Prof. Buxtorf im Schutt SE Sandboden gesammelten Lumachelle mit *Dentalium*.

Weiter bestimmte VONDERSCHMITT (1923) von der gleichen Lokalität

Myophoria goldfussi v. ALB.

Handstückvergleiche ergaben, dass *Worthenia hausmanni* aus einem hellen, etwas spätigen Gestein stammt (in einem analogen Gestein von der gleichen Lokalität tritt *Lima* sp. auf), während *Myophoria goldfussi* aus dunkelgrauen bis schwarzen, mehr oder weniger dichten Kalken herauswittert.

Nach ELLENBERGER (1958) ist nun *Worthenia hausmanni* auf das Anisien beschränkt, *Myophoria goldfussi* ins Ladinien zu stellen. Nach SCHMIDT (1938) können sich allerdings die beiden Formen zeitlich eventuell im Grenzbereich Anisien-Ladinien überschneiden.

Es ist nun im Zusammenhang mit der vorläufig ungelösten Altersfrage dieser Fossilfundstelle SE Sandboden möglicherweise interessant, dass VONDERSCHMITT (1923, S. 16/17) aus einem roten Dolomit ganz in der Nähe, am östlichen Abhang des Giswilerstockes, *Lingula tenuissima* aufführt¹⁾. Dieser rote Dolomit entspricht nach VONDERSCHMITT demjenigen, den dieser Autor nördlich unterhalb des Schafnase-Gipfels und an der Ostwand des Kars östlich der Schafnase fand und der nach meiner Auffassung zu den Übergangsschichten Anisien-Ladinien gehört.

Erst eine detaillierte Untersuchung der Giswilerstock-Trias wird zeigen können, ob es sich beim Zusammenauftreten von *Worthenia hausmanni* und *Myophoria goldfussi* um ein stratigraphisches Phänomen oder um eine tektonische Komplikation handelt oder ob *Worthenia hausmanni* aus dem Gehängeschutt stammt. Die letzte Möglichkeit erscheint immerhin am wahrscheinlichsten.

Mit den zur Verfügung stehenden Fossilien kann somit die Datierung der Giswilerstock-Trias von VONDERSCHMITT (Anisien-Ladinien) vollauf bestätigt werden. Die Rauhwacke als jüngste Bildung ist dem Carnien zuzuordnen.

Ein Blick auf die summarische Zusammenfassung der Ausbildung und der Mächtigkeiten enthüllt Punkt für Punkt eine gute Übereinstimmung zwischen der Trias des Giswilerstockes mit derjenigen in den Préalpes Médiannes Rigides (BOTTERON, 1961: S. 74 und Pl. VIII), wie sie schon VONDERSCHMITT (1923) und auch andere Autoren postuliert hatten, und damit mit der Trias des Briançonnais (vgl. auch ELLENBERGER 1952, S. 285/286).

¹⁾ Im Schutt darunter, etwa halbwegs «Wissibächlein»-Vorder Brosmatt fand ich kohlige Pflanzenreste in einem schwarzen Kalk.

2. Alpoglerberg

Trias und Lias kommen in drei parallel SW–NE verlaufenden Zügen als Faltenkerne oder als Verkehrt-schenkel von zerrissenen Mulden zum Vorschein, die von Zoophycus-Dogger ausgefüllt sind.

a) Dolomit, Rauhwacke, pflanzenführende Sandsteine und Mergel (Obertrias)

Das dominierende Gestein ist gelb verwitternder Dolomit. Meist ist er begleitet von Rauhwacke. Ein grösseres Vorkommen bildet am SE-Abhang des Alpoglerberges eine Geländekante etwa 200–300 m NW von Pt. 1734 («Heidenkirchli»). Eine grössere Masse von Rauhwacke kommt halbwegs zwischen Merliegg und Alpoglen am Fusspfad zum Vorschein.

Vom Profil, das VONDERSCHMITT (1923, S. 18) angibt, findet sich zwischen den Koten 1670 und 1690 im Graben, der westlich des Grates vom Südgipfel des Alpoglerberges gegen Alpoglen führt, nur noch Dolomit, Rauhwacke und grüner, vollkommen steriler, feinstgeschichteter, Glimmer und Pflanzenhäcksel führender Siltstein, der nicht mehr im stratigraphischen Verband ist.

b) Echinodermenbreccie, Fossilschicht mit Phosphorit und belemnitenreiche Kalke und Mergelschiefer (Unter- bis Mittellias)

Faciell sind diese Bildungen starken Schwankungen ausgesetzt, so dass sie gemäss ihrem Vorkommen besprochen werden. Das beste Profil befindet sich heute im südlichsten Vorkommen, über der oben erwähnten Dolomitkante ungefähr auf Kote 1730 etwa 250 m WNW Pt. 1734. In verkehrter Lagerung finden sich stratigraphisch von oben nach unten:

- x m Dunkelgraue Mergelkalke, wechsellagernd mit schwarzen Mergelschiefeln, nach oben allmählich übergehend in «Zoophycus-Dogger», an der Basis schwach glaukonitisch-sandig mit vielen Belemniten.
- ca. 8 cm Dunkelgraue bis grünliche Mergel mit Phosphoritknollen, phosphoritierten Ammoniten, Gastropoden (*Pleurotomaria* sp.) und Lamellibranchiern.
- ca. 10 cm Dunkelgrauer Mergelkalk mit wenigen Belemniten.
- 5–10 cm Schwarze Mergel mit Phosphoritknollen und aufgearbeiteten Dolomitbrocken.
- x m Gelber Dolomit (Trias) mit angebohrter und teilweise erodierter Oberfläche.

Im mittleren und nördlichsten Trias–Lias-Zug liegt auf dem Triasdolomit Echinodermenbreccie und Spatkalk mit Dolomitkomponenten, darüber folgen die fossilreichen Niveaux und die Belemniten-schichten. Das Profil, das VONDERSCHMITT (1923, S. 21) vom nördlichsten Lias-Vorkommen gibt, lässt sich leider infolge Versackung nicht mehr rekonstruieren. Die fossilreichen Niveaux sind nach VONDERSCHMITT hier mächtiger ausgebildet als im mittleren und südlichsten Vorkommen. Beim mittleren Lias-Zug auf der Ost-seite des Alpoglerberges in 1790–1800 m Höhe im Graben westlich des Grates, der vom Südgipfel des Alpoglerbergs nach Alpoglen hinunterzieht, fand sich in der belemnitenreichen Schicht ein ungefähr 20 cm langer und 1 bis 1,5 cm breiter, flacher kohliger Pflanzenstengel.

Aus dem fossilreichen Phosphorithorizont des südlichsten Vorkommens bestimmte Dr. Wiedenmayer:

Acanthopleuroceras actaeon D'ORBIGNY (auch im nördlichsten Liasvorkommen gefunden)

Acanthopleuroceras sp. aff. *A. actaeon* D'ORBIGNY

Übergangsformen von *Acanthopleuroceras actaeon* zu

A. valdani D'ORBIGNY

A. arietiforme OPPEL

A. subarietiforme FUTTERER (cf. *Ammonites maugenesti* QUENSTEDT 1885 non D'ORBIGNY)

Acanthopleuroceras sp. aff. *A. subarietiforme* FUTTERER

Acanthopleuroceras cf. *subarietiforme* FUTTERER

Polymorphites confusus QUENSTEDT

Eoderoceras armatum SOWERBY

Lytoceras sp. ind.

Diese Fauna kann ins Lotharingien-Carixien gestellt werden. Aus dem mittleren Vorkommen stammt

Amaltheus stokesi SOWERBY.

Damit ist unteres Domérien nachgewiesen.

Interessant ist ein Vergleich mit der von DONOVAN (1958) vom Langeneckgrat (Préalpes Médiannes) bestimmten Fauna: Die Fauna vom südlichsten Vorkommen des Alpoglerberges stellt Dr. Wiedenmayer in die *Echioceras raricostatum*- bis *Tragophylloceras ibex*-Zonen; die Fauna vom Langeneckgrat beginnt nach DONOVAN mit der *Oxynticeras oxynotum*-Zone und umfasst die ganze *Echioceras raricostatum*-Zone. Die Langeneckgrat-Fauna setzt zeitlich also etwas tiefer ein als die Alpoglerberg-Fauna und ist auf das Lotharingien beschränkt, während die Fauna vom Alpoglerberg bis ins Carixien reicht.

c) «Zoophycus-Dogger»

Der «Zoophycus-Dogger» besteht aus einer monotonen Wechsellagerung von dunkelgrauen, teilweise etwas fleckigen Kalken und Mergelschiefern, die wahrscheinlich allmählich aus den belemnitenreichen Schichten des Lias hervorgehen. Charakteristisch ist das Auftreten von *Zoophycus scoparius* und zahlreichen anderen Lebensspuren (Fucoide usw.) auf den Schichtflächen. Am besten aufgeschlossen ist der «Zoophycus-Dogger» – in einer Mächtigkeit von mindestens 100 m – am NW-Absturz des Alpoglerberges.

In der Schutthalde, die vom NW-Absturz des Alpoglerberges gegen Chratzeren hinunterreicht, und am Fussweg Merliegg-Alpoglen wurden im Laufe der Zeit durch verschiedene Autoren Fossilien gefunden. Sie sind jedoch ausnahmslos schlecht erhalten und meist nicht bestimmbar. VONDERSCHMITT (1923, S. 24) zitiert daraus Ammoniten des Aalénien–Callovien.

Im Dünnschliff zeigt sich der «Zoophycus-Dogger» als ein brauner dichter, siltiger, schwach glaukonitischer Kalk mit feinverteiltem organischem Material, Spongiennadeln und Radiolarien.

d) Zusammenfassung der Alpoglerberg-Serie

Nach dem Gesagten lässt sich folgende Serie rekonstruieren: Von oben nach unten

| | | |
|----------------|---|----------------------|
| mehr als 100 m | «Zoophycus-Dogger» | (Aalénien–Callovien) |
| maximal 5 m | Kalk-Mergelschiefer in Wechsellagerung, Basis etwas sandig-glaukonitisch mit Belemniten (im Süden reduziert) Fossilschichten (im Süden mit reduzierter Mächtigkeit transgressiv auf Trias-Dolomit) Echinodermenbreccie (im Süden fehlend) | (Carixien–Domérien) |
| | Dolomite | |
| ca. 15 m | pflanzenführende Mergel und Sandsteine bunte Mergel Dolomit Rauhwaacke | (Carnien) |

3. Glaubenbüelen

Das Glaubenbüelenplateau ist unterlagert von einer mächtigen Evaporitserie: Man findet in erster Linie Gips in weisser, grauer, seltener grünlicher oder rosaroter Varietät, der oft von Rauhwaacke begleitet ist. Häufig sind dunkelgraue oder grünliche, dolomitische Mergel oder hellgrauer Dolomit in feinen Lagen oder Bänken eingeschaltet. Die imposantesten Aufschlüsse befinden sich im Gibsgraben, der bis zu 100 m im

Gips eingeschnitten ist. Am besten zugänglich ist der Gips in den Auslaugungstrichtern NE des Fahrsträssleins von Pt.1565 nach Rübihütte.

Am Fusspfad von Pt.1565 nach Jänzimatt stehen bei der Abzweigung von der Passtrasse Giswil-Sörenberg einige Bänke eines roten Sandsteins an. Darüber sind am genannten Weglein – jeweils durch Wildflysch der Habkern-Zone voneinander getrennt – drei Pakete von gutgebanktem, hellgrauem, gelblich verwitterndem Dolomit aufgeschlossen, die je ungefähr 10 m mächtig werden können. Die höchste dieser drei Schuppen bildet die oberste Kuppe vom Heidberihubel (Pt.1616) und streicht von dort in nördlicher Richtung bis zur Passtrasse Giswil-Sörenberg hinunter. Darüber folgt dann die schon im Kapitel Habkern-Zone (S. 46) beschriebene mehrfache Repetition von Gips und Wildflysch der Habkern-Zone in der Unterlage des Alpoglerberges.

Aus den Préalpes Médiannes Plastiques und dem Ultrahelvetikum ist nur Obere Trias bekannt: Mittlerer Keuper ist belegt durch Pflanzenfunde und pollenanalytische Daten (vgl. RICOUR & TRÜMPY, 1952; BADOUX & MERCANTON, 1962, und BADOUX & WEIDMANN, 1964). Aus Analogiegründen darf daher die Evaporitserie von Glaubenbüelen wohl dem Keuper zugerechnet werden.

4. Rotspitz (vgl. geol. Skizze, Figur 7)

In dieser Serie findet man Sedimente, die von der Obertrias bis ins Untereocän reichen. Ein grosser Ausschnitt aus dieser Folge, der von den Sandkalken des Doggers bis in die kretazischen Couches Rouges reicht, ist durchgehend aufgeschlossen in dem schon von VONDERSCHMITT (1923) beschriebenen Profil am Fahrsträsslein von Rübihütte nach Schwander Unterwengen. Auf dieses Profil wird im folgenden immer wieder Bezug genommen.

Weitere interessante Aufschlüsse befinden sich unter der verkehrt gelagerten Serie am NW-Ende des Rotspitzes sowie im Normalschenkel der Falte, die den Ostteil des Rotspitzes aufbaut.

a) Bunte dolomitische Mergel und blonde Dolomite (Obertrias)

VONDERSCHMITT (1923, S.20) beschreibt ein Profil von dem damals frisch gebauten Fahrsträsslein im Kern der Antiklinale vom Ostende des Rotspitzes. Das Profil beginnt ungefähr 300 m NNW Pt.1541 (Rübihütte).

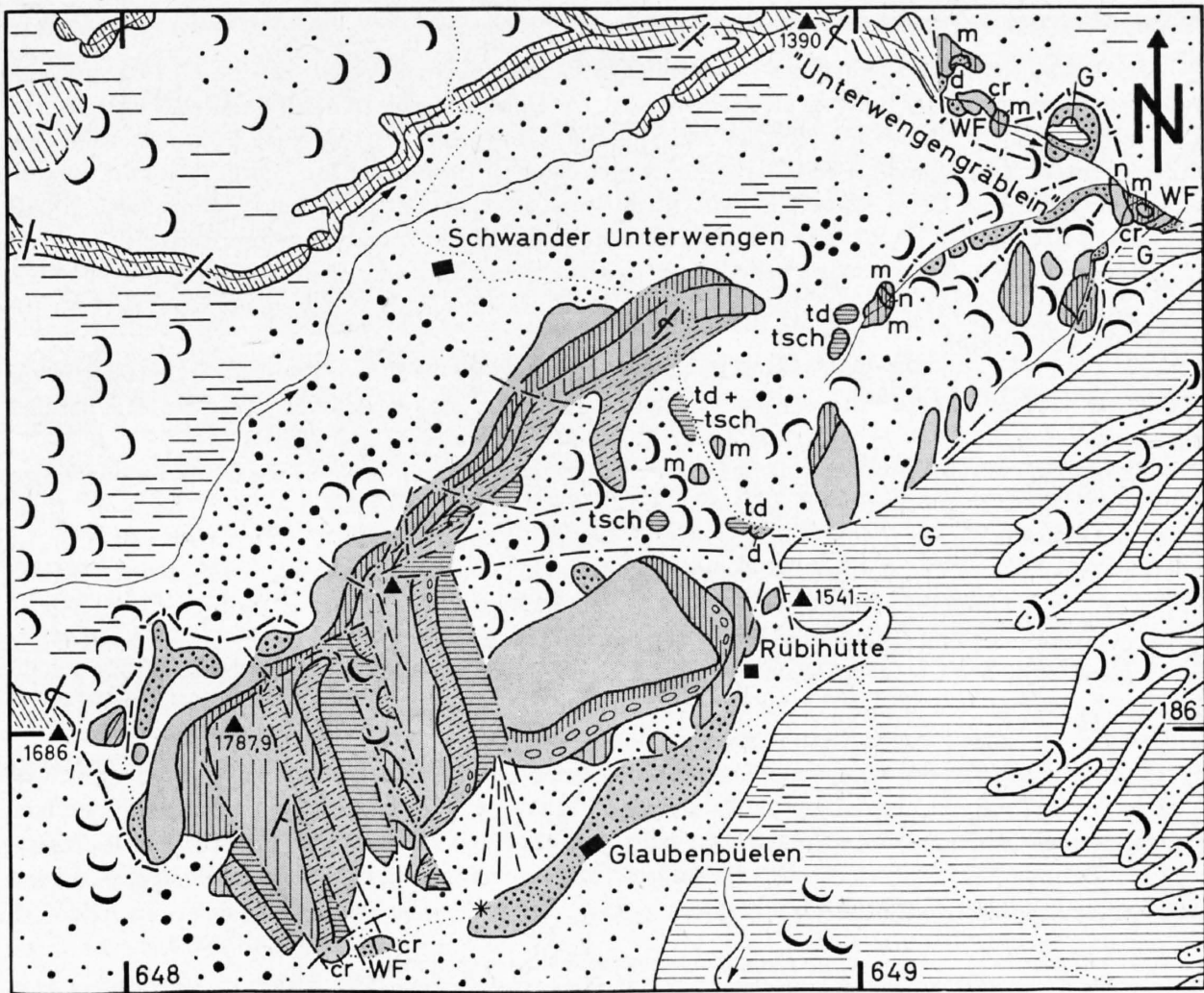
Von oben nach unten fand VONDERSCHMITT:

- Gehängeschutt
- 1,2 m heller Dolomit
- 11,0 m bunte Mergel
- 2,0 m Dolomitbänke, 10–20 cm mächtig, mit Mergel einlagerungen
- 2,5 m rötliche bis dunkelrote Mergel
- 1,0 m helle Dolomitbank
- 2,8 m bunte Mergel mit eingelagerten Dolomitbänken
- 2,1 m rötliche Mergel, selten grünlich, mit Einlagerung von Dolomitbänken
- Gehängeschutt

Fast alle von VONDERSCHMITT aufgeführten Niveaux können immer noch erkannt werden, doch ist der Einschnitt seit dem Bau des Strässleins so stark verschuttet und verrutscht, dass die Aufeinanderfolge nicht mehr einwandfrei beobachtet werden kann.

Nordöstlich des Fahrsträssleins im nördlichen Seitengraben des «Unterwengengräßleins» auf der linken Seite (ungefähr Kote 1410–1430) kommt noch einmal die Fortsetzung dieser Trias mit bunten Mergeln und hellen Dolomiten zum Vorschein. Weniger gut aufgeschlossen sind die übrigen Vorkommen auf dem südlichen Hang des Rotspitzes (siehe geol. Skizze, Figur 7).

In Analogie zu den Verhältnissen in den Préalpes Médiannes Plastiques sind die aufgeführten Bildungen sehr wahrscheinlich in die Obertrias zu stellen.



- Auf der tekt. Kartenskizze (Tafel VI) zusammengefasste Aufschlüsse
- Fahrsträsslein, Fusswege
- Schichtgrenzen
- Brüche, Überschiebungen
- Normale Lagerung < 30°
- Verkehrte Lagerung 30-60°
- Normale Lagerung > 60°

Quartär

- Bachschuttkegel
- Gehängeschutt
- Blockschutt, Bergsturz
- Rutschung
- Sackung
- Nasse Wiesen, Sumpf

Klippen - Decke

ROTSPIZ - SERIE

- Wildflysch (Untereocæn); Einschlüsse: Couches Rouges, Rotaliporenmergel, Granit
- Couches Rouges (Santonien / Campanien - Untereocæn)
- Aptychenkalke (Neokom)
- Knollenkalke (Unter-Tithon) übergehend in Neokom-Facies
- Pelagische Kalke (Tithon) Recifale Kalke (Malm)
- Sandkalke Dolomit - Breccie } (Dogger)
- Dolomit und bunte Mergel (Obere Trias)

GLAUBENBÜELEN - SERIE

- Gips (Obere Trias)

Schlierenflysch

- Oberer Schlierensandstein (Untereocæn)

Fig. 7: Geologische Skizze des Rotspitz-Gebietes 1:10000 (Rotspitz: Pt. 1787.9).

b) Dolomitbreccie und sandig-siltige Kalke (Dogger)

Die Dolomitbreccie liegt auf Trias-Dolomit und stellt somit die basale Transgression der Doggerablagerungen dar. Lias wurde am Rotspitz nie nachgewiesen. Die Dolomitbreccie ist – in tektonisch etwas gestörter Lagerung – ungefähr 50–120 m östlich des NE-Gipfels des Rotspitzes (Pt. 1764 nach VONDERSCHMITT) gut aufgeschlossen: Heller, sandiger Kalk mit bis zentimetergrossen Dolomitbrocken. Darin fand Prof. Buxtorf einen Granitporphyr. Ein weiteres Vorkommen von etwas gröberen Dolomitbreccien befindet sich in 1640 bis 1650 m Höhe an der Kante, die vom NE-Gipfel des Rotspitzes nach Glaubenbüelen verläuft.

Über der Dolomitbreccie folgen helle, feinspätige, leicht sandige Kalke. Darin fanden sich Belemniten, Crinoiden, *Terebratula* sp. und ein Stücklein verkieseltes Holz (ca. $1,5 \times 2,5 \times 5,0$ cm messend) mit prächtig erhaltener Zellstruktur.

Die stratigraphisch höheren Niveaux lassen sich am besten im erwähnten Profil am Fahrsträsslein von Rübihütte nach Schwander Unterwengen beobachten; die untersten Aufschlüsse folgen etwa 50 m nördlich der obersten Triasaufschlüsse am Fahrsträsslein Rübihütte–Schwander Unterwengen:

Etwa 25 m bräunlich anwitternde, im frischen Bruch graue, etwas kieselige, feinspätige, unten sandige, oben siltige, schwach glaukonitische Kalkarenite. Die obersten Bänke enthalten weniger Quarz und Glaukonit und gehen in einer ungefähr 2 m mächtigen Übergangs-Zone allmählich in hellen Malmkalk über. Im unteren und mittleren Teil der Sandkalke sind Crinoiden und mehr kieselige, knauerartige Partien herausgewittert. Im Dünnschliff erkennt man (ausser in dem untersten Niveau) einen wechselnden Gehalt an Kalkpelitkörnchen, die unten unscharf bis diffus begrenzt sind, nach oben immer deutlicher ausgebildet sind und schliesslich in den Übergangsbänken von den Kalkpelitkörnchen des Malm nicht unterschieden werden können. Im unteren und oberen Teil der Sandkalke treten problematische Organismen auf und in den Übergangsschichten einige Foraminiferen (Lageniden und Textulariden).

Im westlichen Teil des Rotspitzes kommen im Dogger Einschlüsse von rotem Silex vor (etwa auf Kote 1680 SSE Pt. 1787.9). In einem Lesesteinhaufen ungefähr 200 m SSW der Hütte von Glaubenbüelen fand sich ein sandiger Kalk voll von prächtigen, fingerlangen Crinoiden-Stielen.

Zur Datierung des Doggers können die Angaben von VONDERSCHMITT (1923, S. 24/25) dienen, der aus den Sandkalcken folgende Fossilien bestimmte:

Pentacrinus pentagonalis GOLDFUSS

Millericrinus?

Belemniten (*Hastites subhastatus*)

Terebratula calloviensis D'ORBIGNY

Die dolomitischen Breccien an der Basis der Sandkalke werden von VONDERSCHMITT durch Vergleich mit der Rämssibrecie als Dogger datiert (vgl. auch Lexique Int. Strat. 7 c, in Vorbereitung). Ihre Mächtigkeit beträgt ungefähr 7 m. Die etwa 25 m mächtigen Sandkalke werden vom gleichen Autor als Callovien bis Basis Malm angesehen.

c) Recifale Kalke (Malm)

Am Fahrsträsslein, das von Rübihütte nach Schwander Unterwengen führt, stehen ungefähr 30–40 m helle, grobbankig-massige, dichte bis körnige Kalke an, die aus den Sandkalcken des Doggers hervorgehen.

Ungefähr 10 m über der Basis schalten sich einige Bänke mit Korallen und Korallendetritus ein. An Makrofossilien findet man weiterhin einige Belemniten. Nach oben werden diese recifalen Kalke begrenzt durch 2–3 m mächtigen, gutgebankten dichten pelagischen Kalk mit Calpionellen.

Im Dünnschliff erkennt man Kalkpelitkörner fäkalen oder unbekannter Herkunft («pellet limestone», Kalke mit «structure grumuleuse»), in welche sich ein wechselnder Gehalt an Foraminiferen (Textulariden, Milioliden, Lageniden) und Echinodermentrümmer (Seeigelstacheln usw.) einschalten.

In den untersten 3–4 und den obersten 5–7 m sind die Pelitkörner gut sortiert. In der Nähe, unterhalb und oberhalb der koralligenen Bänke, ist das Gestein von Bohrorganismen stark umgearbeitet. Zu den Pelitkörnern gesellen sich grössere Korallen- und Echinodermenfragmente und zahlreiche von Cyanophyceen

umkrustete zusammengesetzte Arenitkörner sowie eigentliche Cyanophyceenknöllchen. Das Gestein ist hier also ausgesprochen schlecht sortiert. Die koralligen Bänke enthalten *Cayeuxia* sp., Stromatoporen, Chaetetiden und Nubeculinellen.

Über den Korallenkalken treten untergeordnet einschichtige Ooide («superficial oolites») und Krabbenkoprolithe auf. Im allerobersten Teil findet man unmittelbar unter den pelagischen Kalken des Tithon noch wenige Bänke eines ähnlichen unsortierten pelitischen Kalkarenites, über den oberen gut sortierten Peliten.

Im oberen Drittel der Formation ist ein Niveau mit *Clypeina jurassica* FAVRE und *Saccocoma* AGASSIZ eingelagert.

Saccocoma dominiert zudem in den allerobersten, schlecht sortierten Kalkpeliten. Nach BOLLER (1963 bzw. VERNIORY, 1955, 1956) hat *Saccocoma* Häufigkeitsmaxima im Séquanien und Untertithon. *Clypeina jurassica* ist nach WEISS (1949) in der Klippen-Decke auf das Tithon beschränkt, tritt aber andernorts schon im Kimmeridgien auf (SARTONI & CRESCENTI, 1962). Mangels besserer Leitfossilien stelle ich deshalb vorläufig den oberen Drittel der recifalen Kalke in das Untertithon.

Die recifalen Kalke bilden auf die ganze Länge des Rotspitzes den höchsten Grat. Vereinzelte Blöcke findet man im Unterwengengräßlein auf der linken Seite und im Bach selbst etwa auf Kote 1330.

In der Gross Laui im Glaubensbuelental in ungefähr 1240 m Höhe bildet ein geringmächtiges Vorkommen von Malmkalk, zusammen mit Couches Rouges die dünne Fortsetzung der Rotspitz-Serie zwischen der Überschiebung der Gipsmasse von Glaubensbüelen und dem Schlierenflysch. Ursprünglich aus der gleichen Position dürften die riesigen Malmblöcke in der Gross Laui zwischen der Einmündung des Gipsgrabens und des Lätzengrabens stammen. Sie liegen, aus dem Gips herausgerodiert und versackt, unmittelbar unter der oben erwähnten Überschiebungsfläche.

d) Knollenkalke (wahrscheinlich Untertithon)

Im Südschenkel der Rotspitz-Antiklinale bei Rübihütte-Chalberboden findet man zwischen geringmächtigen hellen Malmkalken und wenig fleckigen, dichten Kalken des Neokoms knollige, stellenweise rötlich oder blass grünlich verfärbte Kalke in einer Mächtigkeit von schätzungsweise mindestens 15 m. Daraus ist eine typische, durchgehende Sequenz von ca. 8 m ungefähr 320 m WSW Rübihütte aufgeschlossen (Koord. 648.550/185.980): Von oben nach unten

- 4) 1,80 m heller, teilweise spätkimmeridgischer, pelitischer Kalkarenit: Unten grob, gegen oben besser gebankt mit schwacher Knollenbildung und undeutlicher Rotfärbung. Zuallererst folgt ein schönes oolithisches Gestein mit zusammengesetzten Arenitkörnern und Cyanophyceenknöllchen (vgl. Tafel III, Abb. 2). Dieses führt *Clypeina jurassica*, Solenoporenfragmente und Foraminiferen (Trocholinen, Textulariden, Milioliden).
- 3) 2 m intensiv rot gefärbte, undeutlich gebankte Knollenkalke (vgl. Tafel III, Abb. 1): Die Knollen sind deutlich heller als in 2 und etwas grünlich gefärbt. Im Dünnschliff erkennt man einen etwas erhöhten Gehalt an Pelit- und Arenitkörnern.
- 2) 1,80 m Alternanz von wechselnd hellen, teils schwach grünlichen und rötlichen knolligen, dichten bis feinkörnigen Kalken in Bänken von einigen bis 25 cm Dicke: Im Dünnschliff beobachtet man als feinste Fraktion ein wie unten beschriebenes analoges Gestein. Zusammengesetzte Körner treten hier zurück. An Fossilien tritt selten *Trocholina* auf. Die Knöllchen sind meist stylolithisch verzahnt, die Grenzflächen rot, hämatitisch imprägniert, und zwar auch in sonst ungefärbten hellen Varietäten. Grösse der Knöllchen einige mm bis 1,5–2,0 cm. Sie sind teilweise als Fragmente von halb aufgelösten Bänken zu betrachten.
- 1) Ungefähr 2,50 m schwach spätkimmeridgischer Kalkarenit in Bänken von 2–30 cm, darin dichtere Partien in diffus bis glatt begrenzten Knöllchen und Bohrgängen: Im Dünnschliff erkennt man ein Gemisch von schlecht sortierten Arenit- und Pelitkörnern. Die Arenitkörner sind teilweise zusammengesetzte Komponenten mit mehrfacher ooidischer oder Cyanophyceenumkrustung, die auf wiederholte Umarbeitung schliessen lässt. Die Pelitkörner sind meist unbestimmbarer Herkunft. Untergeordnet treten «Fecal Pellets» und kleine Foraminiferen (Milioliden, Textulariden) auf. Gegen oben stellt man einen zunehmenden Gehalt von ein- und mehrschichtigen Ooiden fest. An Fossilien konnte Herr Dr. Gasche, dem für seine Bemühungen an dieser Stelle der allerbeste Dank ausgesprochen sei, *Clypeina jurassica* FAVRE, *Macroporella* aff. *pygmaea* GÜMBEL und Cyanophyceenknöllchen bestimmen.

Das dichtere Material in den Klümpchen und den Bohrgängen ist erfüllt mit Radiolarien und *Saccocoma*, untergeordnet treten Ammonitenembryonen (einige davon mit Geopetalgefüge) und Aptychen auf. Die Grundmasse besteht aus verschwommenen Pelitkörnern oder ist dicht.

Bemerkungen:

Der einzige Unterschied zwischen «Matrix» und «Komponenten» (ausser der Färbung) in den Knollenkalken liegt darin, dass die Komponenten eine gleichmässig dichte Grundmasse aufweisen, in der man meist

aber auch Pelitkörnchen mit unscharf begrenztem Umriss erkennen kann, während in der Matrix die Pelitkörnchen schärfer begrenzt sind und praktisch das Gestein aufbauen. Dieses Verhältnis kann sich in gewissen Fällen aber auch umkehren, ja beide «Facies» sind vielfach nicht auseinanderzuhalten.

Die Grenze zwischen Grundmasse und Komponenten ist diffus, soweit sie überhaupt beobachtet werden kann; meist ist sie aber stylolithisch verzahnt. Beide Facies müssen deshalb, gestützt auf diese Beobachtungen, als autochthon betrachtet werden – eine Deutung der Knollenkalke als Turbidite oder Fluxoturbidite erscheint in diesem Fall völlig abwegig. Höchstens «slumping» von aller kleinstem Ausmass mag an der Entstehung der Knollen beteiligt gewesen sein. Eine Auflösung der Bänken, wie oben beschrieben, und die Bildung der Knollen, kann ebenso gut auf Bohrorganismen zurückzuführen sein.

Die Anordnung der Komponenten, lose, doch sich gegenseitig berührende Packung, fällt nach REMANE (1960) in diejenige Klasse von «Pseudobreccien», deren Genese bis jetzt noch nicht geklärt werden konnte.

Alter:

Wie im oberen Drittel des Malms am Profil im Normalschenkel der Rotspitz-Antiklinale findet man *Clypeina jurassica* FAVRE und *Saccocoma* AGASSIZ zusammen. Die Knollenkalke sind deshalb wahrscheinlich ebenfalls ins Untertithon zu stellen.

Verbreitung:

Am besten ausgebildet sind die Knollenkalke im Normalschenkel der Rotspitz-Antiklinale westlich von Rübihütte bis oberhalb Glaubenbüelen. Malm und Neokom sind nur noch geringmächtig ausgebildet. Nördlich von Rübihütte sind Malm und Neokom, soweit aufgeschlossen, in ähnlicher Facies ausgebildet wie im Verkehrtschenkel der Rotspitz-Antiklinale. Hinter Rübihütte kann man knollige Ausbildung, partienweise mit rötlicher Färbung, in massigen Malmkalken beobachten; ebenso steht etwas hangaufwärts rötlich gefärbtes Neokom mit Silex an.

Am südwestlichsten Vorkommen von Malm in etwa 1660–1670 m Höhe, 220 m NNE Pt. 1599, findet man ein weiteres Vorkommen von Knollenkalken.

In isolierten Gehängeschuttblöcken treten Knollenkalke am NE-Hang des Rotspitzes auf. Ein letztes Vorkommen, assoziiert mit Malm und Neokom findet sich im südlichen Seitenbach zum «Unterwengengräßlein» etwa auf Kote 1330; auch hier ist das Neokom rötlich gefärbt.

e) Dichte pelagische Kalke (Obertithon) (vgl. Tafel IV, Abb. 5a)

Über den obersten grobgebankten Kalken des Malm am Strässlein von Rübihütte nach Schwander Unterwengen folgen unvermittelt ungefähr 3 m dünngebankte, helle dichte Kalke von der gleichen Farbe, vom Malm aber unterscheidbar durch den dichteren Bruch und das Fehlen von Späten. In diesem Kalk sind, unregelmässig verteilt, Knöllchen von einigen mm bis ca. 1,5 cm Durchmesser eingestreut, die diffus, glatt oder stylolithisch von der Grundmasse abgetrennt sind, von der sie sich aber lediglich durch ihren helleren, dichteren Aspekt unterscheiden. Im Dünnschliff stellt man massenhaft Calpionellen und *Nannoconus*, untergeordnet Radiolarien fest, und ganz selten beobachtet man Foraminiferen, Trümmer von *Saccocoma*, Aptychen, Echinodermen und Gastropoden.

Herr S. Kappeler bestimmte folgende Tintinniden-Arten:

Calpionella alpina LORENZ

Calpionella elliptica CADISCH

Calpionella cf. *intermedia* DURAND DELGA

Die Assoziation mit *Calpionella alpina*, *Calpionella elliptica* und *Calpionella intermedia* ist nach BOLLER (1963) charakteristisch für die Faunengesellschaft B dieses Autors. Diese Probe ist damit in das Obertithon zu stellen.

Die Verbreitung der pelagischen Kalke des Obertithons fällt am Rotspitz zusammen mit derjenigen des Neokoms. Eine Abweichung ergibt sich nördlich und westlich der Rübihütte, wo Neokom direkt die Knollen-

kalke überlagert. Ein weiterer schöner Aufschluss von Obertithon befindet sich am SW-Ende des Rotspitzes unterhalb des Gipfelsens Pt. 1787.9.

f) Dichte fleckige Kalke und Mergelschiefer des Neokoms mit Silexlagen und Aptychen (Berriasien bis Unter-valanginien)

Über den pelagischen Kalken des Tithons stehen am Weg Rübihütte–Schwander Unterwengen etwa 1–2 m dünngebankte Kalke (vom Tithon makroskopisch nicht unterscheidbar) mit Mergelschiefer-Zwischlagen an. Darüber folgen ungefähr 7 m harte Mergelschiefer mit untergeordnet dünnen Kalkbänken und schliesslich etwa maximal 30 m gutgebankte, fleckige, helle, dichte, ganz schwach grünlich gefärbte, aptychenführende Kalke mit Silexlagen und Knauern. Zwischen die Kalke schieben sich Mergelschieferlagen von wechselnder Mächtigkeit ein. Ungefähr 15 m über dem Tithon entdeckte Prof. Trümpy anlässlich einer gemeinsamen Exkursion eine Aptychenlumachelle.

Im Dünnschliff erkennt man in einer gleichmässigen, vollkommen dichten, mit *Nannocornus* erfüllten Grundmasse einen nach oben abnehmenden Gehalt an Tintinniden, dazu treten untergeordnet Radiolarien auf.

Herrn S. Kappeler, Geologisches Institut ETH, Zürich, verdanke ich folgende Bestimmungen in den über das ganze Profil verteilten Proben (siehe Tafel IV, Abb. 5a–g)¹⁾:

Tintinopsella carpathica (MURGEANU & FILIPESCU)
Calpionella elliptica CADISCH
Calpionella alpina LORENZ
Tintinopsella cadischiana COLOM
Calpionella intermedia (?) DURAND DELGA
Tintinopsella longa (COLOM)
Tintinopsella oblonga (CADISCH)
Calpionellites neocomiensis COLOM
Calpionellites darderi (COLOM)
Salpingellina levantina COLOM

Aus den höchsten Aufschlüssen am Fahrsträsslein stammt eine Probe mit

Amphorellina subacuta (?) COLOM.

Die bestimmten Faunen verteilen sich somit gleichmässig über das ganze Berriasien (Faunengesellschaften D–G BOLLER, 1963), die höchste davon kann eventuell noch an die Basis des Valanginien gestellt werden (Faunengesellschaft H ? BOLLER, 1963). Die direkt unter den Couches Rouges liegenden Schichten haben keine Mikrofossilien geliefert. Diese allerhöchsten Niveaux liegen stratigraphisch nur wenig über der Basis des fraglichen Valanginien, so dass die Neokom-Facies am Rotspitz keinesfalls höher als dieses hinaufreichen dürfte.

Die Verbreitung des Neokoms ist auf der geologischen Skizze, Figur 7 dargestellt.

g) Couches Rouges (Santonien/Campanien bis Untereocaen) (siehe auch Tabellen 1, 2 und 3)

Über dem Neokom folgen mit scharfer Grenze und an einigen Stellen auf Spalten in die Unterlage eingedrungen (besonders schön ersichtlich oberhalb des Fahrsträssleins bei Schwander Unterwengen, wie das schon von VONDERSCHMITT beschrieben wurde) mindestens 60–70 m typische rot, seltener, unregelmässig quer zur Schichtung grünlich gefärbte dichte mergelige Kalke und kalkige Mergelschiefer. Der untere Teil ist eher kalkig, der obere eher mergelig ausgebildet. Diese Couches Rouges sind erfüllt von planktonischen Kleinforaminiferen und kalkigen Nannofossilien. Die schönsten Vorkommen befinden sich am nordwestlichen und westlichen Fusse des Rotspitzes sowie NE von Rübihütte.

¹⁾ Die gleichen Proben wurden nachträglich noch Herrn Dr. R. Lehmann zur Untersuchung überlassen. Herr Dr. Lehmann photographierte die gesamte Tintinnidenfauna und bestätigte die aufgeführten Bestimmungen. Dafür und für die Überlassung der Photographien sei ihm herzlich gedankt.

Aus zwei Proben aus der Basis der Couches Rouges oberhalb des Fahrsträssleins bei Schwander Unterwengen konnten bestimmt werden:

Globotruncana arca (CUSHMAN)

Globotruncana tricarinata (DE QUEREAU)

Globotruncana coronata BOLLI

Globotruncana lapparenti BROTZEN

Globotruncana fornicata PLUMMER

Formen der *Globotruncana thalmanni*- und *Globotruncana flexuosa*-Gruppe.

Soweit diese relativ schlecht erhaltene Fauna überhaupt eine Datierung zulässt, wäre sie etwa ins Santonien bis Campanien zu stellen.

Aus einer Dünnschliffprobe vom erschürften Kontakt Neokom–Couches Rouges am SW-Ende des Rotspitzes, wo sich in den basalen Couches Rouges wenige vererzte Silexknöllchen finden (etwa Kote 1690 oberhalb des Fusspfades Richtung Pt.1686, der auf LK 1189 nur unvollständig eingezeichnet ist), konnte eine Fauna gefunden werden, die ungefähr mit dem Niveau 20–21 Gubbio (RENZ, 1936), also G-127 bzw. V-58 bis V-62 (LUTERBACHER & PREMOLI SILVA, im Druck) verglichen werden kann (vgl. Tafel II, Abb.1).

Die gleichen Vergesellschaftungen konnten in den Originalschliffen zur Dissertation VONDERSCHMITT (1923) festgestellt werden. Sie bestätigen die oben gegebene Datierung.

Die jüngsten anstehenden kretazischen Couches Rouges am NW-Grat des Rotspitzes von Pt.1686 bis Pt.1787.9 auf Kote 1690–1700 lieferten folgende Fauna (eine ungefähr gleichaltrige stammt aus den jüngsten Couches Rouges bei Schwander Unterwengen):

Globotruncana contusa scutilla GANDOLFI

Globotruncana lapparenti BROTZEN

Globotruncana arca (CUSHMAN)

Globotruncana stuarti (DE LAPPARENT)

Globotruncana fornicata PLUMMER

Globotruncana cf. conica WHITE

Diese Fauna ist entsprechend der Tabelle von HERM (1962, Tafel 10) etwa ins obere Campanien bis untere Maestrichtien zu stellen.

Dünnschliffproben etwa 250 m westlich von Rübihütte Pt.1541 aus dem obersten Teil der prächtigen Aufschlüsse im Normalschenkel der Rotspitz-Antiklinale sind sicher ins Maestrichtien zu stellen, denn sie enthalten Faunen, die im Profil von Valle della Contessa über der *Globotruncana calcarata*-Zone folgen.

Ungefähr gleichaltrig wie diese ist eine weitere Probe aus der verkehrt gelagerten Serie vom oben erwähnten Weglein am Rotspitz-Westende beim Waldrand.

Stratigraphisch etwa 1–2 m darüber folgen am Pfad selbst, schlecht aufgeschlossen, etwa 6–8 m blassgrünliche bis rötliche kalkige, etwas tektonisierte Mergel mit tertiären Globigerinen und Globorotalien und darüber ungefähr 8–10 m rote, feingeschichtete kalkige Mergel in einem schönen Aufschluss (Figur 8, Proben 1–7). Eine allerhöchste Probe wurde aus leicht versackten Couches Rouges am Grat westlich unterhalb Pt.1787.9 gewonnen (Figur 8, Probe 8).

Diese Kalkmergel lieferten eine reiche Ausbeute an vorwiegend im oberen Teil prächtig erhaltenen planktonischen Foraminiferen und reichem – wenn auch vielfach schlecht erhaltenem – kalkigem Nannoplankton. Die Verbreitung der bestimmten Mikro- und Nannofossilien in diesem Profil ist auf Tabelle 1 dargestellt: (Proben 1–8).

Dieser Tertiäranteil der Couches Rouges reicht nach den Bestimmungen an planktonischen Foraminiferen und an Coccolithophoriden von der Basis der *Globorotalia pseudomenardii*- bis in die *Globorotalia aequa*-Zone LUTERBACHER, also von der *Helolithus kleinPELLI*- bis in die *Marthasterites tribrachiatus*-Zone. Diese Zonen umfassen ungefähr den Bereich mittleres Paleocaen bis unteres Eocaen.

Ausser am Rotspitz selbst, wo die Couches Rouges sehr schön aufgeschlossen sind, finden sich im axialen Absteigen am Abhang gegen NE, in teilweise stark verrutschtem Gebiet, zahlreiche isolierte Vorkommen. Diese lassen sich weiter bis ins Glaubenbüelental verfolgen als tektonisch ausgedünnte Fortsetzung der Rotspitz-Serie zwischen Schlierenflysch und dem darüber überschobenen Gips von Glaubenbüelen.

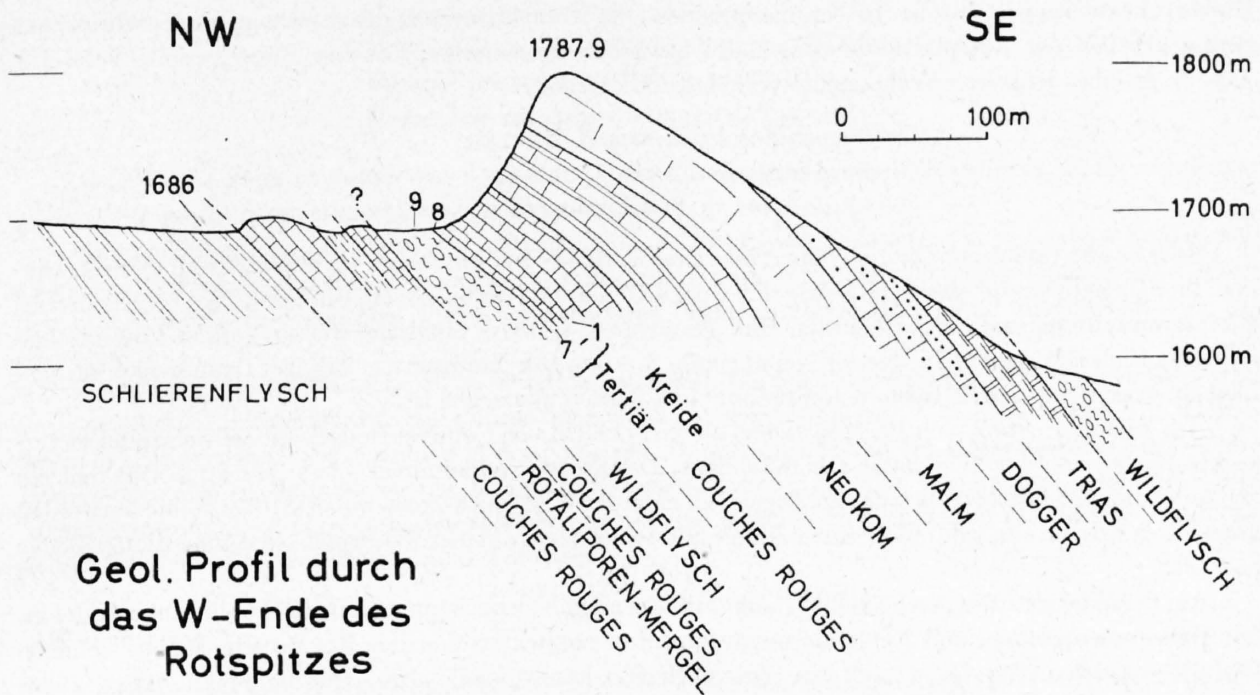


Fig. 8: Geologisches Profil durch das Westende des Rotspitzes (1–9: Siehe S. 66, S. 67 und Tabelle 1).

h) Wildflysch (Untereocaen) (siehe auch Tabellen 1, 2 und 3)

Wendet man sich vom oben beschriebenen Profil gegen Norden hangaufwärts, dann gelangt man in eine schon von KAUFMANN (1886; Tafel 5, Figur 7) dargestellte Zone, die auch VONDERSCHMITT (1923, S.12) Schwierigkeiten bei der Interpretation bereitet hat. Neue Aufschlüsse am Rotspitz-NE-Hang haben nun ergeben, dass die Couches Rouges nach oben in einen Wildflysch übergehen und dass sich die geologischen Verhältnisse an der zur Diskussion stehenden Lokalität durch diesen neuen Befund zwanglos erklären lassen.

Vorkommen und Ausbildung:

Unterlage des Rotspitz-Westendes

Unmittelbar unter (stratigraphisch über) dem beschriebenen Profil in den tertiären Couches Rouges am Rotspitz-Westende kommen grau-grünliche und dunkle kalkige, globigerinen- und globorotalienführende Mergel zum Vorschein. Diese finden sich weiterhin am Sattel (und NE davon) östlich von Pt. 1686 bis an den Fuss des Grates unterhalb Pt. 1787.9. In diesen auf den Schlierenflysch aufgeschobenen Mergeln stecken Brocken und Linsen von mergelig-kalkigen, glimmerführenden Sandsteinen, die undeutliches «Graded Bedding» oder «Lamination» zeigen können. Sie sind teils steril, teils führen sie einige planktonische und benthonische Kleinforaminiferen.

Etwa 120 m NE Pt. 1787.9, am Fuss des Rotspitzes Kote 1660–1670, kann man ohne Mühe einen schönen zusammenhängenden Aufschluss von einigen Metern erschürfen (Figur 8, Probe 9): In den ruhig gelagerten Mergeln stecken Brocken und Linsen von flyschähnlichen fossilarmen Sandsteinen. Die sehr gut erhaltene Mikrofauna aus den Mergeln gehört in das untere Eocaen (*Globorotalia aragonensis*- bzw. *Discoaster lodoensis*-Zone, vgl. auch S. 73 und Tabelle 1).

Aus diesem Wildflysch, bzw. aus dem Schutt darunter, stammt eine interessante sandige konglomeratische Breccie (NE von Pt. 1686). Im Dünnschliff erkennt man eine kalkig-detritische Grundmasse mit viel Quarz und Glaukonit, sie enthält Globigerinen, selten Globorotalien, Lithothamnien und aufgearbeitete

Globotruncanen sowie einzelne Inoceramenprismen. Als Komponenten beobachtet man alle beschriebenen Sedimenttypen der Rotspitz-Serie vom Malm bis in die kretazischen Couches Rouges (siehe Tafel III, Abb. 3). In einer grösseren Komponente von Malmkalk konnte

Conicospirillina basiliensis W. MOHLER

Clypeina jurassica FAVRE

Quinqueloculina sp. bestimmt werden.

Sehr häufig findet man in der Nähe dieser Breccie Sand- und Siltsteine, die ölquarzitisch glänzen können. Ihre Grundmasse ist mergelig-kalkig mit Quarz, Glaukonit, Globigerinen, Globorotalien, benthonischen Kleinforaminiferen und aufgearbeiteten Globotruncanen. Gewisse Siltsteine weisen Verkieselungserscheinungen auf, derart, dass kleine Nester von ungefähr 3–4 mm Durchmesser von kalkiger Grundmasse zurückbleiben, wodurch das helle Gestein von bräunlichen Tupfen überzogen ist.

Am Pässchen östlich von Pt. 1686 stehen einige Schollen von Couches Rouges an; teilweise sind es versackte Blöcke von der Nordwand des Rotspitzes. Das grösste Vorkommen (etwa $20 \times 50 \times 5$ m) und ein kleineres, einige Schritte östlich davon, liegen jedoch in der Wildflysch-Zone, wobei nicht entschieden werden kann, ob es sich um eine tektonisch selbständige Schuppe oder um in den Wildflysch eingesedimentierte Blöcke handelt.

Auf der Westseite des den höchsten Punkt aufbauenden Klotzes kann man in den knollig ausgebildeten, mit Inoceramenprismen und Echinodermenfragmenten gespickten Couches Rouges eine schöne Schichtfläche beobachten. Ein Handstück aus diesem Niveau kann ungefähr mit Gubbio 17–22 (RENZ, 1936) verglichen werden, also mit G-135 bis G-127 (LUTERBACHER & PREMOLI SILVA, im Druck)¹⁾. Eine Probe über dieser Schichtfläche erwies sich etwas jünger und entspricht im Profil von Valle della Contessa etwa V-58 bis V-64 (LUTERBACHER & PREMOLI SILVA, im Druck). Beide Proben sind etwa in das untere Campanien zu stellen, entsprechen also zeitlich denjenigen der Rotspitz-Serie durchaus, was auch durch isolierte Faunen bestätigt werden kann.

Zwischen diesem oben beschriebenen grössten Block und einem kleineren östlich davon finden sich schwarzgefleckte, graue, kalkige Mergel und mergelige, leimernähnliche Kalke. Aus einer Probe etwa von Kote 1660–1670 am Nordhang konnte Dr. Luterbacher bestimmen:

Rotalipora ticinensis ticinensis (GANDOLFI) (häufig)

Rotalipora ticinensis subticinensis (GANDOLFI)

Rotalipora klausii LEHMANN

Praeglobotruncana delrioensis (PLUMMER)

Ticinella primula LUTERBACHER

Biticinella breggiensis (GANDOLFI)

Hedbergella planispira (TAPPAN)

Hedbergella infracetacea (GLAESSNER)

Hedbergella portsmouthensis (WILLIAMS-MITCHELL)

Globigerinelloides ultramicra (SUBBOTINA)

Diese Fauna kann ungefähr mit den Niveaux G-113 (LUTERBACHER & PREMOLI SILVA, im Druck) und Breggia 30,31 (GANDOLFI, 1942) verglichen werden, gehört also ins obere Albien. Ein in einem Dünnschliff untersuchter Kalk erwies sich als gleichaltrig.

Eine weitere Probe unmittelbar bei der Gratlinie ergab:

Schackoina cenomana gandolfii REICHEL

Rotalipora turonica BROTZEN

Rotalipora cushmani (MORROW)

Rotalipora reicheli MORNOD

Rotalipora gandolfii PREMOLI SILVA & LUTERBACHER

¹⁾ Der grosse Altersbereich lässt sich durch Aufarbeitung der älteren Formen erklären: Ein Teil der Globotruncanen ist mit (durch eisenschüssige Verbindungen) rot gefärbtem Sediment gefüllt, während das Gestein sehr viel heller ist.

Rotalipora montsalvensis MORNOD
Praeglobotruncana stephani stephani (GANDOLFI)
Praeglobotruncana stephani gibba KLAUS
Hedbergella amabilis LOEBLICH & TAPPAN

Diese Fauna kann etwa mit den Schichten 59–63 des Breggia-Profiles (GANDOLFI, 1942) verglichen werden. Sie gehört ins mittlere bis obere Cénomanien.

Während also die grosse Masse der wahrscheinlich im Wildflysch eingeschlossenen Couches Rouges sich als gleichaltrig wie die Couches Rouges der Rotspitz-Serie erwies, sind die in der gleichen tektonischen Position und ebenfalls in pelagischer Facies ausgebildeten fleckigen Mergel bedeutend älter (Oberalbien bis Cénomanien).

Es ist wohl möglich, die grosse Couches-Rouges-Scholle als tektonischen Schürfling von der Rotspitz-Serie abzuleiten, für die älteren Einschlüsse kann diese Interpretation jedoch nicht stimmen. Die nächstliegende Lösung wäre, dass irgendwo in der Nähe des Ablagerungsraumes der Rotspitz-Serie die Couches Rouges oder eine ähnliche Facies bis in das obere Albien hinunter gereicht haben muss, ohne dass dieser Ablagerungsraum heute noch erhalten geblieben ist. Für die weiteren Konsequenzen aus dieser Feststellung sei auf die Schlussfolgerungen auf S. 81 verwiesen.

NW Rübihütte

Ungefähr 250 m NW von Rübihütte, über den allerobersten tertiären Couches Rouges oberhalb den erwähnten prächtigen Aufschlüssen (vgl. S. 66) im Normalschenkel der Rotspitz-Antiklinale, stösst man in verrutschtem Gebiet etwa auf Kote 1640 auf wenige grünliche Mergel und grünliche, mit tertiären Globigerinen und Globorotalien erfüllte Sandsteine (vgl. Tafel III, Abb. 4). Letztere sind auch häufig im Schutt der sumpfigen Mulde unterhalb dieser Lokalität, die gegen Nordosten zum Fahrsträsslein von Rübihütte nach Schwander Unterwengen hinabzieht. Diese Mergel und Sandsteine lassen sich faciell und altersmässig einwandfrei mit denjenigen von der nordwestlichen Rotspitz-Unterlage vergleichen.

Sehr schön ist hier, im tektonisch relativ ungestörten Normalschenkel der Rotspitz-Antiklinale, die stratigraphische Superposition dieses Wildflysches über den tertiären Couches Rouges ersichtlich.

Nördlicher Nebenbach des «Unterwengengräßleins»

Man stösst in diesem Graben auf die besten Aufschlüsse im Wildflysch der Rotspitz-Serie überhaupt: Der Bach ist hier etwa von Kote 1370 (Koord. 649.080/186.630) bis fast zur Einmündung in das «Unterwengengräßlein» hinunter immer wieder in grünliche Mergel eingeschnitten. Leider ist hier jedoch das Substrat des Wildflysches nicht aufgeschlossen.

Der schönste Aufschluss befindet sich auf Kote 1350–1360 auf der rechten Bachseite; von oben nach unten:

- 1,5 bis 2 m grünliche, kalkig-mergelige, leicht glimmerführende, glaukonitische, siltige Sandsteine, erfüllt mit Globigerinen und Globorotalien, ähnlich den Sandsteinen NW von Rübihütte (siehe oben). Im oberen Teil beobachtet man eine Alternanz zwischen mehr sandigen und mehr kalkigen Lagen im 5-cm-Bereich. Die gesamte Sandsteinbank zeigt keinerlei Merkmale eines Turbidites. Es handelt sich also entweder um relativ langsam angeschwemmtes oder als Fluxoturbidit abgelagertes Material.
- 3 m ruhig gelagerte, grünliche Mergel, analog denjenigen von der NW Rotspitz-Unterlage (vgl. S. 67).
- Etwa 1,5 m chaotisch gelagerte, helle bis dunkelgraue, schwach grünliche, teilweise sandige Mergel im Bachbett. In diesen stecken Phakoide von grünlichen, mergeligen Sandkalken.

Auch wenn in diesem Aufschluss keine Turbidite beobachtet werden können, stellt man doch in Blöcken in der Nähe immer wieder «Graded Bedding» fest, das kombiniert sein kann mit «Convolute Bedding» und Lamination.

Die Mergel und Sandsteine enthalten je nach Korngrössensortierung mehr oder weniger reiche Faunen von planktonischen Foraminiferen sowie aufgearbeitete Globotruncanen (z.B. *Globotruncana* cf. *maya-roensis*), die zweifellos resedimentierten Couches Rouges entstammen. In einem grobkörnigen Sandstein

konnte – ähnlich wie in den Breccien von Glaubenbüelen und vom NW-Ende des Rotspitzes – Material von der Rotspitz-Serie (kretazische Couches Rouges, Malm, ?*Saccocoma*-Kalke), unbekannte Sedimente und Albit festgestellt werden.

Ein Sandstein mit unbestimmbaren Nummuliten, Discocyclinen, (?) *Miscellanea* sp. und anderen benthonischen Formen liess sich nicht datieren.

Das Alter der schlämbaren Faunen ist Oberpaleocaen bis Untereocaen. Diese Faunen gehören also tieferen Zonen an als diejenigen von der Rotspitz-Unterlage, nämlich den Zonen von *Globorotalia aequa* bis *Globorotalia formosa formosa/subbotinae*.

Die Wildflysch-Sedimentation reicht hier also scheinbar tiefer als in der beschriebenen Sequenz vom Westende des Rotspitzes. Ob diese Faunendiskrepanz die wirklichen Sedimentationsverhältnisse widerspiegelt oder auf Aufarbeitung zurückgeführt werden muss, kann vorläufig nicht entschieden werden.

«Unterwengengräßlein» und Glaubenbüelental

Hier sind alle Vorkommen zusammengefasst, die zwischen dem Schlierenflysch und der darüber überschobenen Gipsmasse des Glaubenbüelentals eingeklemmt und mit Fragmenten der tektonisch ausgedünnten Rotspitz-Serie assoziiert sind.

Es handelt sich meist um dunkle bis grünliche Wildflysch-Mergel, die fast überall mit bis nahezu zur Unkenntlichkeit ausgewalzten tertiären Couches Rouges vermenget sind.

Im «Unterwengengräßlein» unterhalb eines riesigen Relikts von Rotspitz-Malm auf der linken Seite, auf Kote 1360–1370, kommt Wildflysch mit Sandsteinen, Ölquarziten, Couches Rouges und leimernähnlichem, flaserigem, siltigem Kalk mit fraglichen Hedbergellen zum Vorschein. Es handelt sich möglicherweise auch um ein Gemenge von Schlierenflysch, Couches Rouges und Wildflysch.

Auf Kote 1340–1350, auf der rechten Bachseite, sind grünlich-dunkle Mergelschiefer verknetet mit tertiären Couches Rouges. Auf der linken Bachseite ist Gips in die Couches Rouges vermenget. In 1310 bis 1320 m Höhe, auf der linken Bachseite, kommen grünlich-dunkle Mergelschiefer, verknetet mit mehreren grossen Gipsschollen, roten dolomitischen Mergeln und – im Bach – mit Couches Rouges, zum Vorschein. In 1290–1300 m Höhe, auf der rechten Bachseite, in Kontakt mit Couches Rouges, folgen unter der aufgeschobenen Gipsmasse dunkel-grünliche, globigerinenführende Mergelschiefer, wirr verknetet mit fettig glänzenden tertiären Couches Rouges. In der westlichen Fortsetzung dieser Zone, auf Kote 1320–1330, fand sich im Wildflysch ein glaukonitischer Siltstein mit auffällig viel kohligen Pflanzenresten, daneben wenigen Foraminiferen (Globigerinen, Rotaliden).

Weitere Vorkommen von Wildflysch im Glaubenbüelental, ungefähr auf Kote 1250, sind assoziiert mit Couches Rouges. Ein anderer Aufschluss auf Kote 1240 ist überschoben auf Schlierenflysch und wird überlagert von tertiären Couches Rouges. Seine Fortsetzung ist weiter unten, in 1230–1240 m Höhe, auf der rechten Bachseite aufgeschlossen, wo die gleiche Sequenz erkannt wird.

Aus helleren, fleckigen Mergelschiefern ungefähr auf Kote 1240, die mit Wildflysch und tertiären Couches Rouges vermenget sind, konnte Dr. Luterbacher bestimmen:

Rotalipora evoluta SIGAL
Rotalipora apenninica apenninica (RENZ)
Praeglobotruncana stephani (GANDOLFI)
Schackoina cenomana (SCHACKO)
Planomalina cf. buxtorfi (GANDOLFI)

Diese Fauna kann ins obere Albien (= «Vraconnien») bis untere Céomanien gestellt werden. Sie entspricht etwa den Schichten 34 bis 41 im Breggia-Profil (GANDOLFI, 1942).

In einem Nebenbach der Gross Lau, einmündend etwa auf Kote 1150 fand sich in 1210–1220 m Höhe auf der rechten Seite in grünlich-schwärzlichen, Globigerinen und Globorotalien führenden Mergelschiefern mit ölquarzitischem Siltstein ein heller dichter Kalk. Dieser kann von Leimern im Handstück nicht unterschieden werden. Die darin enthaltene Mikrofauna kann ungefähr mit Schicht 12 des Gubbio-Profiles (RENZ, 1936) oder einem wenig älteren oder jüngeren Niveau parallelisiert werden, also ungefähr mit G-143

bzw. V-40 bis V-42 (LUTERBACHER & PREMOLI SILVA, im Druck). Diese Probe ist somit in die *Globotruncana helvetica*-Zone oder ganz in die Nähe zu stellen (ungefähr gleichaltrige Couches Rouges wurden von VONDERSCHMITT im «Unterwengengräßlein» gesammelt).

Rübihütte–Glaubenbüelen

Wegen der grossen Ausdehnung treten diese Vorkommen auf der geologischen Skizze (Figur 7) am auffälligsten hervor, tatsächlich handelt es sich hier aber um die spärlichsten Aufschlüsse im Wildflysch der Rotspitz-Serie.

Von Rübihütte bis etwa 200 m SW Glaubenbüelen, zwischen Kote 1550–1560 und Kote 1600–1610 stechen aus dem Weidboden grünliche Mergel hervor, die stellenweise vermischt sind mit mergeligen Couches Rouges und an einer Stelle mit Gipsbrocken.

Ein westlichstes isoliertes Vorkommen ist – zusammen mit Couches Rouges – an einer steilen tektonischen Störung auf Trias und Dogger aufgeschoben (vgl. auch S. 77) am Wegeinschnitt 350–400 m WSW der Hütte von Glaubenbüelen und etwas höher ungefähr auf Kote 1590.

In den Alpweiden liegen lose verstreut Brocken und Blöcke von teils kalkigen, teils fast reinen, schwach glaukonitischen Quarzsandsteinen mit seltenen Discoeyclinen und sandige Breccien, die vollständig verkieselt sein können.

An Komponenten tritt in den Sandsteinen und Breccien vorwiegend Quarz, untergeordnet Feldspäte und sedimentäres Material auf. Die sedimentären Komponenten sind teils unbestimmbare, der Rotspitz-Serie fremde Gesteine, teils entstammen sie möglicherweise diesem Faciesbereich (es wurden fragliche Couches Rouges und *Clypeina jurassica* gefunden). Weiter treten an grösseren Brocken noch Couches Rouges mit Einschlüssen von (?) Neokomkalken mit Radiolarien, seltener (?) Hedbergellen auf. Diese Komponenten sind hämatitisch umkrustet und verkieselt und können 1–2 cm Länge erreichen (etwas oberhalb den Hütten von Glaubenbüelen).

Daneben findet man aber noch eigentliche Breccien (sie wurden von VONDERSCHMITT (1923) als Transgressionsbreccien beschrieben); die mehrere Zentimeter grossen Komponenten von Neokomkalk sind eingebettet in Couches Rouges. Da das Gestein nicht im Anstehenden auftritt, ist seine Deutung problematisch.

Schliesslich, am Weg WSW Glaubenbüelen und etwas hangaufwärts liegt ein rostig anwitternder heller Granit. Er führt an Feldspat nur reinen Albit. Die Feldspäte in den erwähnten Breccien sind teilweise ebenfalls Albit. Es konnte aber auch intermediärer Plagioklas und Mikroclin beobachtet werden.

Die grünlichen Mergel lassen sich ohne weiteres auch altersmässig mit den von der Rotspitz-Unterlage bestimmten vergleichen. Die Breccien und Sandsteine sind undatierbar. Sie werden – allerdings ohne direkten sedimentologischen Beweis – als zum Wildflysch gehörend betrachtet.

Eine Probe von Couches Rouges mit verkieselten Neokom-Brocken erwies sich als vollständig erfüllt mit *Globotruncana*, doch war sie wegen des schlechten Erhaltungszustandes nur schwer zu datieren: Sie wäre im Profil von Valle della Contessa wahrscheinlich oberhalb des Niveaus mit *Globotruncana calcarata* einzustufen (V-72 bis V-74; LUTERBACHER & PREMOLI SILVA, im Druck) und entspräche demnach ungefähr Schicht 26/27 im Gubbio-Profil (RENTZ, 1936) also G-114 (LUTERBACHER & PREMOLI SILVA, im Druck) und damit wahrscheinlich dem Maestrichtien (eventuell noch dem oberen Campanien?; siehe Tafel II, Abb. 2).

5. Zonierung der tertiären Couches Rouges und des Wildflysches vom Rotspitz mittels planktonischer Foraminiferen und Nannoplankton

(siehe auch Tafel V, Abb. 3a–b und 4a–b)

Die in Tabelle 1 (S. 72) aufgeführten Proben 1–7 stammen aus dem auf S. 66 beschriebenen, durchgehend aufgeschlossenen Profil in den Couches Rouges vom Westende des Rotspitzes¹⁾.

¹⁾ Neben den reichen und meist gut erhaltenen planktonischen Foraminiferen- und Nannoplanktongemeinschaften ist, vor allem in den älteren Proben, das relativ häufige Auftreten von *Aragonia* sp. indet. bemerkenswert.

| Gesteinstyp | Wild- flysch | Couches Rouges | | | | | | | |
|---|--|--|---------------------------------|----------------------------------|------------------------------------|---------------------------|---------------------------------|---|---|
| Alter | Eocaen | | Paleocaen | | | | | | |
| Zonen (Planktonische Foraminiferen) | <i>Globorotalia aragonensis</i> | <i>Globorotalia formosa formosa/subbotinae</i> | <i>Globorotalia aequa</i> | <i>Globorotalia velascoensis</i> | <i>Globorotalia pseudomenardii</i> | | | | |
| Proben-Nr. (vgl. Fig. 8) | 9 | 8 | 7 | 6 | 5 | 4 | 3 | 2 | 1 |
| Stratigraphische Verbreitung der wichtigsten planktonischen Foraminiferen (det. LUTERBACHER): | | | | | | | | | |
| <i>Globorotalia aragonensis</i> NUTTALL | X | | | | | | | | |
| <i>Globorotalia pentacamerata</i> (SUBBOTINA) | X | | | | | | | | |
| <i>Globorotalia marginodentata</i> SUBBOTINA | | | X | | | | | | |
| <i>Globorotalia subbotinae</i> MOROZOVA | X | X | X | | | | | | |
| <i>Globorotalia pasionensis</i> (BERMUDEZ) | | X | | | | | | | |
| <i>Globorotalia formosa gracilis</i> BOLLI | | X | X | | | | | | |
| <i>Globorotalia formosa formosa</i> BOLLI | | X | | | | | | | |
| <i>Globorotalia aequa</i> CUSHMAN & RENZ | X | X | X | X | X | X | | | |
| <i>Globorotalia velascoensis</i> (CUSHMAN) | | | (X) | X | X | X | | | |
| <i>Globorotalia aff. conicotruncata</i> SUBBOTINA | | | | | | | | X | |
| <i>Globorotalia occlusa</i> LOEBLICH & TAPPAN | | | X | X | | X | | X | |
| <i>Globorotalia pusilla laevigata</i> BOLLI | | | | | | | | X | |
| <i>Globorotalia pusilla pusilla</i> BOLLI | | | | | X | | | X | ? |
| <i>Globorotalia cf. acutispira</i> BOLLI & CITA | | | | | | | | X | X |
| <i>Globorotalia pseudomenardii</i> BOLLI | | | | | X | X | X | X | |
| <i>Globorotalia acuta</i> TOULMIN | | | X | X | X | X | | X | X |
| <i>Globorotalia simulatilis</i> (SCHWAGER) | | | | | | | | | X |
| <i>Globorotalia kolchidica</i> MOROZOVA | | | | | | | | | X |
| Zonen (Nannoplankton) | <i>Discoaster lodoensis</i> und <i>Marthasterites tribrachiatus</i> | <i>Marthasterites tribrachiatus</i> | <i>Marthasterites contortus</i> | <i>Discoaster multiradiatus</i> | <i>Helicolithus riedeli</i> | <i>Discoaster gemmeus</i> | <i>Helicolithus kleinpellii</i> | | |
| Stratigraphische Verbreitung der wichtigsten Nannoplankton-Species: | | | | | | | | | |
| <i>Discoaster deflandrei</i> BRAMLETTE & RIEDEL | X | | | | | | | | |
| <i>Discoaster falcatus</i> BRAMLETTE & SULLIVAN | X | | | | | | | | |
| <i>Discoaster lodoensis</i> BRAMLETTE & RIEDEL | X | | | | | | | | |
| <i>Marthasterites tribrachiatus</i> (BRAMLETTE & RIEDEL) | X | X | | | | | | | |
| <i>Marthasterites contortus</i> (STRADNER) | | | X | | | | | | |
| <i>Discoaster multiradiatus</i> BRAMLETTE & RIEDEL | | | X | X | X | | | | |
| <i>Helicolithus riedeli</i> BRAMLETTE & SULLIVAN | | | | | | X | | | |
| <i>Discoaster aster</i> BRAMLETTE & RIEDEL | | | | | | | X | | |
| <i>Discoaster gemmeus</i> STRADNER | | | | | | | | X | |
| <i>Helicolithus kleinpellii</i> SULLIVAN | | | | | | | | | X |
| <i>Fasciculolithus</i> sp. indet. | | | | | | X | X | | X |

Tabelle 1: Stratigraphische Verbreitung und Zonierung der planktonischen Foraminiferen und des Nannoplanktons im Paleocaen-Eocaen der Rotspitz-Serie (Couches Rouges und Wildflysch vom Westende des Rotspitzes: Proben 1-9, s. Figur 8)

Die Probe 8 stammt aus den stratigraphisch höchsten, leicht versackten Couches Rouges am Grat westlich unterhalb Pt. 1787.9 und die Probe 9 aus dem auf S. 67 beschriebenen Wildflysch ungefähr 120 m NE Pt. 1787.9 (die Mikrofauna einer gleich alten Probe aus dem Wildflysch über Probe 7 ist auf Tafel V, Fig. 4a–b abgebildet). Aus der Tabelle lässt sich schön herauslesen, dass der Wildflysch altersmässig unmittelbar an die unterlagernden Couches Rouges anschliesst und damit die Feldbeobachtung, dass der Wildflysch normalstratigraphisch zur Rotspitz-Serie gehört, bestätigt wird.

Wie an einer Stelle gezeigt werden konnte (vgl. S. 70), findet man auch etwas ältere Faunen im Wildflysch – Vergesellschaftungen, die altersmässig mit denjenigen aus den Proben 7/8 (oberste Couches Rouges am NW-Ende des Rotspitzes) verglichen werden können. Ob nun der Beginn der Wildflysch-Sedimentation so stark heterochron verläuft, wie die angeführten Untersuchungsergebnisse vermuten lassen könnten, oder ob es sich um Aufarbeitungserscheinungen handelt, was immerhin sehr viel wahrscheinlicher ist, kann noch nicht mit Sicherheit entschieden werden.

C. Giswiler Klippen und Préalpes Médiannes

Eine Zusammenfassung der stratigraphischen Abfolge der verschiedenen, am Aufbau der Giswiler Klippen-Region beteiligten Klippenelemente, ist in Figur 9 dargestellt. Nicht berücksichtigt wurde die Gipsmasse von Glaubenbüelen.

Wie in Kapitel «Historisches und Problemstellung» ausgeführt, steht eine moderne vergleichende Studie der Zentralschweizer Klippen und der Préalpes Médiannes zur Zeit noch aus.

Einige Ausführungen über diese Probleme finden sich in der Dissertation von BOLLER (1963) über das Neokom der Klippen-Decke:

Interessant ist bei BOLLER die Annahme einer nördlich des Zoophycus-Dogger-Troges (Subbriançonnais) gelegenen Schwelle, die vertreten ist am Mythen, Moléson und an den Brasses mit «Pseudobriançonnais-Facies».

Damit ist auf Grund neuer Untersuchungen die alte, von STAUB (1917), CHRIST (1920) und VONDER-SCHMITT (1923) gegebene Parallelisation der Zentralschweizer Klippen mit den Préalpes Médiannes in diesem Punkt bestätigt:

Die nördlichste Klippe des Untersuchungsgebietes, der Rotspitz, wäre nach diesem Parallelisations-schema mit der Rotenflue im gleichen Faciesstreifen, unmittelbar südlich des Ablagerungsraumes der Mythen zu beheimaten und zusammen mit der südlicher abgelagerten Alpoglerberg-Serie (Zoophycus-Dogger) mit den Préalpes Médiannes Plastiques zu vergleichen. Die Giswilerstock-Trias entspricht den Préalpes Médiannes Rigides.

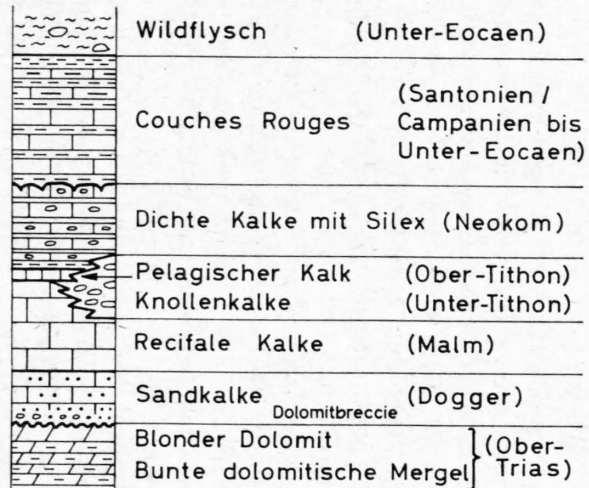
Zur Frage, ob die Gipsmasse von Glaubenbüelen wirklich zur Klippen-Decke gehört oder dem Ultrahelvetikum zugerechnet werden muss, wie das von CADISCH (1953, S. 324) in Anlehnung an die Interpretation von LUGEON & GAGNEBIN (1941, S. 5) für die Préalpes Médiannes angenommen wird, kann nichts Neues hinzugefügt werden. Schon VONDER-SCHMITT (1923, S. 19) weist nachdrücklich darauf hin, dass zwischen dem Gips von Glaubenbüelen und der Alpoglerberg-Serie keine stratigraphische Beziehung festgestellt werden kann. Auch in den Westalpen ist es bis jetzt nicht gelungen, die Stellung der ausgedehnten Gipsmassen abzuklären (vgl. ELLENBERGER, 1958; S. 211 und 412).

In diesem Zusammenhang ist es auch interessant, dass namentlich der mit dem Gips verschuppte Wildflysch schon von VONDER-SCHMITT (1951, S. 366) der Habkern-Zone zugerechnet worden ist (vgl. auch S. 4). Ob der Beobachtung, dass die Wildflysch-Sandsteine und Breccien in diesem Vorkommen auffällig viel Dolomitkomponenten enthalten, eine besondere Bedeutung zukommt, kann heute nicht entschieden werden. Dazu wird es wohl eingehender Geröllstudien bedürfen.

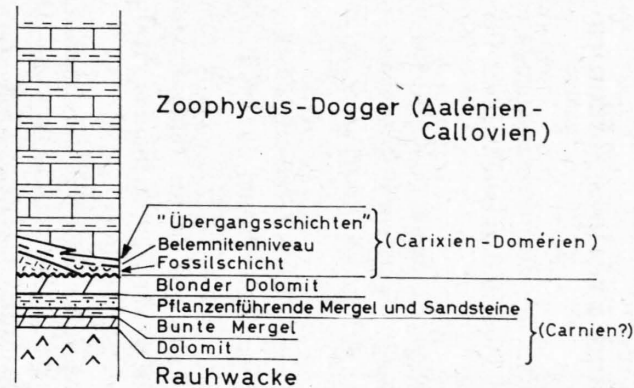
Wenn man somit von den möglicherweise ultrahelvetischen Gipsmassen absieht, erscheint generell die Abfolge der Faciesräume innerhalb der Préalpes Médiannes der Zentralschweiz einigermaßen gesichert. Doch kann gerade die Rotspitz-Serie noch nicht definitiv einer bestimmten Facies der Préalpes Médiannes oder der übrigen zentralschweizerischen Klippen zugeordnet werden, und zwar aus folgenden Gründen:

N

ROTSPIITZ - SERIE



ALPOGLERBERG - SERIE



GISWILERSTOCK-TRIAS

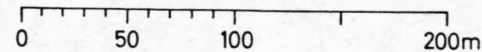
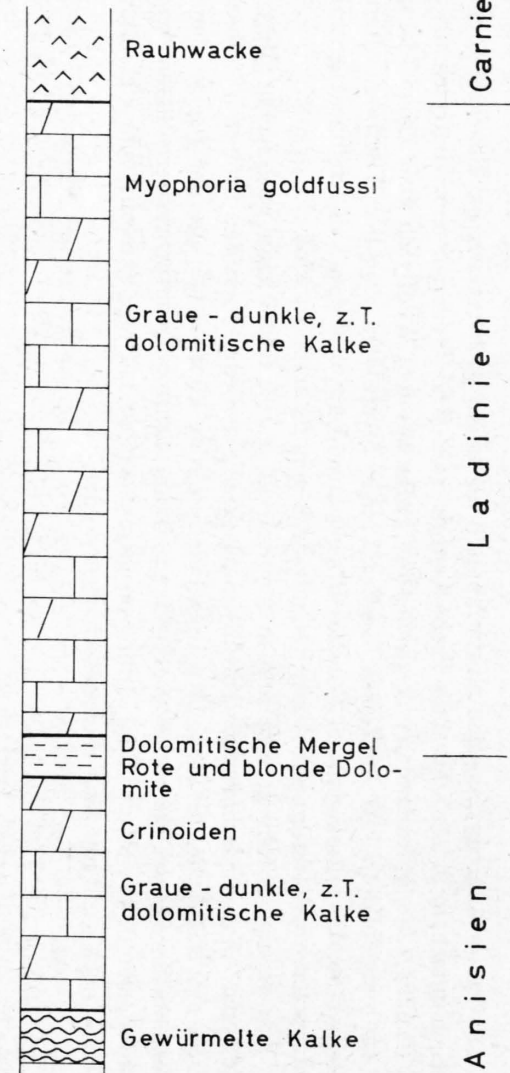


Fig.9: Stratigraphische Sammelprofile durch die Klippendecken-Serien des Giswilerstockes, Alpoglerberges und Rotschpitzes.

Die Knollenkalkfacies des Tithons ist ausser am Rotspitz (nach freundlicher Mitteilung von Prof. Trümpy) nur im eigentlichen Briançonnais der Westalpen bekannt. Auch der Altersbereich des Neokoms am Rotspitz (Berriasien bis Untervalanginien) und die Überlagerung durch Couches Rouges von Santonien/Campanien- bis Cuisien-Alter stimmen nach den Angaben von BOLLER (1963) weder mit der Serie der Rotenflue noch mit derjenigen vom Moléson überein.

Als weitere Besonderheit der Rotspitz-Serie kann der in der Klippen-Decke der Zentralschweiz erstmals entdeckte Übergang der jüngsten Couches Rouges in Wildflysch mit reichen Faunen von untereocänen planktonischen Foraminiferen angeführt werden.

Ähnliche Sedimente erwähnen BADOUX & MERCANTON (1962) aus den Préalpes Médiannes des Chablais, doch enthält dieser «Flysch schisto-gréseux» nach den zitierten Autoren einen grösseren Altersbereich (oberes Yprésien bis (?) Priabonien mit einer Grossforaminiferenfauna von Oberlutétien-Alter). Es werden auch keine planktonischen Foraminiferen oder Nannofossilien daraus erwähnt.

Als Besonderheit der Giswiler Klippen dürfen schliesslich die Funde von Pflanzenresten aus der Trias des Giswilerstockes, dem Lias des Alpoglerberges und dem Dogger des Rotspitzes aufgeführt werden.

D. Bemerkungen zur Tektonik

1. Giswilerstock

Der Giswilerstock ist unterteilt in zwei grosse Einheiten, die getrennt sind durch die Rauhwaacke der Furgge.

Die südliche Einheit besteht aus einer schönen C-förmigen, nach Norden überliegenden Falte, die prächtig aufgeschlossen ist in der Westwand der Rossflue. Diese Falte weist ein starkes Axialgefälle gegen Osten auf, was im Südteil der Rossflue zu einer Versackung des Normalschenkels geführt haben mag. Die versackte Masse bildet einen grossen Sporn, der morphologisch (LK 1189) deutlich hervortritt, und zwar zwischen Pt. 2084, der Runse nördlich von Pt. 1911, Stäfeli und Pt. 1949. Der Rest des Normalschenkels scheint sonst südlich des Rossflue-Gipfels fast gänzlich wegerodiert worden zu sein. Im östlichen Teil der Rossflue kommt sonst nur der Verkehrtshenkel zum Vorschein, der sich bis zum Mändli fortsetzt. Dokumentiert wird die verkehrte Lagerung dort auch durch die Rauhwaacke der Mändli-Unterlage bei Pt. 2056 und auf der Südseite der Chringe.

Im Norden der Rauhwaacke in der Furgge findet man eine mächtige, mehr oder weniger monoklinale, verkehrt liegende Platte von dolomitischen Kalken, unter denen bei Pt. 1734 Rauhwaacke in grösserer Mächtigkeit zum Vorschein kommt. Diese Masse baut die Schafnase und den Giswilerstock auf. Am Grat, der Pt. 1734 mit der Schafnase verbindet, fallen die Schichten mit 40–60° nach ESE ein. Gegen Furgge ist die Masse wegen des besonders starken Axialgefälles in fast entgegengesetzter Richtung aufgestaucht und fällt gegen Norden ein. Das Axialgefälle gegen ENE wird im gesamten gesehen nirgends so stark wie dasjenige an der Rossflue. Im östlichen Teil ist es jedoch durch Querbrüche verstärkt. Der markanteste verläuft in der von der Sarnersee-Gegend her sichtbaren obersten Felswand des Ostabsturzes des Giswilerstockes. An diesem Querbruch sind diejenigen Massen versetzt worden, die sich in postglazialer Zeit infolge eines grossen Bergsturzes teilweise vom Giswilerstock lösten (VONDERSCHMITT, 1923; S. 27).

2. Alpoglerberg

Von VONDERSCHMITT (1923) wurde der Alpoglerberg als ein Stapel von drei nach NW überliegenden Falten beschrieben. Wie der Giswilerstock weist auch der Alpoglerberg starkes Axialgefälle gegen NE auf. Der Faltenbau geht nach VONDERSCHMITT nach Osten in einen Schuppenbau über. Die Detailkartierung brachte nun im mittleren Teil des Alpoglerbergs keinen Normalschenkel ans Tageslicht. Man findet also im

Süden des Alpoglerberges eine verkehrt liegende Schuppe, die auf die mittlere Mulde aufgeschoben ist. Diese Mulde baut den höchsten Gipfel des Alpoglerberges auf.

Das nördlichste Element des Alpoglerberges ist die von VONDERSCHMITT (1923; S.21, Figur 1) dargestellte Doppelfalte.

Am besten ist der Schuppenbau erkenntlich im südlichen Teil des Alpoglerberges (im Verkehrtsschenkel der südlichsten Falte von VONDERSCHMITT). Die Schichten fallen mit ungefähr 40–50° nach SE ein. Auf diese südlichste Schuppe ist bei Pt.1734 Wildflysch der Habkern-Zone überschoben. Der Verkehrtsschenkel (Trias–Lias) zieht als Geländekante von der Jänzimattseite auf die Alpoglenseite des Alpoglerberges (vgl. auch S.58). Bei Alpoglen (Pt.1567 und am Grat nördlich davon) sind Schollen von «Zoophycus-Dogger» auf den Verkehrtsschenkel überschoben.

Sehr schön ersichtlich ist beim SE-Gipfel des Alpoglerberges und östlich davon unterhalb der Zoophycus-Dogger-Kante, die nach Alpoglen hinunterführt, die Aufschiebung des «Zoophycus-Doggers» der südlichsten Schuppe auf die verkehrt liegende Trias der mittleren Mulde. Die östlichsten Vorkommen von Trias–Lias der mittleren Mulde befinden sich am Fusspfad Alpoglen–Merliegg, 250–300 m WSW Pt.1567.

Vom liegenden Verkehrtsschenkel der Falte ist nur wenig «Zoophycus-Dogger», auf der Jänzimattseite, aufgeschlossen. Der schöne Aufschluss im NW-Absturz des Alpoglerberges besteht vollständig aus «Zoophycus-Dogger» der mittleren Mulde, da wegen des Axialgefälles die Trias und der Lias der nördlichen Schuppe unter die Schutthalde eintauchen.

Diese nördlichste Schuppe des Alpoglerberges ist auf Wildflysch der Habkern-Zone und den damit verschuppten Gips von Glaubenbüelen aufgeschoben.

3. Glaubenbüelen

Die grossen Gipsmassen sind starken Sackungen und Rutschungen ausgesetzt. Aus diesem Grunde ist es praktisch unmöglich, die Tektonik zu enträtseln.

Am Hang nordöstlich des Fahrsträssleins, das von Pt.1565 nach Rübihütte führt, gegen das Glaubenbüelental hinunter, glaubt man eine grosse Anzahl von SW–NE streichenden südfallenden Schuppen feststellen zu können. Auf der topographischen Karte (LK 1189) treten diese Schuppen als Kanten mit steilen Nord- und flacheren Südhängen («Dip Slopes») hervor. Vergleicht man das Streichen dieser Gipschuppen mit demjenigen der Dolomitschuppen (Einfallen ungefähr 20–30° nach Osten, vgl. S.60) und der verschuppten Zone unterhalb des Alpoglerberges (vgl. auch Tafel VI), so erscheint die Unterlage des Alpoglerberges gegenüber der Hauptmasse der Evaporite des Glaubenbüelenplateaus um etwa 45–90° im Gegenuhrzeigersinn abgedreht.

4. Rotspitz (vgl. geol. Skizze, Figur 7)

An der NE-Hälfte des Rotspitzes sind ein Normal- und ein Verkehrtsschenkel einer nach NW überliegenden Falte erhalten. Diese zeigt, analog den übrigen Klippeneinheiten, ein wechselndes Axialgefälle nach NE.

In dem mit 50–80° nach SE einfallenden Verkehrtsschenkel ist das beschriebene Profil am Fahrsträsslein von Rübihütte nach Schwander Unterwengen eingeschnitten. Im Kern der Antiklinale steht Obertrias am erwähnten Strässlein an, etwas darüber ist die Umbiegung im Dogger noch angedeutet, während im Malm davon nichts mehr zu entdecken ist. Der Faltenscheitel ist durch zwei vom NE-Gipfel des Rotspitzes in östlicher Richtung verlaufende Längsbrüche oder steilstehende Überschiebungen gestört. Der flache Normalschenkel wird aufgebaut von Malmkalken bis Wildflysch (mit der besonderen Entwicklung des Unterthons als Knollenkalk, siehe S.63) und tritt morphologisch als Platte westlich oberhalb Rübihütte deutlich hervor.

In der SW-Hälfte des Rotspitzes ist nur der hier flachliegende Verkehrtsschenkel der Rotspitz-Antiklinale erhalten. Malm baut die beiden Kanten vom Rotspitz und dem NE-Gipfel nach Glaubenbüelen hinunter auf. Das Einfallen beträgt etwa 45 bis 70° gegen E bis NE, weshalb die topographisch tiefer liegenden Dogger und Trias (Geländemulden) tatsächlich über den Malm zu liegen kommen und verkehrte Lagerung nach-

gewiesen ist. Die von VONDERSCHMITT (1923; Tafel I, Profil 10) gegebene Darstellung ist in diesem Sinne zu korrigieren.

Eine südwestlichste Malmkante ist nur noch in einem kleinen Relikt auf Kote 1660–1670, etwa 220 m südlich von Pt. 1787.9, aufgeschlossen; der Rest liegt als Bergsturzmaterial in der Gegend von Pt. 1599, oberhalb Schwendeli.

Der Rotspitz ist – vor allem in seinem SW-Teil – von einem System von parallel SE–NW verlaufenden Querbrüchen, mit teilweise sehr flachem Einfallen, zerhackt. Diese Querbrüche sind sehr schön sichtbar in der NW-Wand des Rotspitzes von der Heimegg aus.

Auf der SE-Flanke des Rotspitzes schliesslich, unter der heute zurückgewitterten Front der Gipsmasse, sind Couches Rouges und Wildflysch aufgeschoben (vgl. auch S. 71).

In Fragmenten setzt sich die Rotspitz-Serie bis ins Unterwengengräßlein fort. So stehen als Fortsetzung des Normalschenkels der Rotspitz-Antiklinale unmittelbar unter der Überschiebung der Gipsmassen, auf der linken Seite des südlichen Seitenbaches des Unterwengengräßleins (Kote 1430–1550), riesige Schollen von Couches Rouges an (im letzteren Falle mit unterlagerndem Neokom).

Die übrigen Vorkommen von Sedimenten der Rotspitz-Serie sind allzu sehr auf der stellenweise mit Gips vermischten Wildflysch-Unterlage versackt und verrutscht, als dass man die ursprüngliche Lagerung noch rekonstruieren könnte. Diese Vorkommen sind, mit Ausnahme derjenigen im Glaubenbüelental (vgl. Tafel VI), auf der geologischen Skizze, Figur 7, dargestellt.

V. Bemerkungen zum Quartär

Das Quartär wurde von VONDERSCHMITT (1923) erschöpfend behandelt. Weitergehende Untersuchungen müssen wohl auf ein viel grösseres Gebiet ausgedehnt werden, um neue Zusammenhänge zu finden. Dennoch sei ganz kurz auf die Moränenablagerungen eingegangen, da die neuere Literatur wieder neue Ausblicke offen lässt, deren Deutung wegen der Kleinheit des Untersuchungsgebietes allerdings noch nicht möglich ist.

Moränen des Aaregletschers

Das höchste sichere Moränenmaterial westlich oberhalb des Lungerer Sees findet man auf Kote 1150 (im Dunkelbach und auf Schintlenflue). Die höchsten sicheren Erratiker nördlich des Giswilerstockes werden bei Iwi in ungefähr 1180 m Höhe beobachtet. Problematische, stark verwitterte Erratiker (möglicherweise handelt es sich um Habkerngranit) kommen unterhalb Vorder Brosnatt auf einer Höhe von etwa 1280 m zum Vorschein.

Diese Angaben stimmen grössenordnungsmässig mit denjenigen von VONDERSCHMITT (1923, S. 27) überein. Auch die Daten von STAEGGER (1944, S. 182) mit 1370 m und von BENTZ (1948, S. 57) mit 1300 m (1370 m nach ARBENZ) für die höchstgelegenen Erratiker lassen sich damit vergleichen.

Nach JÄCKLI (1962) war jedoch der Würm-Höchststand, den dieser Autor ungefähr mit dem absoluten Eis-Höchststand zusammenfallen lässt, zwischen Brünig und Giswil mit 1700 bis 1500 m beträchtlich höher. Eine Erklärung dieser Diskrepanz soll hier nicht versucht werden. Dazu sind regionale Untersuchungen notwendig.

Grössere Moränenablagerungen mit den bezeichnenden grossen Kristallinblöcken aus dem Aaremassiv, im Volksmund «Geissberger» genannt, finden sich bei Kaiserstuhl. Diese Moränen werden von HANTKE (1958) als Rückzugsstadium gedeutet und mit dem Bühlstadium verglichen.

Lokalmoränen

Diese sind verbreitet auf den Alpen rund um den Giswilerstock.

Oberhalb Fontanen liegen unterhalb eines schönen Kars (Kote 1790–1810) prächtige Stirn-Kranz-moränen eines allerletzten Eis-Rückzugsstadiums. Moränen, von Gehängeschutt der Schafnase überlagert, sind bei Fontanen auf der rechten Bachseite angeschnitten. Es konnten keine Seitenmoränen des Waldemmegletschers im Untersuchungsgebiet festgestellt werden ausser einer fraglichen bei Jänzimatt. Diese wurde von ANTENEN (1924) als Resultat eines Hängegletschers bezeichnet, doch konnte für diesen, wie auch für den Hängegletscher vom Rotspitz bei Schwendeli, keine sicheren Anhaltspunkte gefunden werden.

Die Moränen von Fontanen werden von ANTENEN (1924) mit PENCK & BRÜCKNER (1909) dem Gschnitz-Stadium zugerechnet. Weitere sichere Ausgangspunkte von Lokalgletschern (ebenfalls schöne Kare) sind der Chringenboden und der Kessel östlich der Schafnase.

Der Gletscher von Chringenboden hinterliess schöne Seitenmoränen, in erster Linie bei Unter Fluonalp. Sein Moränenmaterial, von Lengegg an vermischt mit demjenigen des Seitengletschers vom Giswilerstock her, erstreckt sich bis nach Vorder Brosmatt hinunter und vermischt sich bei Meisibüelegg-Pörterwald mit den Moränen des Aaregletschers. Rückzugsstadien mit Stirnmoränen finden sich westlich von Gütsch auf Kote 1680–1700 und ein allerhöchstes bei Chringenboden auf 1880–1890 m Höhe.

Etwas unsicherer ist die Herkunft der Gletscher, die bei Alpoglen und Sandboden schöne Seitenmoränen und dicken Moränenschutt hinterlassen haben. Das gleiche gilt für den oder die Gletscher, die im Hirzenbadwald und bei Hackerenboden Klippengesteine abgelagert haben. Dazu trifft man an den beiden erwähnten Lokalitäten noch Ablagerungen des Aaregletschers.

Es lässt sich vorläufig nicht entscheiden, ob es sich um Lokalgletscher von oberhalb Alpoglen, bzw. aus dem Nünalpstockgebiet, oder um Transfluenzen des Waldemmegletschers über das «Heidenkirchli» oder das Glaubenbüelenplateau in das Tal der Gross Laui handelt. Sicher ist nur, dass wegen des Vorhandenseins von Aarekristallin und Giswilerstock-Trias auch noch der Aaregletscher bei der Ablagerung dieser Moränen beteiligt gewesen sein muss.

Einige Beobachtungen zu den restlichen quartären Bildungen

Rutschungen sind die Regel im Schlierenflysch und in der Habkern-Zone, besonders da, wo noch Moränenüberdeckung dazukommt. In einzelnen Gebieten, wie zum Beispiel oberhalb Kleinteil, sind diese Rutschungen schon längere Zeit zum Stillstand gekommen, doch könnten Veränderungen im Gewässernetz auch hier leicht zu neuen Erdschlipfen führen. Auf der Alp Jänzimatt, ungefähr 150 m NW der Kapelle, löste sich im Sommer 1961 ein Stück der Grasnarbe samt dem unmittelbar daran haftenden aufgeweichten Moränenmaterial auf eine Breite von 20–30 m, deckte das Fahrsträsslein etwa 1,5 m hoch zu und floss ungefähr 30–40 m darüber hinaus in die Alpweide. Das Strässlein selbst wurde etwas abgesenkt und leicht zerstückelt.

Grosse im Schichtverband abgerutschte Massen trifft man in erster Linie im Schlierenflysch und im Gips von Glaubenbüelen. Beispiele für den Schlierenflysch: Osthang des Nünalpstockes, SE-Hang des Haldimattstockes.

Kalktuffe trifft man, neben den von VONDERSCHMITT (1923) beschriebenen Vorkommen, auf dem Glaubenbüelenplateau, auch in grösserer Ausdehnung zwischen Wang und Buechenegg.

Schliesslich sei noch ein Austritt von Sumpfgas bei Kleinteil auf der rechten Seite des Mülibaches unterhalb der Passtrasse Giswil-Sörenberg erwähnt.

| Stufen | Zonen | Breggia | Gubbio | | | Valle della Contessa | Drusberg-Decke | | | | | Habkern-Zone: Einschlüsse im Wildflysch | | Klippen-Decke: Rotspitz | |
|---------------|--|---------------------------------------|----------------|------------------------------------|--|--|-----------------|------------|----------------|---------------|--|---|-----------------------------|--|---------------------------|
| | BOLLI (1944, 1957, 1959), DUBOURDIEU & SIGAL (1949, 1951), KLAUS (1959), HERB (1962), HERM (1962), LEHMANN (1962), O. RENZ, LUTERBACHER & SCHNEIDER (1963), O. RENZ & LUTERBACHER (1965) | GANDOLFI (1942) LUTERBACHER (1965) | RENZ (1936) | LUTERBACHER & PREMOLI SILVA (1962) | LUTERBACHER & PREMOLI SILVA (im Druck) | LUTERBACHER & PREMOLI SILVA (im Druck) | Lochwaldschicht | Seewerkalk | Seewerschiefer | Wangschichten | Leimernschichten in Globigerinen-schiefern | Leimernkalke | Kretazische Leimernschiefer | Kretazischer Anteil der Couches Rouges | Einschlüsse im Wildflysch |
| MAESTRICHTIEN | <i>Globotruncana mayaroensis</i> | | 33 | G-99 | G-97 G-99 | V-82 | | | | | | | | | |
| | <i>Globotruncana contusa contusa</i> | | 32 27 | G-104 | G-103 G-110 G-114 | V-68 | | | | | ? | | | | |
| CAMPANIEN | (<i>Globotruncana calcarata</i>) | | 25-26 | | G-115 G-116 | V-69bis V-70 | | | | | | ? | | | |
| | Formen der <i>Globotruncana thalmanii/flexuosa</i> -Gruppe | | 23 21 | G-105 G-106 | G-124 G-127 G-128 | ~ V-60 | | | | | ? | | | | |
| SANTO-NIEN | <i>Globotruncana concavata carinata</i> | | 20 | | G-129 G-130 | V-56 bis V-57 | | | | | | | | | |
| CONIACIEN | <i>Globotruncana concavata concavata</i> | | 19-20 17-18 | | G-131 G-135 G-137 | V-53 | | | | | | ? | | | |
| | Formen der <i>Globotruncana lapparenti</i> -Gruppe | | 15-16 15 | G-107 | G-138 G-139 | V-50 V-44 | | | | | | | | | |
| TURONIEN | <i>Globotruncana helvetica</i> | 62? | 12 | G-108 | G-142 G-143 | V-42 bis V-43 V-41? | | | | | | | | | |
| | <i>Rotalipora cushmani</i> und <i>turonica</i> | 59 55 | 9 | G-109 | G-146 G-147 | V-38 | | | | | | | | | |
| CÉNOMANIEN | (<i>Rotalipora brotzeni</i>) | 55 42 | 8-9 | | G-151 | | | | | | | | | | |
| | <i>Rotalipora apenninica</i> | 36-41 34-35 33 | 6 | G-112 | G-161 | | | | | | | | | | |
| ALBIEN | <i>Rotalipora ticinensis</i> | 33 31-32 28 | | G-113 | G-169 | V-18 | | | | | | | | | |
| | (<i>Ticinella roberti</i>) | 27 25-27 | 5 | G-114 | G-172 G-176 | | | | | | | | | | |
| APTIEN ? | Hedbergellen | 22 16-18 | 2-3 | G-115 G-116 | G-177 G-185 | V-9 | | | | | | | | | |

Tabelle 2: Vergleich der Oberkreide der Gschwiler Klippen-Region mit den Profilen von Gubbio (Zentraler Apennin) und der Breggia (Tessin) sowie Versuch einer Zonierung und einer Korrelation mit den Stufen (die in Klammern angeführten Zonenfossilien sind im Untersuchungsgebiet nicht gefunden worden)¹⁾.

¹⁾ Über die lithostratigraphische Unterteilung der benützten Referenzprofile geben die in der Tabelle aufgeführten Arbeiten Auskunft. Die modernen italienischen Bearbeiter (SELLI, 1952; BARNABA, 1958; BORSETTI, 1962) benützen eine von RENZ (1936) abweichende lithologische Gliederung der Scaglia des Zentralen Apennins. Diese neue Einteilung der Scaglia lässt sich nach der Beschreibung von RENZ (1936, S. 12-18) folgendermassen auf das Gubbio-Profil übertragen: Die Niveaux 1-5 (RENT, 1936) gehören zu den «Scisti a Fucoïdia». Zwischen den Schichten 5 und 6 setzt die «Scaglia bianca» ein, in die bei Schicht 12 das «Strato bituminoso» eingelagert ist. Zwischen den Niveaux 13 und 14 beginnt die «Scaglia rossa», die sich bis ins Tertiär fortsetzt.

| ALTER | ZONEN | | | DRUSBERG-DECKE | | | HABKERN-ZONE | | SCHLIEREN-FLYSCH | KLIPPEN-DECKE (Rotspitz-Serie) | |
|------------------|--|--|---|--------------------------|----------------------------------|----------------|------------------------------|----------------|--------------------------------|---|----------------|
| | Nannoplankton (a) | Planktonische Foraminiferen (b) | Grossforaminiferen (c) | | | | | | | | |
| | STRADNER & PAPP (1961), BRAMLETTE & SULLIVAN (1961), HAY & MOHLER (1965), HAY, MOHLER & WADE (1966), HAY & MOHLER (im Druck) | ECKERT (1963) LUTERBACHER (1964) | HOTTINGER, LEHMANN & SCHAUB (1964) | Nummuliten-schichten (1) | (2) Globigerinen-schiefer (3) | Wildflysch (4) | Tertiäre Leimernschiefer (5) | Wildflysch (6) | Oberer Schlieren-sandstein (7) | Tertiärer Anteil der Couches Rouges (8) | Wildflysch (9) |
| OBER-EOCAEN | <i>Isthmolithus recurvus</i> | <i>Globorotalia cerroazulensis</i> <i>Globigerapsis semiinvoluta</i> | <i>Heterostegina helvetica</i> (<i>Nummulites fabianii</i>) | | | + | | | | | |
| UNTER-EOCAEN | <i>Discoaster lodoensis</i> <i>Marthasterites tribrachiatus</i> | <i>Globorotalia aragonensis</i> bis <i>Globorotalia formosa formosa</i> / <i>Globorotalia subbotinae</i> | <i>Assilina laxispira</i> (<i>Nummulites pratti</i>) <i>Assilina placentula</i> (<i>Nummulites planulatus</i>) <i>Alveolina oblonga</i> | | | | | | | | |
| OBER-PALEOCAEN | <i>Marthasterites contortus</i> <i>Discoaster multiradiatus</i> | <i>Globorotalia aequa</i> <i>Globorotalia velascoensis</i> | Miscellanea sp. | | | | | | | | |
| MITTEL-PALEOCAEN | <i>Heliolithus riedeli</i> <i>Discoaster gemmeus</i> <i>Heliolithus kleinpelli</i> | <i>Globorotalia pseudomenardii</i> | | | | | | | | | |

Tabelle 3: Zonierung und Datierung des Alttertiärs der Giswiler Klippen-Region mittels Nannoplankton, planktonischen Foraminiferen und Grossforaminiferen.

(a): Die durch Bestimmungen an Nannoplankton belegten stratigraphischen Abschnitte sind fein punktiert (Grauton).

(b): Die durch Bestimmungen an planktonischen Foraminiferen belegten stratigraphischen Abschnitte sind horizontal schraffiert.

(c): Die durch Bestimmungen an Grossforaminiferen belegten stratigraphischen Abschnitte sind senkrecht schraffiert.

+: Das Alter ist belegt durch den stratigraphischen Übergang aus den liegenden Globigerinenschiefern. Es konnten keine altersindizierenden Mikrofossilien gefunden werden.

Die in Klammern aufgeführten Zonenfossilien (Grossforaminiferen) sind im Gebiet der Giswiler Klippen nicht gefunden worden.

(1): Siehe S. 22-23

(2): Siehe S. 27

(3): Siehe S. 27-29

(4): Siehe S. 31

(5): Siehe S. 50-51

(6): Siehe S. 47-48

(7): Siehe S. 54

(8): Siehe S. 71-73 und Tabelle 1

(9): Siehe S. 71-73 und Tabelle 1

RESULTATE UND SCHLUSSFOLGERUNGEN

1. Unterteilung des Untersuchungsgebietes

Die von VONDERSCHMITT (1923, 1943) ausgeschiedenen vier Deckeneinheiten der Giswiler Klippen-Region (Drusberg-Decke, «Wildflysch», Schlierenflysch und Klippen-Decke) bilden die Voraussetzung für eine neuere Bearbeitung.

Die vorliegenden Untersuchungen haben ergeben, dass die Sedimentation der südhelvetischen Drusberg-Decke und der penninischen Klippen-Decke durch Wildflyschfacies abgeschlossen wird.

Die Wildflysch-Zone der Klippenunterlage kann damit dreigeteilt werden:

- 3) Wildflysch der Klippen-Decke mit reichen planktonischen Foraminiferenfaunen und Nannoplankton (unteres Eocaen).
- 2) Wildflysch der Habkern-Zone: Das Alter des Wildflysches der Habkern-Zone fällt vermutlich in den Bereich Oberpaleocaen bis Untereocaen. Obereocaen konnte nicht nachgewiesen werden: Bei den im Wildflysch eingeschlossenen obereocaenen Globigerinenschiefern handelt es sich wahrscheinlich um tektonisch von der Drusberg-Decke losgelöstes Material.
- 1) Wildflysch der Drusberg-Decke, aus Globigerinenschiefern hervorgehend (oberes Obereocaen).

2. Zusammenfassung der Zonierung von Oberkreide und Alttertiär der Giswiler Klippen-Region und Korrelation mit den Stufen

In Tabellen 2 und 3 (S. 79a und S. 79b) sind die stratigraphischen Untersuchungsergebnisse zusammengestellt. Es wurde der Versuch gemacht, die datierten Proben mit international verwendeten Zonen und Stufen zu korrelieren¹⁾.

Die verwendeten Zonenschemata für die Oberkreide und das Alttertiär sowie die Korrelationen mit den Stufen stützen sich auf die in Kapitel III besprochene Literatur (vgl. S. 6–7).

3. Zur Altersfrage und Beheimatung des Habkern-Wildflysches

Für das Alter des Habkern-Wildflysches in der Region der Giswiler Klippen sind in erster Linie Funde von Grossforaminiferen- und Nannoplankton-Vergesellschaftungen wichtig. Diese können wahrscheinlich in den Altersbereich Oberpaleocaen bis Untereocaen gestellt werden.

Weiter ist es auffällig, dass der möglicherweise zur Habkern-Zone gehörende Flysch vom Giswilerstock-Ostende ebenfalls in dieses Zeitintervall gehört. Das gleiche gilt für einen Teil der mit diesem Flysch und mit dem übrigen Wildflysch assoziierten Globigerinenschiefer.

Die mit dem Wildflysch vorkommenden obereocaenen Globigerinenschiefer in der Unterlage der Giswiler Klippen können eventuell als Schürfpakete der Drusberg-Decke gedeutet werden, sind also möglicherweise nicht altersindizierend für den Wildflysch der Habkern-Zone, wie er in der Unterlage der Giswiler Klippen auftritt.

¹⁾ Im Untersuchungsgebiet nicht gefundene Zonenfossilien sind in Klammern gesetzt.

Es folgt daraus, dass die Wildflysch-Sedimentation in der ultrahelvetischen Habkern-Zone vor dem Obereocaen eingesetzt hat, sofern die datierten vor-obereocaenen Wildflysch-Elemente nicht durch tektonische oder sedimentäre Vorgänge aus einer heute unbekannten Serie aufgearbeitet worden sind.

Aufarbeitungen von Grossforaminiferen des Unter- bis Mittellutétien in die obereocaene «Grosssandfacies» des subalpinen Flysches werden von FURRER (1949, S. 127/128) beschrieben.

Ähnliche Erscheinungen sind von der südhelvetischen Spirstock-Serie bekannt (vgl. FREI, 1963; S. 59/60).

Im Gebiet der Giswiler Klippen kann jedoch keinerlei Vermischung von altersmässig verschiedenen Faunen in Wildflysch-sandsteinen oder -breccien beobachtet werden.

Es ist für die Datierung des Wildflysches der Habkern-Zone aufschlussreich, dass viele der von SODER (1949) und GIGON (1952) in der Habkern-Mulde beschriebenen obereocaenen Grossforaminiferen aus Einschlüssen in globigerinenführenden Mergelschiefen stammen, also zusammen mit einer Facies vorkommen, wie man sie auf dem südlichen Teil der Drusberg-Decke vorfindet.

Auf Grund dieser Alters- und Faciesanalogien haben die oben genannten Autoren mit Recht angenommen, der Flysch der Habkern-Mulde sei ursprünglich teils auf dem südlichsten Teil der Drusberg-Decke abgelagert worden, teils auf einem nicht mehr erhaltenen Faciesraum unmittelbar südlich davon.

Diese Annahme wird in der Giswiler Klippen-Region gestützt durch die Beobachtung von Flysch- und Wildflysch-Einlagerungen in den obereocaenen Globigerinenschiefern der Drusberg-Decke und des stratigraphischen Überganges dieser Globigerinenschiefer nach oben in einen südhelvetischen Wildflysch.

Im Gebiet des Sarner Sees hat BENTZ (1948) obereocaenen Flysch beschrieben, der nach diesem Autor ursprünglich auf einem südlichsten Teil der Drusberg-Decke abgelagert worden ist. Auffällig an diesem Flysch ist die Abwesenheit von Habkerngranit in Blockform. Habkerngranit-Blöcke fehlen auch in der Südelbach-Serie von SODER und in der Basalen Flysch-Schuppe von GIGON.

Ob die Wildflysch-Sedimentation in der Habkern-Zone, wie sie im Untersuchungsgebiet ausgebildet ist, bis ins Obereocaen gedauert hat, kann nicht mit Sicherheit entschieden werden. In dieser Hinsicht stehen meine Beobachtungen in einem gewissen Gegensatz zu denjenigen von SODER (1949) und GIGON (1952), die nur obereocaene und keine vor-eocaenen Foraminiferen festgestellt und deswegen alle in der Habkern-Zone der eigentlichen Habkern-Mulde vorhandenen Schichtpakete als Obereocaen datiert haben.

Sollte es jedoch zutreffen, dass die Wildflysch-Sedimentation in irgendeinem Teil der heute als Habkern-Zone definierten tektonisch-stratigraphischen Einheit nicht bis ins Obereocaen gedauert hat, so wäre damit gezeigt, dass wahrscheinlich nicht nur die Südelbach-Serie von SODER, die Basale Flysch-Schuppe von GIGON und der obereocaene Flysch von BENTZ, sondern der obereocaene Wildflysch überhaupt aus der südlichen Drusberg-Decke herzuleiten sei.

4. Alter und Facies der «Leimern-Serie»

Unter der Annahme, dass die Leimernschichten (mit Ausnahme der oben erwähnten obereocaenen Globigerinenschiefer) einem einheitlichen Faciesraum entstammen, kann man einen unteren kalkigen und oberen mergeligen Teil einer pelagischen Schichtreihe rekonstruieren, die vermutlich mehr oder weniger lückenlos vom Oberalpin bis ins Untereocaen reicht (vgl. S. 52).

Die Zerteilung der Serie lehnt sich stark an die Verhältnisse im Helvetikum an, indem die Hauptmasse der Leimernkalke ein die Basis des Coniacien nicht übersteigendes Alter aufweist, also stratigraphisch nicht wesentlich höher reicht als der Seewerkalk.

Im Unterschied zur Drusberg-Decke liegt aber der ganze, durch die Lochwaldschicht eingenommene Zeitabschnitt in derselben, monotonen, Radiolarien und planktonische Foraminiferen führenden pelagischen Facies vor.

Der Hauptteil der jüngeren kretazischen und tertiären Leimernschichten ist in mergelig-schiefriger Facies ausgebildet. Die kretazischen Leimernschiefer weisen meist Campanien- bis Maestrichtien-Alter auf. Leimernkalke dieses Alters sind mit einer Ausnahme auf die Einschlüsse in den Globigerinenschiefern und im Wildflysch der Drusberg-Decke beschränkt.

Eine Ähnlichkeit der Leimern-Serie mit den Couches Rouges der Klippen-Decke kann für das Dissertationsgebiet praktisch ausgeschlossen werden – besonders auch im Hinblick auf Altersbereich und Facies der beschriebenen Couches Rouges aus der Rotspitz-Serie.

Ausnahmen bilden Vorkommen von tertiären Couches Rouges und Wildflysch der Klippen-Decke bei Flunalp und unterhalb Vorder Brosnatt. Diese sind aber wahrscheinlich tektonisch verschleppt worden, da sie sehr selten sind und in der gleichen Position auftreten, wie einige Schürflinge der Alpoglerberg-Serie.

Es ist aus diesen Gründen recht wahrscheinlich, dass die Leimernschichten in einem Faciesstreifen abgelagert worden sind, der südlich des Ablagerungsbereiches der heutigen Drusberg-Decke und nördlich des Ablagerungsraumes der als Zentralschweizer Klippen erhaltenen Préalpes Médiannes gelegen haben muss.

Der südliche Teil der Drusberg-Decke, wie er in der Giswiler Klippen-Region und östlich davon ausgebildet ist, zeichnet sich durch folgende Charakteristika aus: Grosser Altersbereich der Lochwaldschicht, konglomeratischer Seewerkalk, tief hinabreichende Transgression der Wangschichten, Auftreten von oberpaleocaenen Globigerinenschiefern und untereocaenen Nummulitenschichten und, etwas nördlich dieser Region, Transgression der obereocaenen Globigerinenschiefer auf Wangschichten.

Man findet also an der Wende von der Unter- zur Oberkreide, im oberen Senon und zu Beginn des Tertiärs deutliche Anzeichen einer Schwelle, die im Bereich des heutigen Südhelvetikums gelegen haben muss. Diese südhelvetische Schwelle sieht nun wahrscheinlich wesentlich anders aus als die von Hsu (1960, Figur 17, S. 604) dargestellte, wo Cénomaniens und Turonien in gleichmässig mächtiger Ausbildung sich vom Helvetikum ins Ultrahelvetikum erstrecken und dort als Leimernschichten in den Habkern-Wildflysch aufgearbeitet werden. Aus dem oben Gesagten lässt sich ersehen, dass südlich dieser südhelvetischen Schwelle Anzeichen vorhanden sind, dass die Sequenz vollständiger als in der heute erhaltenen Drusberg-Decke wird und durchgehender in pelagischer Facies ausgebildet ist. Einen Hinweis darauf bildet auch die Beobachtung von BENTZ (1948), dass die Wangschichten seitlich in Amdenerschichten übergehen können. In diesem Zusammenhang ist auch die Beobachtung von Bedeutung, dass wie oben erwähnt an einer Stelle der Giswiler Klippen-Region das Oberpaleocaen in pelagischer Facies auf die Drusberg-Decke übergegriffen hat. Diese Erscheinung ist von HERB (1962, 1963a) für die Drusberg-Decke der Ostschweiz bereits eingehend beschrieben worden.

Betrachtet man den Altersbereich der Lochwaldschicht, so liefert das Südhelvetikum keine Anhaltspunkte für die Annahme, dass die Serie gegen Süden durchgehender in pelagischer Facies ausgebildet ist.

Um diesen Altersbereich in einem südlich des Südhelvetikums anschliessenden Faciesgürtel in leimernähnlicher, pelagischer Facies zu finden, muss man sich schon bedeutend von dem bis jetzt betrachteten Querschnitt der Zentralschweiz entfernen.

So findet man am Montsalvens (GUILLAUME, 1957), im Ultrahelvetikum der Préalpes Externes, die Oberkreide wieder vollständiger und, soweit vertreten, kontinuierlich in pelagischer Facies ausgebildet.

Ein direkter Vergleich der Leimern-Serie mit dieser ultrahelvetischen Schichtreihe wird jedoch erschwert durch die Tatsache, dass Maestrichtien bis Priabonien in Wildflysch-Facies vorliegen.

Man findet also auf der einen Seite im oberen Teil der Oberkreide und im Alttertiär der Drusberg-Decke gewisse Anhaltspunkte für die Möglichkeit, dass die Serie der Leimernschichten direkt südlich der heutigen Drusberg-Decke abgelagert worden ist. Auf der andern Seite ist für den älteren Teil der Leimern-Serie (Altersbereich der Lochwaldschicht) diese Evidenz nicht so leicht zu erbringen.

5. Vergleich der Leimernschichten mit ähnlichen Einschlüssen im Wildflysch der Klippen-Decke

Im Wildflysch der Klippen-Decke – einem höheren tektonischen Stockwerk als der Wildflysch der Habkern-Zone (und damit wohl von einem Raum südlich des besprochenen der Leimern-Serie stammend) – findet man Einschlüsse von fleckigen Mergeln mit ausgezeichnet erhaltenen planktonischen Foraminiferen des Albien bis Turonien, verschieden alte Couches Rouges sowie ein leimernähnlicher Kalk von Turonien-Alter (vgl. S. 68/69 und S. 70/71). Letzterer lässt sich von den beschriebenen Leimernkalken der Habkern-Zone und der Drusberg-Decke nicht unterscheiden.

Besteht nun zwischen den Ablagerungsstreifen dieser leimernähnlichen Einschlüsse und denjenigen der echten Leimern eine Verbindung?

Man ist auf den ersten Blick geneigt, auf Grund von Alter und Faciesanalogien die beiden Sedimentationsräume als zusammenhängend zu betrachten, besonders auch im Hinblick auf die Ausbildung der ultrahelvetischen Oberkreide am Montsalvens (Préalpes Externes).

Eine gewisse Stütze erfährt diese Ansicht durch die Angaben von BADOUX & MERCANTON (1962) für den Chablais: Die Transgression der Couches Rouges greift von Norden nach Süden über, die Schichtlücke zwischen Couches Rouges und Neokom schliesst sich immer mehr, die Serie wird vollständiger, je externer ein betrachtetes Profil gelegen ist (vgl. auch BOLLER, 1963).

Könnte man nun aber die Ablagerungsräume der Drusberg-Decke, der Leimernschichten, der Préalpes Externes und der externen Teile der Préalpes Médiannes lückenlos aneinanderreihen, käme man damit zu einer Rekonstruktion des helvetischen bis Klippendecken-Raumes, wie sie TERCIER (1952, Figur 4, S. 29) gegeben hat.

Diese steht nun offensichtlich im Gegensatz zur Darstellung von TRÜMPY (1960, Figur 1A, S. 853). Dieser Autor nimmt an, dass Ultrahelvetikum und Klippendecken-Raum vom an die 100 km breiten Walliser Bündnerschiefertrog getrennt waren. Allerdings kann man aus der paläogeographischen Skizze für die obere Kreide (Figur 1D) ein gewisses Zusammenrücken von Couches Rouges und «Seewerfacies» feststellen, was auch sehr deutlich in einer neueren Arbeit von TRÜMPY (1965; S. 577, palinspastisches Diagramm für die Oberkreide) zum Ausdruck kommt. Getrennt sind diese beiden Bereiche zu dieser Zeit durch die externen Flyschtröge (Niesenflyschtrög und weiter östlich wahrscheinlich auch durch den Schlierenflyschtrög). Auch werden vom genannten Autor selbst, wegen des schrägen Verlaufs der Isopen, die Schwierigkeiten hervorgehoben, die sich ergeben, wenn man die Zentralschweizer Klippen einer bestimmten Zone der Préalpes Médiannes zuordnen will (siehe auch BOLLER, 1963).

Es ist offensichtlich, dass diese Probleme nur in einem grösseren Zusammenhang gelöst werden können und dass das Gebiet der Giswiler Klippen allzu beschränkt ist, um weitergehende Aussagen zu erlauben.

6. Zur Frage der Möglichkeit von grösseren Deckentransporten in obereocaener oder prä-obereocaener Zeit

Die Rekonstruktion der oberkretazischen-alttertiären aufgearbeiteten Gesteine der Habkern-Zone zu einer zusammenhängenden Serie, wie sie auf Grund der vorliegenden Untersuchungen gewagt wird, schliesst eine Herkunft des Blockmaterials aus dem Klippendecken-Raum mit grosser Wahrscheinlichkeit aus. Ein wichtiges Argument von GIGON (1952) für die Herleitung der Leimern-Typserie aus der Klippendecke, dass nämlich das Paleocaen in pelagischer Facies dem Helvetikum fehle, ist unterdessen durch HERB (1962, 1963a) und die vorliegenden Resultate widerlegt worden.

Anders verhält es sich mit gewissen Komponenten von Flyschsandsteinen und -breccien, die möglicherweise aus dem Bereich der Klippen-Decke stammen können. Diese wären aber durch «Turbidity Currents» verfrachtet worden und könnten ohne weiteres über sehr grosse Distanzen transportiert worden sein.

Für die Deutung der Herkunft der Leimernblöcke muss deshalb wohl kaum eine grössere Verkürzung des alpinen Geosynklinalsystems in obereocaener oder vor-obereocaener Zeit angenommen werden. Grossräumige Deckenüberschiebungen haben wohl erst in mittel- bis oberoligocaener Zeit stattgefunden (TRÜMPY, 1960, 1965).

Für die Rekonstruktion des ultrahelvetischen Flyschtrögsystems müsste eine Kommunikation vom Klippendecken-Raum bis mindestens zum Schlierenflysch-, wahrscheinlich aber auch zum Habkern-Wildflyschbecken – und damit möglicherweise (siehe S. 80) bis zur Drusberg-Decke – angenommen werden.

Um diese Probleme aber letzten Endes zu lösen, müssen wohl ausgedehntere sedimentpetrographische und sedimentologische Untersuchungen zu Hilfe genommen werden, in welche nicht nur der hier betrachtete Schlierenflysch und Habkern-Wildflysch, sondern auch andere Flyschserien, wie der Gurnigelflysch, der Niesenflysch, der Wäggitale Flysch und andere miteinbezogen werden müssten.

Zusammenfassung

Das Untersuchungsgebiet liegt am Nordrand der zentralschweizerischen Kalkalpen ungefähr 30 km SW von Luzern und enthält vier tektonisch meist scharf getrennte und stratigraphisch gut differenzierte Deckeneinheiten mit mitteltriadisch bis obereocaenen Sedimenten.

Im einzelnen sind folgende Decken vertreten (zuoberst folgt die tektonisch höchste, darunter jeweils die nächsttiefere, aus einem nördlicheren oder externer gelegenen Bereich des alpinen Geosynklinalsystems stammende Einheit):

- Klippen-Decke (Préalpes Médiannes: penninische Schwellenfacies des Briançonnais)
- Schlierenflysch (ultrahelvetischer Flysch)
- Habkern-Zone (ultrahelvetischer Wildflysch)
- Drusberg-Decke (südhelvetische Miogeosynklinalfacies)

Grundlage der ausgeführten Arbeiten bildet die Detailkartierung im Masstab 1:10 000, lokal ergänzt durch Aufnahmen im Masstab 1:5 000, wobei dem «Flysch der Klippenunterlage» besondere Aufmerksamkeit geschenkt wurde.

Die Stratigraphie der vier Decken wird neu überarbeitet unter spezieller Berücksichtigung des oberkretazisch-alttertiären Mikro- und Nannofossilinhaltes (Foraminiferen, Coccolithophoriden).

Es kann gezeigt werden, dass sowohl die Sedimentation der Drusberg- als auch diejenige des externsten Teiles der Klippen-Decke mit Wildflyschablagerungen endet. Im ersteren Fall kann das Alter des Wildflysches indirekt als oberstes Obereocaen (Zone von *Globorotalia cerroazulensis* = Zone c ECKERT) bestimmt werden, während im letzteren durch Funde von reichen Vergesellschaftungen von planktonischen Foraminiferen und Nannoplankton Untereocaen (Zone von *Globorotalia aragonensis*) nachgewiesen wird.

Der ultrahelvetische Wildflysch kann auf Grund der häufigen Vorkommen von Habkerngranit, Leimern und anderen charakteristischen aufgearbeiteten Einschlüssen mit dem Typ-Wildflysch von KAUFMANN aus der Habkern-Zone parallelisiert werden. Das Alter ist schwierig zu bestimmen: Funde von *Miscellanea*, Nummuliten-, Assilinen- und Discocyclinenfaunen sowie von Nannoplankton der *Marthasterites tribrachiatus*-Zone sprechen am ehesten für Oberpaleocaen bis Untereocaen. Obereocaen konnte nicht gefunden werden. Für die früher als Relikt der Klippen-Decke betrachteten Leimernschichten wird eine hypothetische Sequenz mit Anklängen an die südhelvetische Facies rekonstruiert, deren paläogeographische Stellung als intermediär zwischen Südhelvetikum und Klippendecken-Raum postuliert werden kann.

Der Schlierenflysch ist nur durch den untereocaenen «Oberen Schlierensandstein» SCHAUB (1951) vertreten.

Als Standardabfolgen für die Bestimmung und Zonierung der Globotruncanen-Gemeinschaften im Dünnschliff dienten die klassischen Profile von Gubbio (Zentraler Apennin) und der Breggia (Südtessin). Für die Bestimmung isolierter tertiärer Foraminiferen aus den besten Proben konnten Spezialisten beigezogen werden. Diese Proben wurden im Verlauf der biostratigraphischen Untersuchungen als Vergleichsmaterial benützt. Die Datierungen sind mit der verwendeten Nannoplankton-Zonierung, die sich zum Teil auf noch nicht veröffentlichte Resultate (gewonnen an ausseralpinem Material) stützt, und mit den international verwendeten Stufen versuchsweise zu einem Korrelationsschema zusammengefasst worden.

Abstract

The investigated area (region of the "Giswiler Klippen") is situated approximately 30 kilometers to the SW of Lucerne on the Northern margin of the Central Swiss Calcareous Alps. It comprises four tectonic units (thrust sheets: "Nappes") with sediments ranging from Middle Triassic to Late Eocene in age. These Nappes are:

- Klippen-Nappe (Median Prealps of Briançonnais swell facies)
- Schlierenflysch (Ultrahelvetetic Flysch)
- Habkern-zone (Ultrahelvetetic Wildflysch)
- Drusberg-Nappe (South-Helvetetic series of miogeosynclinal character)

The present study is based on detailed mapping on a scale of 1:10,000; additional cartographing on a scale of 1:5,000 has been carried out in complex regions. Special attention has been paid to Wildflysch and Flysch sediments.

The stratigraphy of the four Nappes is revised and the Late Cretaceous to Early Tertiary Micro- and Nannofossil assemblages are determined. For the determination and zonation of the Globotruncanids in thin slides the classical profiles of Gubbio (Central Apennine) and the Breggia River (Ticino, Southern Switzerland) served as reference sections. The best preserved faunas of isolated Tertiary Foraminifera were determined by specialists. These samples were extensively used as a basis for the determination of the main bulk of the Tertiary assemblages. The results of the foraminiferal zonation are tentatively correlated with Nannoplankton zones (which are based partly on not yet published studies of non-alpine material) and with the internationally used stages.

It can be clearly demonstrated that the sedimentation of the Drusberg-Nappe and of the most external part of the Klippen-Nappe is closed by Wildflysch, the age of the former being Late Eocene (*Globorotalia cerroazulensis*-zone) by indirect evidence and of the latter Early Eocene (*Globorotalia aragonensis*-zone, *Discoaster lodoensis*-zone) by determination of the rich planktonic Foraminifera and Nannofossil assemblages.

The Ultrahelvetetic Wildflysch includes numerous reworked "Exotic Blocks", i.e. "Habkern granite" and "Leimernschichten", etc. which permit to correlate this formation with the type-Wildflysch of the Habkern-zone as defined by KAUFMANN. Its age cannot be established with certainty: Most probably it seems to fall into the interval Late Paleocene to Early Eocene (*Miscellanea* sp., faunas of *Nummulites*, *Assilina* and *Discocyclina*; Nannoplankton of the *Marthasterites tribrachiatus*-zone). – It is especially noteworthy that neither Late Eocene faunas nor floras could be found. The most abundant "Exotic Blocks", the Late Cretaceous to Early Tertiary "Leimernschichten" can be combined to a sequence which shows analogies to the South-Helvetetic series. This hypothetical sequence must have been deposited originally between the South-Helvetetic and the Klippen-Nappe realm.

The Schlierenflysch is represented in the investigated area by the "Upper Schlieren-Sandstone" of Early Eocene age (SCHAUB, 1951).

Phototafeln I–V

Legende zu Tafel I

(Alle Aufnahmen 20mal vergrössert)

Seite

- Abb. 1: Mikrofacies von Niveau 2 der Lochwaldschicht. Die seewerkalkartige Grundmasse enthält eine Globotruncaniden-Gemeinschaft der *Rotalipora cushmani/turonica*-Zone (Grenzbereich Cénomaniens–Turonien, Drusberg-Decke; Wandelen, 300 m SE Mittlist Arni) 12
- Abb. 2: Mikrofacies von Niveau 3 der Lochwaldschicht. Die seewerkalkartige Grundmasse enthält eine Globotruncaniden-Gemeinschaft, die in die *Globotruncana helvetica*-Zone oder ganz in die Nähe zu stellen ist (Turonien, Drusberg-Decke; Wandelen, 300 m SE Mittlist Arni) 12
- Abb. 3: Mikrofacies des basalen Seewerkalkes, der direkt der Lochwaldschicht aufliegt, mit grossen Formen der *Globotruncana lapparenti*-Gruppe, z. B. *Globotruncana coronata* BOLLI (Grenzbereich Turonien–Coniacien, Drusberg-Decke; Wandelen, 300 m SE Mittlist Arni) 14
- Abb. 4: Mikrofacies der roten Varietät des Seewerkalkes mit *Globotruncana lapparenti* BROTZEN (Grenzbereich Turonien–Coniacien, Drusberg-Decke; westlich des Fusspfades Mittlist Arni–Wandelen) 14

Phot. H. Mohler

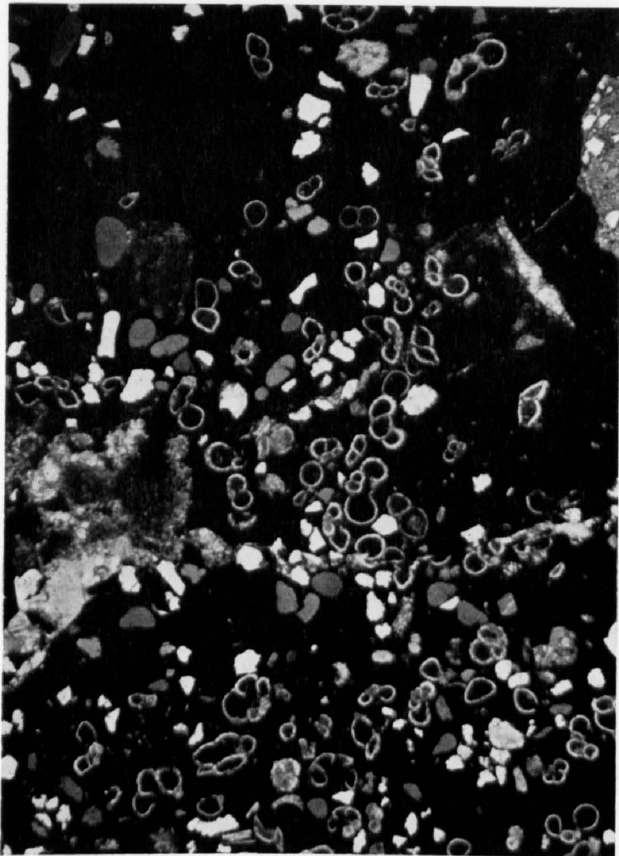


Abb.1

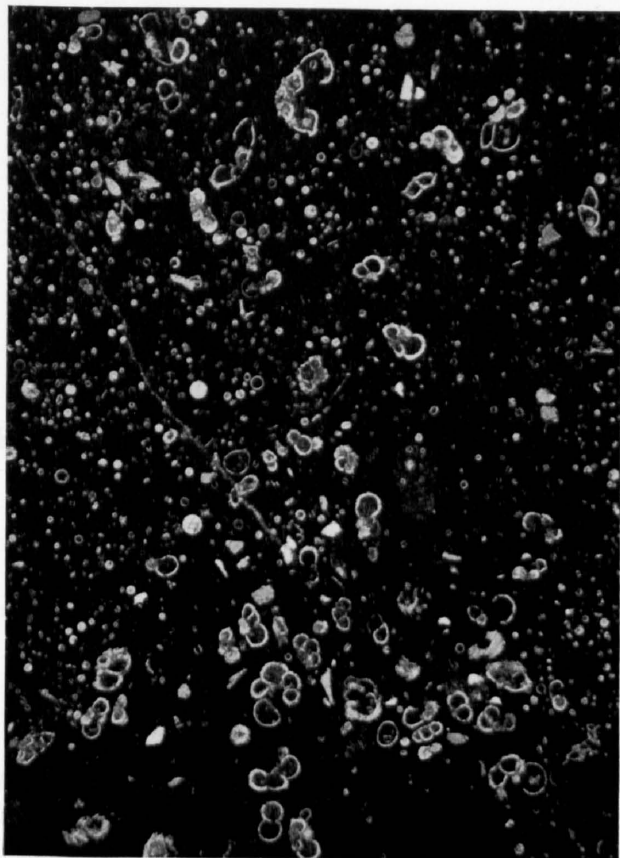


Abb.2



Abb.3

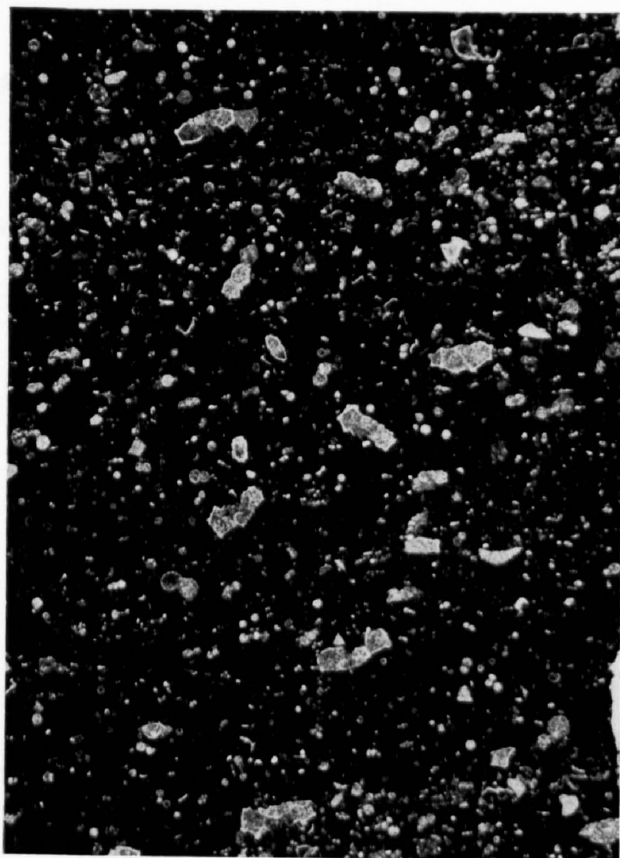


Abb.4

Legende zu Tafel II

(Alle Aufnahmen 20mal vergrößert)

Seite

Abb.1: Mikrofacies von basalen Couches Rouges (Santonien–Campanien, Rotspitz-Serie, Klippen-Decke; SW-Abhang des Rotspitzes) 66

Abb.2: Mikrofacies von Couches Rouges mit aufgearbeiteten Neokom-Komponenten (? Maestrichtien, nicht anstehend, wahrscheinlich ein Block aus dem Wildflysch der Rotspitz-Serie, Klippen-Decke; Alp Glauenbüelen) 71

Abb.3: Mikrofacies von Leimernkalk, Gruppe 3, mit *Globotruncana helvetica* BOLLI (Turonien, Habkern-Zone; Vorder Brosmatt) 49

Abb.4: Mikrofacies von Leimernkalk, Gruppe 5, mit Globigerinen und Globorotalien (Paleocaen–Eocaen, Habkern-Zone, wahrscheinlich Schürfling aus der Klippen-Decke; Bach SW Unter Fluonalp) 49

Phot. H. Mohler

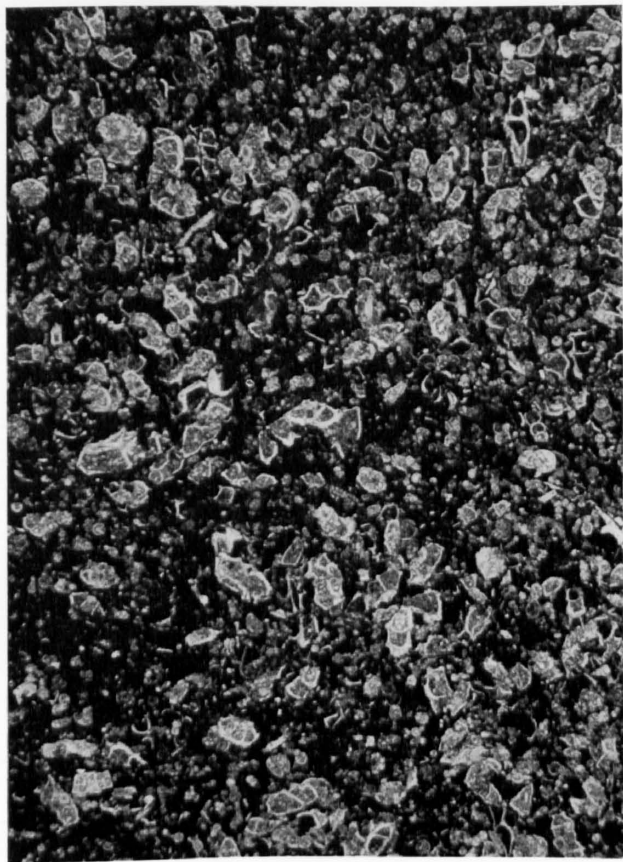


Abb.1

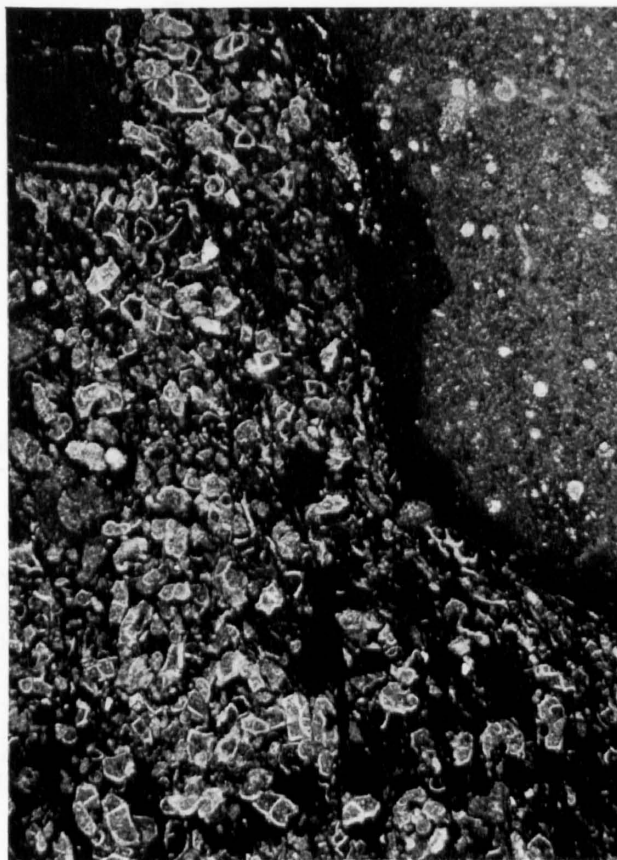


Abb.2

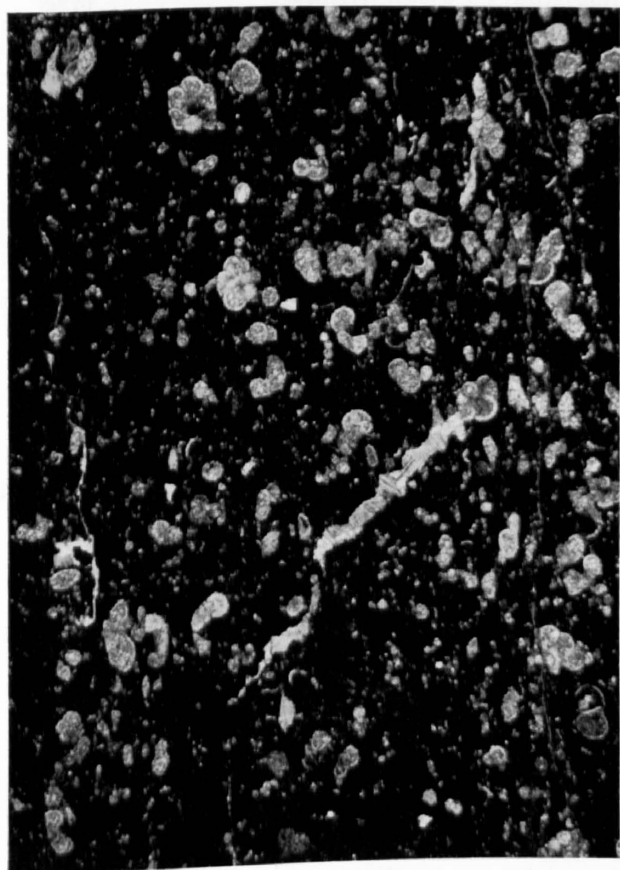


Abb.3

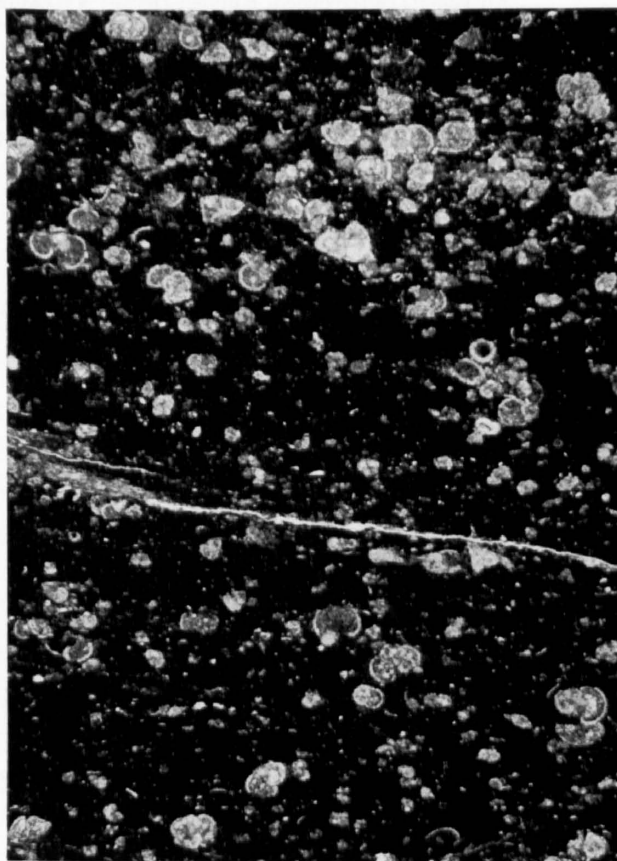


Abb.4

Legende zu Tafel III

| | Seite |
|--|-------|
| Abb. 1: Mikrofacies von Knollenkalk mit <i>Saccocoma</i> und Echinodermenfragmenten; Grundmasse pelitisch-dicht (wahrscheinlich Untertithon, Rotspitz-Serie, Klippen-Decke; Niveau 3 des Profiles WSW Rübihütte). 20mal vergrößert | 63 |
| Abb. 2: Mikrofacies von Knollenkalk mit ein- und mehrschichtigen, einfachen und zusammengesetzten Ooidkörnern, die teilweise von Cyanophyceen umkrustet sind (wahrscheinlich Untertithon, Rotspitz-Serie, Klippen-Decke; Niveau 4 des Profiles WSW Rübihütte). 20mal vergrößert | 63 |
| Abb. 3: Mikrofacies von konglomeratischer Breccie aus dem Wildflysch der Rotspitz-Serie mit Komponenten von Malmkalk (<i>Clypeina jurassica</i> FAVRE, <i>Conicospirillina basiliensis</i> W. MOHLER) und von Knollenkalk mit <i>Saccocoma</i> und Aptychen (Untereocaen, Klippen-Decke; NW-Abhang des Rotspitzes). Ca. 6,5mal vergrößert | 67/68 |
| Abb. 4: Mikrofacies von grünlichem Sandstein aus dem Wildflysch der Rotspitz-Serie, erfüllt mit Globigerinen und gekielten Globorotalien (Untereocaen, Klippen-Decke; Rotspitz-Ostende). 20mal vergrößert | 69 |

Phot. H. Mohler



Abb.1

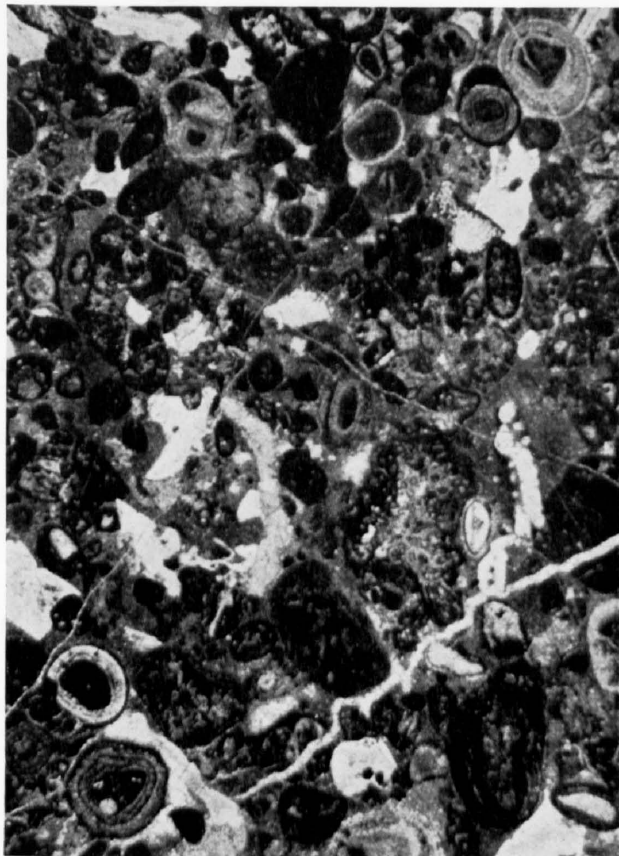


Abb.2

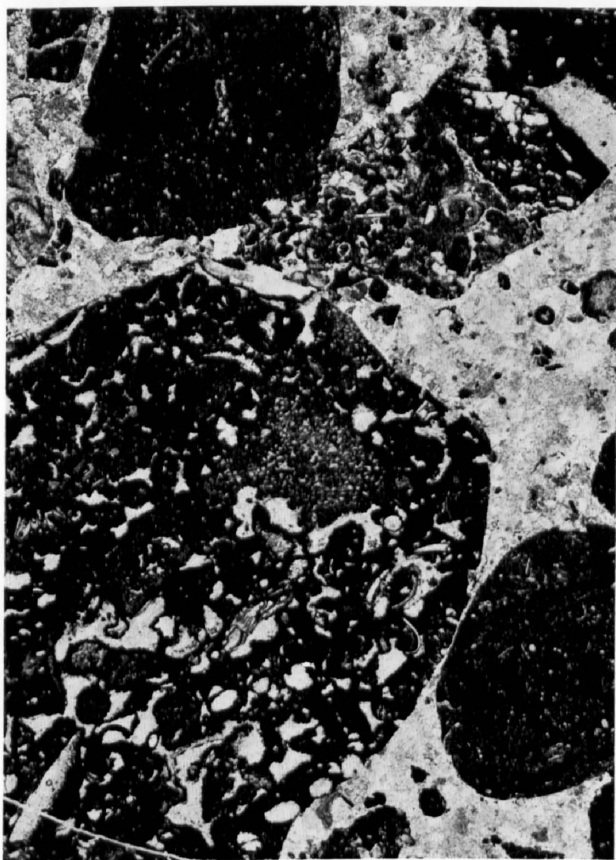


Abb.3

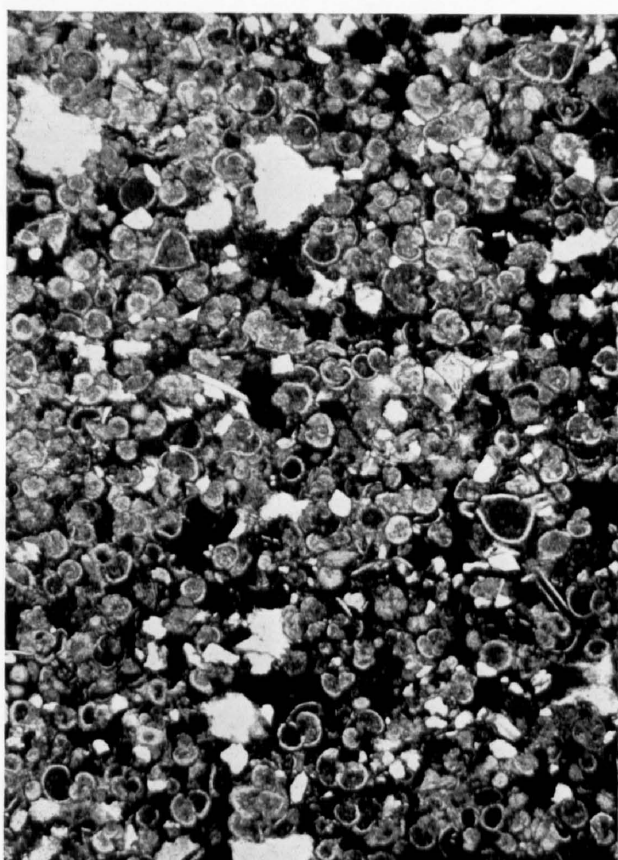


Abb.4

Legende zu Tafel IV

| | Seite |
|---|-------|
| Abb. 1: Mikrofacies von Lithothamnienbreccie («Wängenalk») mit <i>Heterostegina helvetica</i> KAUFMANN, <i>Eorupertia</i> sp. indet., Discocyclinen und Nummuliten (Obereocaen, Drusberg-Decke; Chruterenbach unterhalb Jänzimatt). 5mal vergrößert | 30 |
| Abb. 2: Mikrofacies von dunklem, konglomeratischem Discocyclinenkalk (? Untereocaen, Drusberg-Decke; mittleres Niveau des Profiles von VONDERSCHMITT, 1923, S. 9. Linke Seite Chruterenbach auf Kote 1600). 5mal vergrößert | 22 |
| Abb. 3: Mikrofacies von Nummuliten-Assilinenkalk mit <i>Assilina laxispira</i> DE LA HARPE (Untereocaen, Drusberg-Decke; Westende der Holzflue bei Unter Fluonalp). 5mal vergrößert | 22/23 |
| Abb. 4: Mikrofacies von Alveolinenkalk mit Nummuliten, Assilinen, Operculinen und Discocyclinen (Untereocaen, Drusberg-Decke; im Bach oberhalb Rieben, Kote 1620). 5mal vergrößert | 22/23 |
| Abb. 5a: Mikrofacies von pelagischem Kalk mit <i>Calpionella alpina</i> LORENZ (aus Niveau mit Faunengesellschaft B BOLLER, Obertithon, Rotspitz-Serie, Klippen-Decke; Strässlein Rübihütte-Schwander Unterwengen). Ca. 100mal vergrößert | 64 |
| Abb. 5b: <i>Calpionella elliptica</i> CADISCH (aus Niveau mit Faunengesellschaft D BOLLER, unteres Berriasien, Rotspitz-Serie, Klippen-Decke; Strässlein Rübihütte-Schwander Unterwengen). 200mal vergrößert | 65 |
| Abb. 5c: <i>Tintinopsella carpathica</i> (MURGEANU & FILIPESCU) (aus Niveau mit Faunengesellschaft D BOLLER, unteres Berriasien, Rotspitz-Serie, Klippen-Decke; Strässlein Rübihütte-Schwander Unterwengen). 200mal vergrößert | 65 |
| Abb. 5d: <i>Tintinopsella cadischiana</i> COLOM (aus Niveau mit Faunengesellschaft D BOLLER, unteres Berriasien, Rotspitz-Serie, Klippen-Decke; Strässlein Rübihütte-Schwander Unterwengen). 200mal vergrößert | 65 |
| Abb. 5e: <i>Tintinopsella longa</i> (COLOM) (aus Niveau mit Faunengesellschaft F BOLLER, mittleres Berriasien, Rotspitz-Serie, Klippen-Decke; Strässlein Rübihütte-Schwander Unterwengen). Ca. 200mal vergrößert | 65 |
| Abb. 5f: <i>Tintinopsella oblonga</i> (CADISCH) (aus Niveau mit Faunengesellschaft F BOLLER, mittleres Berriasien, Rotspitz-Serie, Klippen-Decke; Strässlein Rübihütte-Schwander Unterwengen). Ca. 200mal vergrößert | 65 |
| Abb. 5g: <i>Calpionellites darderi</i> (COLOM) (aus Niveau mit Faunengesellschaft G BOLLER, oberes Berriasien, Rotspitz-Serie, Klippen-Decke; Strässlein Rübihütte-Schwander Unterwengen). 200mal vergrößert | 65 |

Abb. 1-4 und 5a phot. H. Mohler

Abb. 5b-5g phot. R. Lehmann



Abb.1

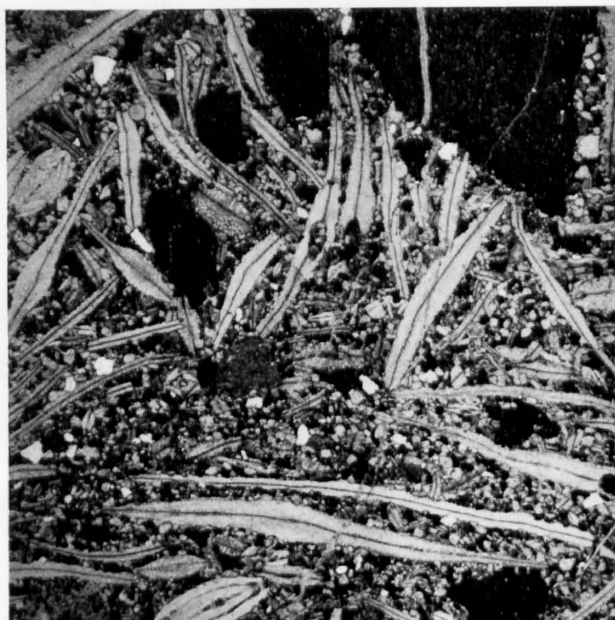


Abb.2



Abb.3

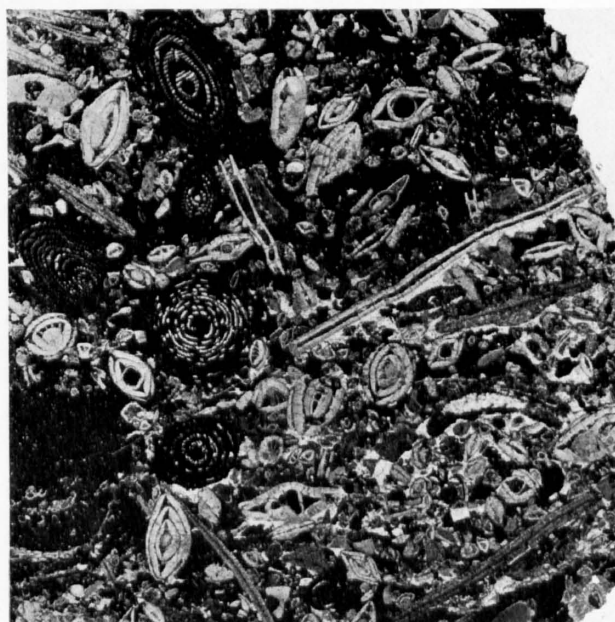
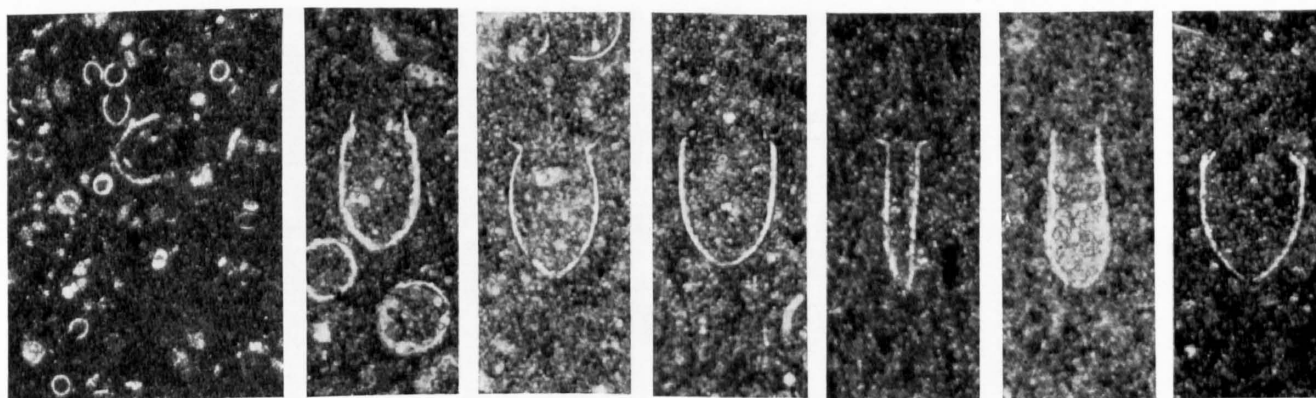


Abb.4



a

b

c

d

e

f

g

Abb.5

Legende zu Tafel V

Stereoskopische Aufnahmepaare isolierter Foraminiferengemeinschaften.

(alle 11mal vergrößert)

Seite

- Abb. 1a–b: Oberste Wangschichten mit *Globotruncana mayaroensis* BOLLI, *Neoflabellina* cf. *numismalis* (WEDEKIND), *Bolivinooides draco draco* (MARSSON), *Racemigümbelina fructicosa* (EGGER) etc. (oberes Maestrichtien, Drusberg-Decke; Chruterenbach) 18
- Abb. 2a–b: Globigerinenschiefer, *Globigerapsis semiinvoluta*-Zone (Obereocaen, Drusberg-Decke; Chruterenbach unterhalb Jänzimatt) 28
- Abb. 3a–b: Tertiäre Couches Rouges, *Globorotalia velascoensis*-Zone (Oberepaleocaen, Rotspitz-Serie, Klippen-Decke; Probe 6 des Profils vom Westende des Rotspitzes, siehe Tabelle 1) 72
- Abb. 4a–b: Wildflysch der Rotspitz-Serie, *Globorotalia aragonensis*-Zone, mit aufgearbeiteten Globotruncanen (Untereocaen, Klippen-Decke; Äquivalent der Probe 9 des Profils vom Westende des Rotspitzes, siehe Tabelle 1) 72

Phot. H. Mohler

Abb. 1a

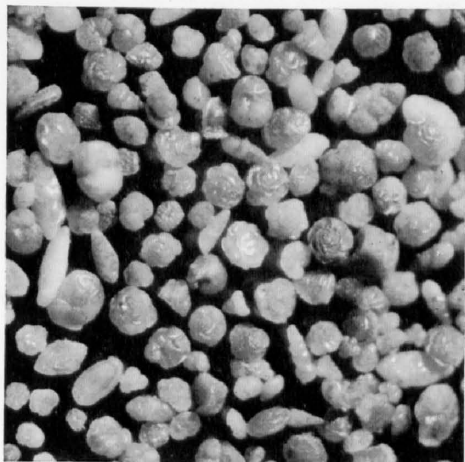


Abb. 1b

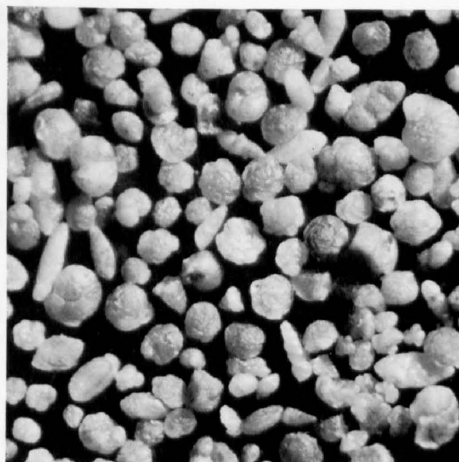


Abb. 2a



Abb. 2b



Abb. 3a

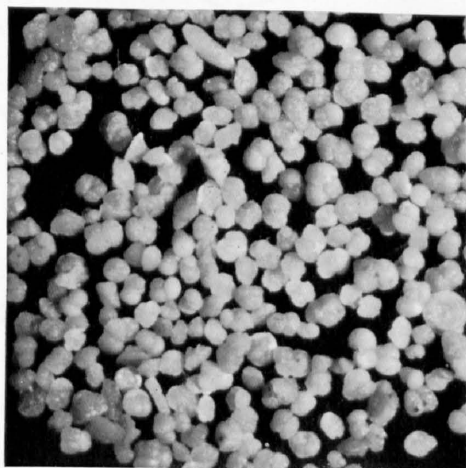


Abb. 3b

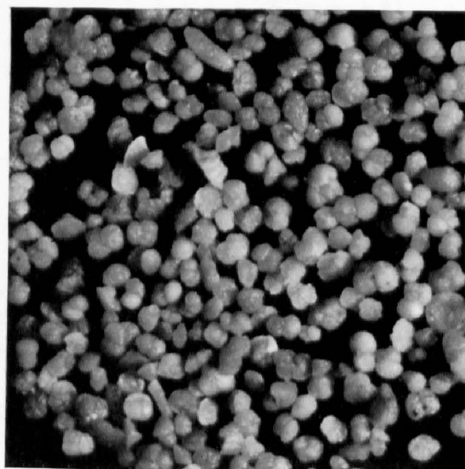


Abb. 4a

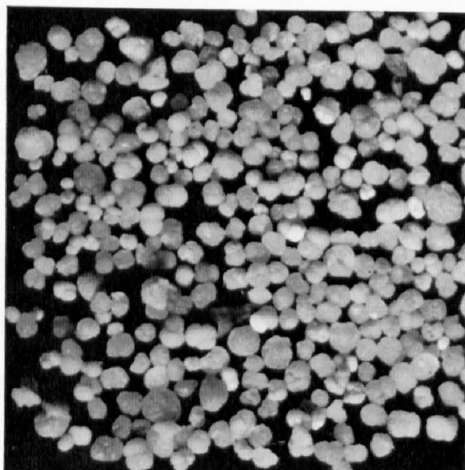


Abb. 4b

