Zeitschrift: Eclogae Geologicae Helvetiae
Herausgeber: Schweizerische Geologische Gesellschaft
Band: 59 (1966)
Heft: 2

Artikel: Die Jura/Kreide-Grenzschichten im Bielerseegebiet (Kt. Bern)
Autor: Häfeli, Charles
DOI: https://doi.org/10.5169/seals-163389

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

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

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

Download PDF: 13.12.2025

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

ECLOGAE GEOLOGICAE HELVETIAE
Vol. 59, N° 2 — 1966

Die Jura/Kreide-Grenzschichten im Bielerseegebiet (Kt. Bern)

von **Charles Häfeli** (Bern)

Mit 40 Figuren und 17 Tabellen im Text, sowie 2 Tafeln (I und II)

RÉSUMÉ

Le présent ouvrage traite de la géologie de la Chaîne du lac entre les gorges du Twannbach et celles de la Suze à l'ouest de Bienne, à 30 km au nord-ouest de Berne. Des chapitres spéciaux couvrent les sujets des poches hauteriviennes, des cailloux noirs et du problème de la limite jurassique – crétacé.

Stratigraphie et tectonique de la région située entre les gorges du Twannbach et celles de la Suze (voir table 1).

Le malm supérieur, entièrement calcaire, a été divisé en unités lithostratigraphiques bien définies, utilisables pour les levés géologiques: la formation de Reuchenette (158 ± 5 m) (=«kimmeridgien») et la formation du Twannbach (102 ± 5 m) (=«portlandien»). Grâce à quelques fossiles indicateurs, la limite entre les formations de Reuchenette et du Twannbach a pu être située à proximité de la limite «kimmeridgien/portlandien» (c'est-à-dire A. autissiodorensis/G. gravesiana).

L'unité lithostratigraphique «formation de Goldberg» (14 ± 1 m) a été introduite pour le «purbeckien» dans la région explorée. Au-dessus de la formation de Goldberg gisent la zone des marnes et calcaires et le marbre bâtard (au total 40 ± 5 m). Le valanginien supérieur au bord du lac de Bienne se compose de trois zones (6 m): marnes d'Arzier (bas), calcaire roux, marne à bryozoaires (haut).

L'hauterivien, formé principalement de détritus zoogènes, a été divisé en: zone des marnes (bas), zones des marnes à nodules, zone des marnes et calcaires et Pierre jaune de Neuchâtel (haut). Dans la région explorée seules les trois zones inférieures sont repérables. Le crétacé supérieur du lac de Bienne est représenté par du cénomanien rélictique (zone à Mantelliceras mantelli) et par du maestrichtien. Jusqu'ici le maestrichtien n'a été découvert nulle part ailleurs dans tout le Jura suisse.

Le tertiaire – produits résiduels sidérolithiques et molasse stérile (chattien ?) – a été presque entièrement éliminé par l'érosion.

Le territoire exploré se divise en éléments tectoniques principaux comme suit: anticlinal de la Chaîne du lac et du Kapf, synclinal de Chros et du Jorat. La Chaîne du lac forme un pli dont l'axe est orienté en direction SW–NE et qui présente un plongement axial de 4 à 5° dans les deux directions. Il s'agit d'un anticlinal asymétrique dont le flanc sud est composé de nombreux plis secondaires orientés parallèlement à l'axe principal et se succédant l'un à l'autre.

Poches hauteriviennes

Dans le Jura suisse la présence de poches hauteriviennes est limitée au bord d'érosion oriental du crétacé; on observe ces poches surtout dans la région située entre Bienne et Neuchâtel, dans la zone des marnes et calcaires du berriasien et dans le marbre bâtard. Elles sont remplies presque exclusivement de sédiments crétacés (berriasien – maestrichtien). Dans ces masses de remplissages il n'y a ni traces sidérolithiques ou erratiques, ni matériel molassique. Ces cavités sont d'origine karstique et ont été formées pendant une période terrestre située entre l'hauterivien et le pliocène. Le remplissage des cavités a probablement eut lieu entre le pliocène inférieur et supérieur, pendant la deuxième phase principale du plissement du Jura.

Cailloux noirs

Les cailloux noirs peuvent mesurer plus de 30 cm; ils sont exclusivement en calcaire, presque toujours de forme anguleuse, d'une couleur allant du brun-gris au noir. La coloration noire est d'origine purement organique: elle est causée par de la substance carbonique finement dispersée:

une quantité de 0,01% de carbone submicroscopique suffit pour provoquer cette coloration. Les cailloux noirs sont liés à des conditions de sédimentation bien déterminées qu'on retrouve toujours. Ils peuvent se présenter dans les niveaux stratigraphiques les plus différents pour autant que ces conditions sédimentaires soient données. Leur présence ne se limite point au Jura, et elle indique pour les dépôts adjacents un milieu de sédimentation limnique à saumâtre, exceptionellement littoral. Le sédiment de départ des cailloux noirs est une gyttia calcaire pauvre en détritus qui se forme dans des bassins littoraux ou limnique. Plus le degré de carbonisation est prononcé, plus la couleur passe du gris-brun au noir. Des oscillations de niveau provoquent le remaniement du sédiment plus ou moins durci.

Les couches limitrophes jurassique – crétacé

Les conditions de sédimentation pendant le malm supérieur et le néocomien ont été déterminées non seulement à l'aide de méthodes sédimentologiques, mais également par des analyses de sulfate et de phosphate. Le stratotype du berriasien (Coquand 1871) au sud-est de la France est en grande partie plus âgé que le stratotype du valanginien (Desor 1853) à Valangin. Les connaissances dont on dispose actuellement ne permettent pas encore de tracer une limite bien distincte entre le berriasien et le valanginien du Jura suisse.

Grâce à des ostracodes il est possible de corréler la base de la formation de Goldberg (purbeckien) avec celle du berriasien au sud-est de la France et du lower Purbeckian du sud de l'Angleterre. Ainsi, la limite jurassique – crétacé (Berriasella chaperi/Berriasella grandis) correspond dans le territoire que nous avons exploré, à la limite entre les formations du Twannbach et de Goldberg.

INHALTSVERZEICHNIS

Vorwort 569
Einleitung 570
1. Stratigraphie und Tektonik des Gebietes zwischen Taubenloch- und Twannbachschlucht.
1.1 Malm
1.1.1 Bisherige Untersuchungen 572
1.1.2 Reuchenetteformation («Kimmeridgien») 573
1.1.3 Twannbachformation («Portlandien») 574
1.2 Untere Kreide
1.2.1 Bisherige Untersuchungen 587
1.2.2 Goldbergformation («Purbeckien») 590
1.2.3 Valanginien 591
1.2.4 Hauterivien 594
1.3 Obere Kreide
1.3.1 Bisherige Untersuchungen 595
1.3.2 Cénomanien und Maestrichtien 595
1.4 Tertiär
1.4.1 Bisherige Untersuchungen 598
1.4.2 Siderolithikum 598
1.4.3 Oligocaen ? 600
1.5 Quartär
1.5.1 Bisherige Untersuchungen 601
1.5.2 Pleistocaen 602
1.5.3 Holocaen 605
1.6 Tektonik
1.6.1 Seekette-Antiklinale 606
1.6.2 Kapf-Antiklinale und Chros-Synklinale 608
1.6.3 Jorat-Synklinale 609
2. Die Hauterivientaschen
2.1 Bisherige Deutungsversuche 609
2.2 Verbreitung 610
2.3 Die Taschen im Bielerseegebiet
2.3.1 Vorkommen, stratigraphische Lage, Füllmasse, Lagerungsweise 610
2.3.2 Paläontologische Untersuchungen 613

2.4 Entstehung
2.4.1 Hohlraumbildung 613
2.4.2 Auffüllung 615
2.4.3 Datierung der Taschenbildung 615
3. Die Cailloux noirs
3.1 Bisherige Deutungsversuche 616
3.2 Stratigraphische, geographische und biofazielle Übersicht der Cailloux noirs-Vorkommen 618
3.2.1 Die stratigraphische Lage 620
3.2.2 Die geographische Verbreitung 621
3.2.3 Die Biofazies 621
3.3 Die Cailloux noirs-Horizonte zwischen Lengnau und Twann 623
3.4 Sedimentologische und sedimentpetrographische Untersuchungen
3.4.1 Die «Brèches multicolores» 626
3.4.2 Die Lagerungsverhältnisse der Cailloux noirs im Sediment 628
3.4.3 Die Morphologie der Cailloux noirs 629
3.4.4 Dünnschliffuntersuchungen 631
3.5 Die chemische Zusammensetzung
3.5.1 Anorganisch 633
3.5.2 Organisch 634
3.6 Die Entstehung und Herkunft der Cailloux noirs 638
4. Jura/Kreide-Grenzschichten
4.1 Überblick
4.1.1 Die stratigraphische Einordnung des «Purbeckien» im Juragebirge 639
4.1.2 Die stratigraphischen Einheiten: Berriasien, Valanginien, Néocomien . . . 642
4.2 Litho- und Biofazies
4.2.1 Profile im Bielerseegebiet 643
4.2.2 Typprofil Valangin 662
4.3 Geochemische und petrographische Untersuchungen
4.3.1 Sulfat- und Phosphatgehalt 665
4.3.2 Mineralneubildungen 673
4.4 Ablagerungsmilieu, Sedimentationsverhältnisse 675
4.5 Grenzziehung Jura/Kreide 678
5. Zusammenfassung
5.1 Stratigraphie und Tektonik des Gebietes zwischen Taubenloch- und Twannbachschlucht 680
5.2 Die Hauterivientaschen 683
5.3 Die Cailloux noirs 683
5.4 Jura/Kreide-Grenzschichten 684
Literaturverzeichnis 686

VERZEICHNIS DER ILLUSTRATIONEN UND TABELLEN

Fig. 1: Übersichtskarte des Untersuchungsgebietes, 1:100000 570
Tab. 1: Übersicht zu den stratigraphischen Beziehungen und zum Ablagerungsmilieu der Jura/Kreide-Grenzschichten im Bielerseegebiet 571
Tab. 2: Vergleichende stratigraphische Übersicht zum «Portlandien» im Berner und Neuenburger Jura 575
Fig. 2: Situation der Profile aus der Twannbachformation 578
Fig. 3: Coprolithus salevensis PARÉJAS in mikrokristallinem Kalk der obersten Twannbachformation (Profil Twannbach, Tb) 579
Fig. 4: Profil Twannbach (Tb) 580
Fig. 5: Profil Burgfluh, neuer Steinbruch (Bn) 582
Fig. 6: Profil Burgfluh, alter Steinbruch (Bu) 583
Fig. 7: Profil Fluhrebe (Fl) 584
Fig. 8: Schichtfolge in der Grenzzone Reuchenette-/Twannbachformation im Tüscherzwald 586

Fig. 9: Goldbergsteinbruch, Typlokalität der Goldbergformation 590
Fig. 10: Anteil Ca-Karbonat, Dolomit, Nichtkarbonat in der Goldbergformation . . . 591
Fig. 11: Anteil Ca-Karbonat, Dolomit, Nichtkarbonat aus der Mergel- und Kalk-Zone und Marbre bâtard 592
Fig. 12: Zoogendetritischer Maestrichtien-Kalk aus dem Vorkommen N Biel 596
Fig. 13: Profil zu einem Vorkommen von siderolithischen Quarzsanden zwischen Wingreis und Twann 599
Fig. 14: Profil zu einem Molassevorkommen bei Wingreis 600
Fig. 15: Auszählung von je 250 Geröllen der Fraktion 4–16 cm aus einem Moränenanschnitt nördlich Twann sowie aus Schottergruben bei Lamboing und Orvin . 604
Fig. 16: Harnischrose aus dem Gebiet Gaicht–Twannberg–Twann 607
Fig. 17: Übersicht zu den Hauterivientaschen (1–18) zwischen Biel und Twann . . . 610
Tab. 3: Situation, stratigraphische Stellung und Füllmasse der Hauterivientaschen zwischen Biel und Cressier 611
Fig. 18: Hauterivientasche im Steinbruch Rusel (TRu 3) 614
Tab. 4: Deutungsversuche zur Herkunft der Cailloux noirs (1818–1927) 616
Tab. 5: Übersicht zum Vorkommen der Cailloux noirs 618
Fig. 19: Die Verbreitung der Cailloux noirs im Juragebirge 620
Fig. 20: Situation der Cailloux noirs-Horizonte zwischen Lengnau und Twann 622
Fig. 21: Tiefschwarze bis graubeige, arenitische Cailloux noirs aus der untersten Reuchenetteformation (Reuchenette, Nr. 14) 625
Fig. 22: Gradiert geschichtete «Brèche multicolore» aus der Goldbergformation (Profil Fluhrebe, Fl 46) 627
Fig. 23: Ausgesprochen eckige Cailloux noirs aus der Twannbachformation 628
Fig. 24: Rundungsgrad der Cailloux noirs aus Horizont Ru 7 630
Tab. 6: Vergleichende Dünnschliffuntersuchungen zwischen den Cailloux noirs und dem angrenzenden Sediment 631
Tab. 7: Der Karbonatgehalt einiger Cailloux noirs 633
Tab. 8: Methoden für die Bestimmung von Fe, Mn, P, S und SO_4 der Cailloux noirs 633
Tab. 9: Fe_2O_3–, MnO–, P_2O_5–, S– und SO_4–Gehalt einiger Cailloux noirs 634
Tab. 10: Verlauf der organisch-chemischen Untersuchung bei den Cailloux noirs-Proben A3/2 und Ri 19 636
Tab. 11: Elementaranalyse des $CHCl_3$–unlösichen Rückstandes der Proben A3/2 und Ri 19 636
Tab. 12: Vergleichende stratigraphische Übersicht zum «Purbeckien» im Juragebirge 640
Fig. 25: Situation der Detailprofile aus den Jura/Kreide-Grenzschichten 644
Fig. 26: Legende zu den Profilen aus den Jura/Kreide-Grenzschichten 645
Fig. 27: Profil Riedli (Ri) 646
Fig. 28: Profil Goldberg (Go) 649
Fig. 29: Geröll aus dem Basiskonglomerat (Ru 11) 650
Fig. 30: Profil Rusel (Ru) 652
Fig. 31: Profile Tüscherz (Tü) und Pasquart (Pa) 655
Fig. 32: Profil Fluhrebe (Fl) 658
Fig. 33: Profil Twann-Schützenhaus (Tw) 661
Fig. 34: Typprofil Valangin (Va) 664
Tab. 13: SO_4^{2-}-Werte einiger Gesteinsproben nach dem Aufschlussverfahren in Soda resp. HCl 667
Fig. 35: Analysenwerte der Sulfat- und Phosphatbestimmung 668
Fig. 36: Die Sulfat- und Phosphatführung in den verschiedenen stratigraphischen Einheiten des Jura/Kreide-Überganges 669
Fig. 37: 54 Phosphatanalysen aus der Twannbachformation 670
Tab. 14: P_2O_5- und SO_4^{2-}-Gehalt charakteristischer Gesteine verglichen mit Mittelwerten 671
Tab. 15: P_2O_5-Gehalt einiger Fossilien und des umgebenden Sedimentes 672
Fig. 38: Bipyramidale Quarzkristalle aus der Goldbergformation 673
Tab. 16: Ton-Mineralien und Ablagerungsmilieu im Profil Twann–Schützenhaus (Tw) . 674
Fig. 39: Das Ablagerungsmilieu im Bereich der Jura/Kreide-Grenze 677

Fig. 40: Die Lithofazies der Karbonatgesteine im Bereich der Jura/Kreide-Grenze . . . 677
Tab. 17: Korrelation der Jura/Kreide-Grenzschichten aus dem Bielerseegebiet mit den zeitgleichen Ablagerungen in SE-Frankreich und S-England 679
Taf. I: Geologische Profile durch die Seekette zwischen Biel und Twann (1 :25000). . 696
Taf. II: Geologische Karte der Seekette zwischen Biel und Twann (1 :25000). 696

VORWORT

Im Herbst 1961 wurde die vorliegende Arbeit auf Anregung meines verehrten Lehrers Herrn Prof. Dr. R. F. RUTSCH begonnen und im Sommer 1964 abgeschlossen.

Ausgangspunkt der Untersuchungen war die geologische Detailkartierung von Teilgebieten der LK-Blätter 1126 (Büren a.A.), 1125 (Chasseral) und 1145 (Bielersee). Als topographische Grundlage dienten Übersichtspläne im Maßstab 1 :10000 (Vermessungsamt des Kantons Bern). Die verwendeten Orts- und Flurbezeichnungen beziehen sich ausschliesslich auf die Landeskarte 1 :25000.

Es ist mir ein Bedürfnis, allen jenen hier herzlich zu danken, die zum Gelingen meiner Arbeit beigetragen haben.

Mein grösster Dank gilt Herrn Prof. Dr. R. F. RUTSCH, unter dessen Leitung die Untersuchungen ausgeführt wurden. Sein lebhaftes Interesse und die zahlreichen Anregungen förderten tatkräftig meine gesamte Arbeit. Viele gemeinsame Feldbegehungen waren dabei von grösstem Nutzen.

Zu ganz besonderem Dank bin ich auch Herrn Dr. H. J. OERTLI, SNPA in Pau, für die Erörterung verschiedener stratigraphischer Probleme, sowie für die Bestimmung der Ostrakoden verpflichtet.

Herrn Prof. Dr. TH. HÜGI möchte ich für seine Ratschläge und stete Hilfsbereitschaft bei den geochemischen Untersuchungen herzlich danken.

Herrn Dr. W. MAYNC bin ich für die Bearbeitung der isolierten Foraminiferen, sowie für die Anleitung zur Bestimmung derselben im Dünnschliff äussert dankbar.

Grosser Dank gebührt ebenfalls Herrn Prof. Dr. L. GRAMBAST, Université de Montpellier, für die Bearbeitung der Charophyten aus dem schlämmbaren Gesteinsmaterial.

Herrn Prof. Dr. R. SIGNER und Herrn PD Dr. H. ARM vom Organisch-Chemischen Institut der Universität Bern verdanke ich ihre tatkräftige Mithilfe bei den Analysen der Cailloux noirs.

Herr Prof. Dr. M. REICHEL, Geologisch-Paläontologisches Institut der Universität Basel, bestimmte die Foraminiferen aus dem Cénomanien und Maestrichtien. Herr Dr. O. RENZ, Basel, bearbeitete die Cephalopoden einer Kreide-Tasche des Goldberg-Steinbruches. Die Cyanophyceen aus dem Berriasien wurden von Herrn Dr. E. GASCHE, Naturhistorisches Museum Basel, begutachtet. Allen diesen Herren möchte ich meinen verbindlichsten Dank aussprechen.

Anregungen verdanke ich auch meinem Terrainnachbar cand. geol. H. THALMANN, mit dem ich manche Frage besprechen konnte und der mir bereitwillig Einblick in seine eigenen Arbeiten gewährte.

Mein herzlichster Dank aber gilt meinen Eltern, die mir mein Studium und die Durchführung der vorliegenden Arbeit ermöglichten, wie auch meiner Frau, die mir stets behilflich war.

EINLEITUNG

Die vorliegende Arbeit befasst sich mit dem geologischen Aufbau der Seekette zwischen der Twannbach- und der Taubenlochschlucht W von Biel (Fig. 1). Spezielle Kapitel sind dem Problem der Jura/Kreide-Grenze, sowie den Hauterivientaschen und Cailloux noirs gewidmet.

Das Hauptgewicht wurde auf die Untersuchung der Jura/Kreide-Grenzschichten gelegt, was zahlreiche Vergleichsbegehungen im Neuenburger Jura erforderte. In diesem Zusammenhang erfolgte die Neuaufnahme des Typprofils von Valangin. Einen längeren Aufenthalt bei Herrn Dr. H. J. Oertli (Pau, SNPA – Abteilung für Mikropaläontologie), wie auch die Teilnahme am «Colloque de Stratigraphie sur le Crétacé inférieur en France» (Lyon 1963), die mir die K. Bretscher-Stiftung ermöglichte, waren für die Bearbeitung des Jura/Kreide-Überganges von grösstem Nutzen.

Da die biofaziellen Verhältnisse im obersten Malm am Jura-Südfuss keine durchgehende Zonierung erlauben, sind exakte Korrelationen mit den Chronostratotypen nicht möglich. Aus diesem Grunde wurden genau definierte, kartierbare, lithostratigraphische Einheiten als Grundlage für die stratigraphische Zuordnung geschaffen.

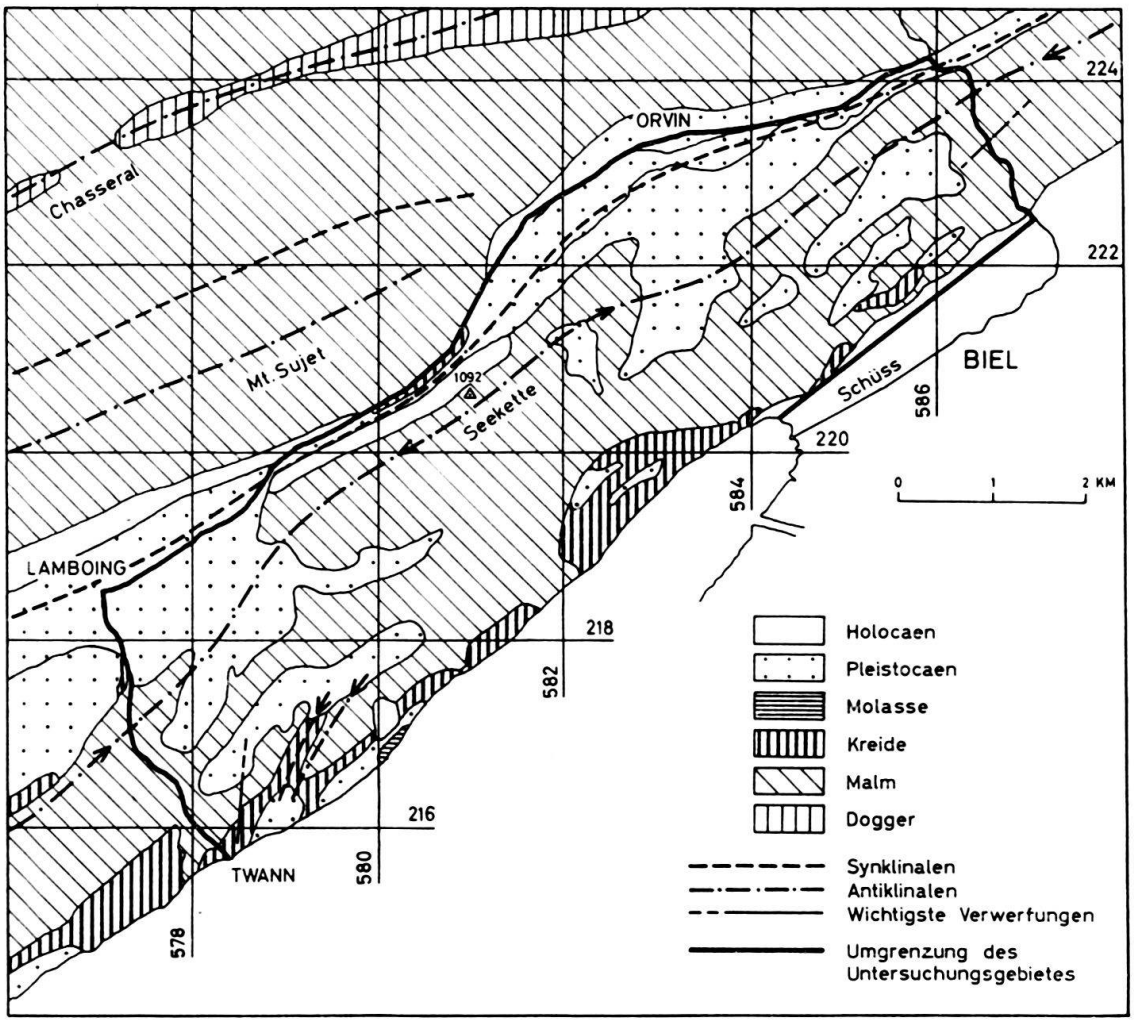


Fig. 1. Übersichtskarte des Untersuchungsgebietes, 1 :100000.

Tab. 1. Übersicht zu den stratigraphischen Beziehungen und zum Ablagerungsmilieu der Jura/Kreide-Grenzschichten im Bielerseegebiet (Biozonen der Unteren Kreide nach Dr. H. J. Oertli, persönl. Mitteilung).

JURA		KREIDE					SYSTEM
MALM		NEOCOMIEN					SERIE
KIMMERIDGIEN	PORTLANDIEN	BERRIASIEN	VALANGINIEN			HAUTERIVIEN	STUFE
			UNTERES VALANGINIEN		OBERES VALANGINIEN		UNTERSTUFE
REUCHENETTE -FORMATION	TWANNBACH -FORMATION	GOLDBERG-FORMATION					FORMATION
A. ACANTHICUM U./OD. PSEUDOMUT.	GRAVESIA	CYPRIDEA DUNKERI	CYPRIDEA AFF. VIDRANA (N. SP. 12)	PAREXOPHTHALMO -CYTHERE N. SP.	CYTHERELLOIDEA REHBURGENSIS	PROTOCYTHERE TRIPLICATA	BIOZONE (MALM: AMMONITEN U. KREIDE: OSTRAK.)
GRENZNERI-NEENBANK	VIRGULA-MERGEL / CALC. APRE / CALC. SACCH.		MERGEL- U. KALK-ZONE	MARBRE BATARD	MARNES D'ARZIER / CALC. ROUX / ASTIERIA-SCHICHT, (COUCHE DE VILLERS)	MERGEL-ZONE / KNOLLEN-MERGEL-ZONE / MERGEL- U. KALK-ZONE / PIERRE JAUNE	INFORMALE LITHOFAZIELLE EINHEITEN
MARIN BIS BRACKISCH		LIMNISCH BRACK. BRACK. PURBECK - FAZIES		M A R I N			ABLAGERUNGS-MILIEU

Den Weisungen der «International Subcommission on stratigraphic Terminology» (1961, 19) entsprechend, sind diese mit «Formation» zu bezeichnen. Die bis dahin im zentralen Jura nicht immer einheitlich verwendeten Stufenbezeichnungen «Kimmeridgien» und «Portlandien» entsprechen annähernd der neugeschaffenen Reuchenette- und Twannbachformation. Da das «Purbeckien» nur fazielle Bedeutung hat (vgl. Abschnitt 4.1) wurde die lithostratigraphische Einheit «Goldbergformation» eingeführt.

Über die stratigraphischen Beziehungen, das Ablagerungsmilieu und die Lithofazies in unserem Untersuchungsgebiet vermittelt vorangehende Tab. 1 einen Überblick.

Zur lithologischen Beschreibung der Detailprofile wurden folgende Einteilungen und Bezeichnungen verwendet:

Einteilung nach dem Karbonatgehalt (vereinfacht nach F. J. PETTIJOHN 1956, 410):

Kalke	90–100 %	Karbonatgehalt
Mergelkalke	70– 90 %	,,
Mergel	30– 70 %	,,
tonige Mergel	10– 30 %	,,
Tone	0– 10 %	,,

Einteilung nach dem Dolomitgehalt (F. J. PETTIJOHN 1956, 418):

Kalke	0– 10 %	Dolomitgehalt
dolomitische Kalke	10– 50 %	,,
kalkige Dolomite	50– 90 %	,,
Dolomite	90–100 %	,,

Bezeichnung der Schichtmächtigkeit (nach Shell Standard Legend):

dickbankig	100 cm
bankig	30–100 cm
dünnbankig	10– 30 cm
plattig	3– 10 cm
dünnplattig	1– 3 cm
blättrig	0,3– 1 cm
dünnblättrig	0,3 cm

Korngrösse der Karbonatkristalle:

makrokristallin	0,1 mm
mikrokristallin	0,01–0,1 mm
kryptokristallin	0,01 mm

1. STRATIGRAPHIE UND TEKTONIK DES GEBIETES ZWISCHEN TAUBENLOCH- UND TWANNBACHSCHLUCHT

1.1 Malm

1.1.1 Bisherige Untersuchungen

In der ersten Karte von J. THURMANN (1836) wird die gesamte Seekette als «Groupe portlandien» (vgl. Abschnitt 113) ausgeschieden. In der nachfolgenden (1852a) zählt J. THURMANN die Antiklinale zum «Terrain Portlandien und Corailien», d. h. nach der heutigen Bezeichnung zum «Portlandien» und «Kimmeridgien».

Auf der geologischen Karte Porrentruy–Solothurn (J. B. GREPPIN 1870) wird der gesamte Rücken der Seekette durch das «Portlandien» und «Virgulien» gebildet.

L. ROLLIER (1888, 4) verdanken wir eine erste Detailbeschreibung des Portlandien aus unserem Untersuchungsgebiet (Tab. 2).

Die erste detaillierte geologische Aufnahme im Gebiet zwischen Biel und Ligerz wurde durch E. BAUMBERGER (1894, 148) ausgeführt. Leider werden in der Karte das «Portlandien» und «Kimmeridgien» nicht getrennt. – Eingehend beschreibt er die Dolomies portlandiennes (Tab. 2), die in vier Horizonte unterteilt werden:

1. Calcaire âpre
2. Dunkelgraue, dolomitische, plattige Kalke
3. Weisse, spatreiche, kompakte Kalke mit Ganoidenzähnen
4. Calcaire en plaquettes oder Krebsscherenplatten.

1904, in der zweiten Ausgabe des Blattes VII von L. ROLLIER wird das «Kimmeridgien» erstmals in der Twannbach- und Taubenlochschlucht sowie auf den Höhen von Magglingen und Evilard ausgeschieden.

Die schematische Kartierung der östlichen Hälfte unseres Untersuchungsgebietes durch A. AEBERHARDT (1907) gibt als neue Ergebnisse die genaue Grenze «Portlandien»/«Kimmeridgien» in der Taubenlochschlucht, sowie die Schichtmächtigkeit der beiden Stufen in diesem Gebiet. Für das «Portlandien» wird eine Mächtigkeit von 76,5 m, für das «Kimmeridgien» eine solche von 139 m genannt. Aus seinem Detailprofil ist jedoch ersichtlich, dass die obersten Schichten des «Portlandien» nicht berücksichtigt sind.

Das Gebiet zwischen Ligerz und Evilard erfährt 1923 durch K. RYNIKER eine Neukartierung. Erstmals wird dabei das «Kimmeridgien» auf dem Antiklinalrücken zwischen Magglingen und Twannberg ausgeschieden. Wie schon BAUMBERGER, konnte auch er die Mergelschicht mit *Exogyra virgula* in der Twannbachschlucht nicht finden. Das untere Portlandien wird als ein 50 m mächtiger Gesteinkomplex beschrieben, der aus wechsellagernden, harten, massigen, gefleckten Kalkbänken und grauen, gefleckten Mergelkalken besteht. Dem gesamten Schichtverband gibt er die Bezeichnung Fleckenkalke. Das obere «Portlandien», das den Dolomies portlandiennes entspricht, teilt er ähnlich wie E. BAUMBERGER auf (Tab. 2).

1.1.2 Reuchenetteformation («Kimmeridgien»)

Lithostratotyp

Definition: Die Reuchetteformation ist eine lithostratigraphische Einheit, die die Schichten zwischen dem Verena-«Oolith» und dem Dach der Grenznerineenbank umfasst (vgl. H. THALMANN 1965, Diss. Bern).

Typlokalität: Reuchenette, Steinbrüche der Ciment Vigier SA, LK-Blatt 1126, Koordinaten der Basis: 585.840/226.240, Koordinaten der Dachfläche: 585.730/226.470.

Mächtigkeit: 158 ± 10 m

Detailbeschreibung: Siehe H. THALMANN (1965, Diss. Bern).

Verbreitung, Übersicht der lithofaziellen Ausbildung

Die durchgehend kalkige Reuchenetteformation tritt auf dem Seerücken zwischen Magglingen und dem Twannberg, sowie in der Twannbach- und Taubenlochschlucht

zutage (vgl. Karte). Die Twannbachschlucht schneidet 70 m, die Taubenlochschlucht 110 m in diese Gesteinsserie.

In unserem Untersuchungsgebiet besteht die Grenznerineenbank aus einem meist typisch dunkelgelben, arenitischen Kalk, der massenhaft bis 15 cm grosse Nerineen enthält. Nicht selten ist das Dach der Bank von Bohrgängen durchsetzt, die mit gelbem, mergeligem Kalk angefüllt sind. Wiederholt kann unmittelbar über der Grenznerineenbank ein Schalenpflaster von *Exogyra virgula* beobachtet werden (Steinbruch bei der Strassengabelung Taubenlochschlucht–Magglingen, Koord. 586.650/223.020; Steinbruch bei der Taubenlochbrücke. Koord. 586.470/223.380; und bei End der Welt, Koord. 581.950/221,110). Die Mächtigkeit der Grenznerineenbank beträgt 1,0–1,8 m. Wie die umgebenden Schichten wittert sie meist hellgrau an und ist dann schlecht erkennbar.

Stratigraphisch tiefer als die Grenznerineenbank treten in den obersten 30 bis 60 m der Reuchenetteformation verschiedene weitere Nerineenbänke auf. Diese sind jedoch meist beige bis graubeige gefärbt und enthalten weniger, sowie in der Regel kleinere Nerineen. Sie besitzen keine grosse laterale Ausdehnung und können daher nicht als Leithorizonte verwendet werden. Kalke mit *Cladocoropsis mirabilis* Felix («Bryozoen») kommen in den obersten 40 m der Reuchenetteformation vor. Sie sind in der Taubenloch- und Twannbachschlucht, im obersten Antiklinalschenkel nördlich der Hohmatt, sowie im Tüscherzwald vereinzelt zu beobachten. Eigentlicher Cladocoropsis-Kalk konnte nur bei der Taubenlochbrücke (Koord. 586.530/223.360) ca. 20 m unterhalb der Grenznerineenbank festgestellt werden. Der von E. Baumberger (1894, 188) beobachtete, annähernd in derselben stratigraphischen Position liegende «Bryozoenkalk» in der Twannbachschlucht blieb unauffindbar.

Lithologisch lassen sich die Kalke der oberen Reuchenetteformation im allgemeinen nicht von denjenigen der unteren Twannbachformation unterscheiden.

1.1.3 Twannbachformation («Portlandien»)

Historische Übersicht zum «Portlandien» im zentralen Schweizer Jura

Erstmals verwendet J. Thurmann (1832, 9) die Bezeichnung «Portlandien» im schweizerischen Jura mit folgender Gliederung:

1er Division: Calcaire portlandien
2e Division: Marnes kimméridgiennes.

Die Einteilung war durch rein lithologische Merkmale begründet. In der Folge wurde der Ausdruck «Portlandien» von den meisten Geologen übernommen. Die Festsetzung der Obergrenze erfolgte nach dem Auffinden der «Purbeckien»-Mergel durch Pidancet (Pidancet u. Lory 1847, 5).

Später versuchten J. Thurmann und A. Étallon (1861-64, 21) eine paläontologisch begründete Aufteilung des Malm. Sie erweiterten Thurmanns «Groupe Portlandien» bis an die Untergrenze des «Astartien» (Séquanien). Der «Calcaire portlandien» wurde zum «Epivirgulien», die «Marnes kimméridgiennes» zur «Zone virgulienne», ein Teil der darunterliegenden Kalke des Ptérocerine («Kimmeridgien» wurde «Hypovirgulien» genannt. Die drei neuen Einheiten bildeten das «Virgulien», das jedoch in diesem Umfang keinen Bestand hatte. Dagegen konnte sich die «Zone virgulienne» als Kartier- und Grenzhorizont halten.

Tab. 2. Vergleichende stratigraphische Übersicht zum «Portlandien» im Berner und Neuenburger Jura

A.Jaccard (1869,174) Jura vaudois et neuchâtelois	L.Rollier (1888,4) Chaîne du lac (lac de Bienne)	K.Ryniker (1923,6) Seekette (Bielersee)	E.Frei (1925,13) Südöstlicher Neuenburger-Jura	Ph.Bourquin (1946,11) La Chaux-de-Fonds - St.-Imier	P.A.Ziegler (1956,11) Courtelary (Berner-Jura)
Purbeckien moyen	Purbeckien	Purbeckien	Purbeckien	Purbeckien	Purbeckien
Purbeckien inf. – Dolomies portlandiennes: Dolomie celluleuse	Portlandien: 1. Calcaires gris saccharoïdes; 2. Dolomies terreuses à cristaux et fragments de quartz; 3. Jaluzes	ob. Portlandien: Calcaire âpre	ob. Portlandien: Calcaire âpre	Portlandien sup.: Calcaire dolomitiques et saccharoïdes	ob. Portlandien: Dolomitisch, rekristallisierte Kalke und Oolithe
Purbeckien inf. – Dolomies portlandiennes: Dolomie sacharoïde		ob. Portlandien: Calcaire saccharoïde	ob. Portlandien: Dolomies saccharoïdes		
	4. Calcaires blanchâtres, compacts, à dents de Ganoïdes	ob. Portlandien: Weissgraue, dolomitische Platten			
Purbeckien inf. – Dolomies portlandiennes: Calcaires à plaquettes	5. Calcaires en plaquettes (Krebsscherenplatten)	unt. Portlandien: Plattenkalke	unt. Portlandien: Krebsscherenplatten	P. m.: Calcaire dolomitiques en plaquettes; "Calcaire en plaquettes"	m.P.: "Krebsscherenplatten"
P. sup.: Calcaires marneux et dolomiques, jaluses, facies vaseux	6. Calcaires jaunes, concrétionnés, argileux, à Natica Marcousana; 7. Calcaires subcompacts	unt. Portlandien: Fleckenkalke	unt. Portlandien: Fleckenkalke	Portlandien inf.: Calcaires à taches rousses; "Calcaire flambé"	unt. Portlandien: (Fleckenkalke); Dichte bis mergelige Kalke
Portlandien inf.: Calcaire compacte à dents de poisson, Nérinées, etc.	8. Calcaires blancs à Nérinées (Macolin); 9. Calcaires jaune pâle à Terebratula subsella; 10. Calcaire feuilletés à Exogyra virgula (?)				
	Kimmeridgien	Kimmeridgien	Kimmeridgien	Kimmeridgien	Kimmeridgien
Ptérocérien					

Nachdem A. JACCARD (1869, 178) zahlreiche nichtmarine Fossilien in den Dolomie portlandiennes fand, zählte er diese Schichten zum Purbeckien, (Tab. 2), eine Einteilung, die sich aber nicht durchzusetzen vermochte. Auch das «Portlandien» von J. B. GREPPIN (1870, 210), das die Calcaires en plaquettes und die Calcaire compactes umfasste, fand in dieser Form keine Verwendung. L. ROLLIER (1888, 9–59) begrenzte die Portlandstufe ähnlich wie J. THURMANN: Oben durch die Purbeckmergel, unten durch die dem «Kimmeridgien» angehörende Virgulazone. Im allgemeinen wurde diese Einteilung bis heute verwendet.

Da der Virgulahorizont im südlichen Neuenburger und Berner Jura schlecht oder überhaupt nicht ausgebildet ist, war eine exakte untere Abgrenzung in diesem Gebiet lange Zeit schwierig (E. DÉSOR, A. GRESSLY 1859, 63). E. FREI (1925, 9) fand jedoch mit der Grenznerineenbank einen Leithorizont von grosser Ausdehnung zur Feststellung der «Kimmeridge/Portlandgrenze».

Zur Unterteilung des «Portlandien»

Da die «Portlandkalke» häufig steril sind und keine Leitfossilien mit grosser räumlicher Verbreitung aufweisen, erfolgte die Unterteilung, mit einigen Ausnahmen (vgl. vorangehender Abschnitt), stets nach lithologischen Gesichtspunkten. Auf den Ursprung der immer wieder verwendeten lithostratigraphischen Bezeichnungen sei kurz eingegangen.

Calcaire âpre (A. JACCARD 1869, 179)

A. JACCARD bezeichnet damit die obersten Schichten der «Dolomies portlandiennes» (= Purbeckien inf. nach JACCARD) in Villers-le-Lac: «Au-dessous des marnes noires à cristaux de quartz, apparaît un massif de calcaire de 4 à 5 mètres de puissance, à stratification un peu confuse. Dans la partie supérieure, on distingue quelques feuillets onduleux et lamelleux; peu à peu les feuillets se confondent, la masse devient terne rugueuse, des vacuoles, plus ou moins nombreuses, donnent à la roche un aspect tuffacé ou scoriacé; ces vacuoles sont en outre remplies d'une poudre ou sable jaune de même nature que la roche».

Dolomie saccharoïde (A. JACCARD 1865, 75)

Mit diesem Namen bezeichnet A. JACCARD eine 1–2 m mächtige Schicht, die das Liegende des Calcaire âpre bildet. Die Dolomie saccharoïde wird in Villers-le-Lac als ein weisser, mehr oder weniger harter, grobkörniger, zeitweise oolithischer (?) Kalk mit holperiger Bruchfläche beschrieben. Fossilien: *Cardium villersense*, *Corbula inflexa*.

Calcaires à plaquettes (A. JACCARD 1865, 75)

Ein 8–10 m mächtiger Schichtverband wurde ebenfalls erstmals in Villers-le-Lac mit diesem Ausdruck bezeichnet. Die Calcaires à plaquettes folgen auf die Dolomies portlandiennes. Ihre lithologische Beschreibung geht jedoch auf CH. LORY (1857, 8) zurück:

«Ils se composent de couches très-nettes et très-minces, ayant un ou deux décimètres d'épaisseur, et souvent moins. Ces couches sont fréquentment rubonnées, fissiles, presque schistoides. On remarque des dentrites très-nombreuses soit à la surface des feuillets, soit sur les plans de clivage. Leur structure est parfaitement homogène, leur pâte fine, souvent a demi cristalline, ou bien tout à fait compacte,

d'apparence lithographique. Leur teinte est gris clair, tirant sur le jaunâtre, souvent variée de taches rousses ou verdâtres.»

Dolomies portlandiennes (?A. SAUTIER 1854, 40)

Die Dolomies portlandiennes umfassen den Calcaire âpre, die Dolomie saccharoïde und die Calcaires à plaquettes. Der Begriff fand im NW französischen Jura Verwendung, möglicherweise zuerst durch A. SAUTIER; später wurde er von A. JACCARD (1865, 73) übernommen.

Krebsscherenplatten (A. QUENSTEDT 1858, 790)

Damit wird der schwäbische Weisse Jura zeta nach dem Vorkommen von kleinen Krebsscheren (*Pagurus suprajurensis*) bezeichnet. C. MOESCH (1867, 201) korreliert die Plattenkalke des argovischen Juras mit QUENSTENDTS Krebsscherenplatten; F. SCHALCH (1919, 79) bestätigt die Richtigkeit. Obwohl nach unserem Wissen im westschweizerischen Portlandien nirgends Krebsscheren gefunden wurden, wird die Bezeichnung äquivalent zu den Calcaires à plaquettes verwendet. Erstmals tritt sie im Profil der Seekette von L. ROLLIER (1888, 4) auf, wird später von E. BAUMBERGER (1894, 76) übernommen und in der Folge immer wieder verwendet (Tab. 2). L. ROLLIER (1894, 342, Tab. 1) parallelisiert die Plattenkalke am Randen mit der Basis des Portlandien im zentralen Jura. Sollte diese Annahme richtig sein, so wären die Calcaires à plaquettes stratigraphisch deutlich über den Plattenkalken einzuordnen. Mangels geeigneter Fossilien ist jedoch eine genaue Korrelation schwierig. Die Calcaires à plaquettes dürften aber höchstens einen Teil der Plattenkalke und der Krebsscherenplatten (A. QUENSTEDT) darstellen. Die Begriffe Plattenkalke oder Krebsscherenplatten sollten daher im westschweizerischen und zentralen Jura nicht mehr verwendet werden.

Fleckenkalk (K. RYNIKER 1923, 6)

K. RYNIKER bezeichnet damit die teilweise gelbgefleckten, zwischen den Calcaires à plaquettes und dem Virgulahorizont (Tab. 2) liegenden Kalke am Bielersee.

Calcaire compacte à dents de poisson (A. JACCARD 1869, 185)

Der Calcaire compacte umfasst die Schichten zwischen dem Calcaire à plaquettes und dem Ptérocérien im Waadtländer Jura (Tab. 2). Namengebend sind die darin vorhandenen Fischschuppen und -zähne (vgl. Tab. 2 und Stratigraphisches Lexikon Fasc. 7a, 1960, 74).

Lithostratotyp

Definition: Die Twannbachformation ist eine lithostratigraphische Einheit, welche die Schichten vom Dach der Grenznerineenbank bis zum Dach des Calcaire âpre umfasst.

Typlokalität: Twannbachschlucht ob Twann, Bielersee, Kt. Bern, LK-Blatt 1145. Lage der Grenznerineenbank: Twannbachschlucht, Koord. 577.850/216.420 (vgl. Fig. 4). Lage des Calcaire âpre: Zwischen Tüscherz und Wingreis, Koord. 580.850/217.780 (vgl. Fig. 7).

Mächtigkeit: 102 ± 5 m

Beschreibung: Ein vollständiges, zusammenhängendes Profil besteht in der Gegend des Bielersees nicht. Die Twannbachschlucht ist die einzige Loka-

lität, wo die Schichten mit einigen Unterbrüchen von der Grenznerineenbank bis gegen den Calcaire âpre verfolgt werden können. Die obersten 1 ± 0,5 m sind nicht aufgeschlossen; der Übergang zur Goldbergformation ist jedoch 3 Km NE Twann zwischen Tüscherz und Wingreis zu beobachten. (Vgl. Abschnitt 4.2.2, Profil Fl). Der mittlere Teil der Twannbachformation wurde in den Steinbrüchen hinter der Burgfluh (Profil Bn und Bu, Fig. 5 u. 6) ob Twann aufgenommen. Damit konnte, abgesehen von einer 4,5 m grossen Lücke, ein durchgehendes Profil der oberen 64 ± 2 m erhalten werden. Eine Detailbeschreibung zum unteren Drittel der Twannbachformation gibt H. THALMANN (1965, Diss. Bern) 13 Km NE von Twann bei Reuchenette (LK-Blatt 1126, Koord. 585.730/226.470). Da die Twannbachformation keine Leithorizonte von grosser lateraler Ausdehnung aufweist, ist eine Korrelation einzelner Schichtglieder mit dem Profil bei Reuchette nicht möglich.

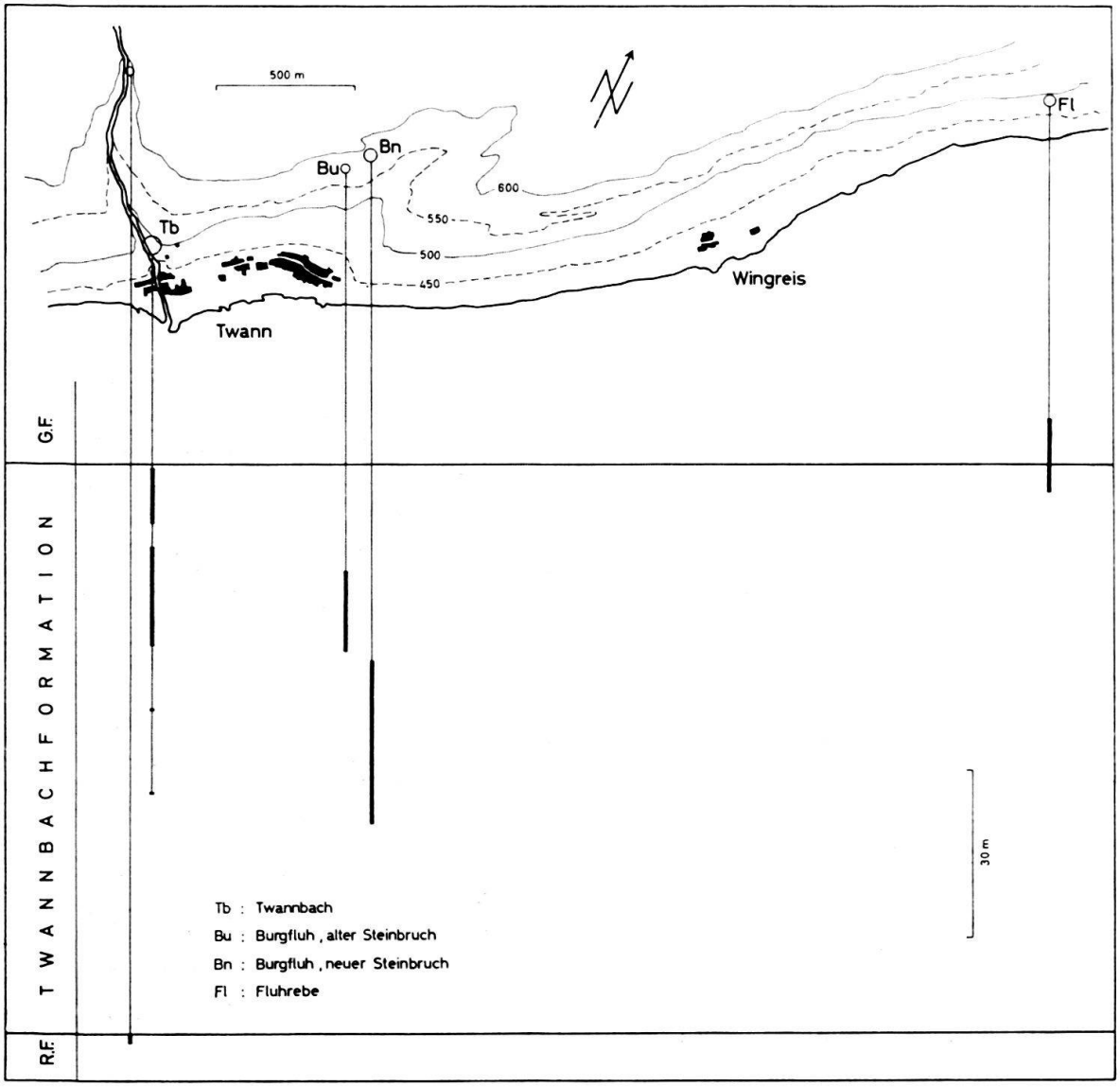


Fig. 2. Situation der Profile aus der Twannbachformation.
(R.F. = Reuchenetteformation, G.F. = Goldbergformation).

Detailprofile

Profil Twannbach (Tb)

Twannbachschlucht, LK-Blatt 1145; die Grenze Reuchenetteformation/Twannbachformation ist in der Schluchtmitte beim Koordinatenpunkt 577.850/216.420 aufgeschlossen.

Reuchenetteformation:

6.0	x + 0,5 m	Beiger, dunkelgelb gefleckter, mikrokristalliner Kalk.
6.1	1,3 m	Grenznerineenbank; dunkelgelber, leicht beige gefleckter, arenitischer Nerineenkalk.

Twannbachformation:

6.2	0,5 + x m	Beige/dunkelgelb gesprenkelter, arenitischer Kalk.

71 ± 3 m über der Grenznerineenbank (vgl. Fig. 4):

1.–4.	x + 4,3 m	Graubeiger, dunkelgelb gefleckter, kryptokristalliner bis leicht arenitischer Kalk, teilweise mit feinen Dendriten; dünnplattig bis plattig.
5.	0,8 m	Beiger, kryptokristalliner, harter Kalk; bankig.
6.	0,5 m	Graubeiger, kryptokristalliner Kalk, typisch hellgelb, kreidig verwitternd; plattig bis dünnbankig.
7.–8.	3,6 m	Graubeiger, teilweise dunkelgelb gefleckter, mikrokristalliner Kalk bis dolomitischer Kalk, dünnplattig bis bankig.
9.	0,15 m	«Brèche multicolore»; beige, mikrokristalline Grundmasse, graubeige und schwarze, kryptokristalline, vollständig eckige Komponenten bis zu 7 cm Grösse. Die Cailloux noirs sind zuoberst angereichert (vgl. Fig. 23, Abschnitt 3.4.2).
10.	0,3 m	Grau-hellbeige gebänderter, mikrokristalliner Kalk, gegen unten in Nr. 9 übergehend.
11.	0,7 m	Graubeiger, krypto- bis makrokristalliner, derber Kalk, z. T. mit Dendriten; bankig.

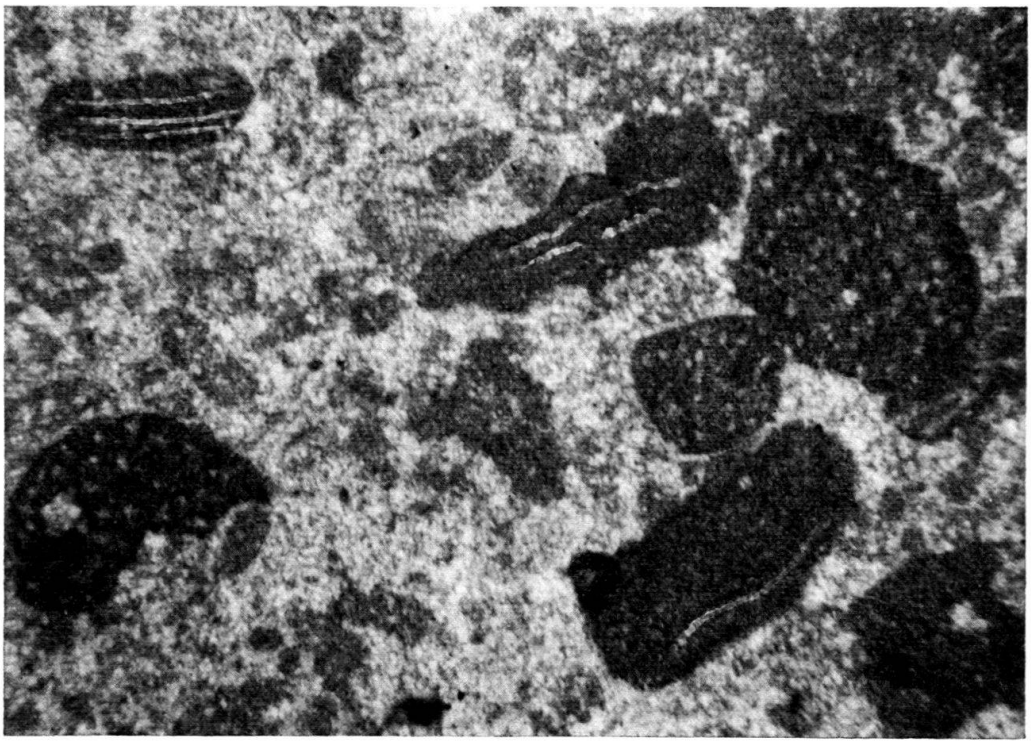


Fig. 3. Coprolithus salevensis Paréjas in mikrokristallinem Kalk der obersten Twannbachformation (Profil Twannbach, Tb). (Vergrösserung 50 ×),

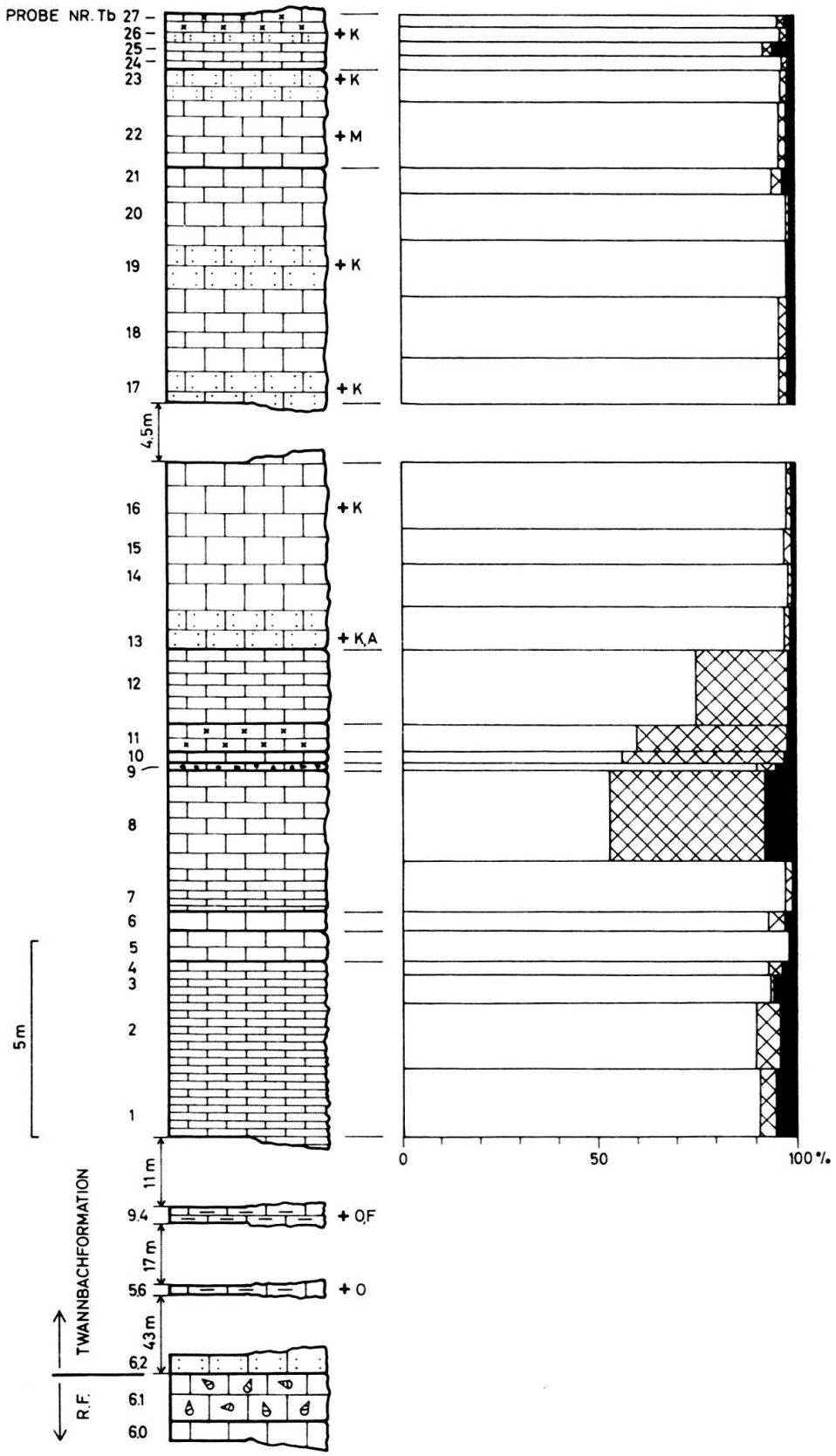


Fig. 4. Profil Twannbach (Tb) (Legende siehe Fig. 5).

12.	1,9 m	Beiger, kryptokristalliner, dolomitischer Kalk, kreidig verwitternd; plattig bis dünnbankig.
13.–16.	4,8 m	Beiger bis graubeiger, kryptokristalliner und arenitischer Kalk; bankig bis dickbankig. *Coprolithus* sp. (bis 20 % Anteil am Gestein).

Die folgenden 4,5 ± 0,5 m sind nicht aufgeschlossen.

17.–21.	6,0 m	Grau- bis bräunlich-beiger, arenitischer und mikro-bis kryptokristalliner Kalk; dünnbankig bis bankig. *Coprolithus salevensis* PARÉJAS 1948.
22.–23.	2,5 m	Hellbeiger bis beiger, arenitischer und kryptokristalliner Kalk; dünnbankig bis bankig. *Coprolithus* sp., Schalentrümmer von Mollusken.
24.–27.	1,4 + x m	Hellgrauer bis grauer, z. T. krypto-, mikro-, makrokristalliner und arenitischer Kalk; plattig bis dünnbankig. *Coprolithus salevensis* PARÉJAS 1948.

Dach des Profils: Koord. 578.280/215.900.

Aus zwei mergeligen Lagen konnten in der Twannbachformation Mikrofossilien isoliert werden:

Probe Tb 5.6:	Koordinaten 577.880/216.320; 43 ± 2 m über der Grenznerineenbank. *Macrodentina* (*M.*) *klingleri* MALZ.
Probe Tb 9.4:	Koordinaten 578.040/216.025; 60 ± 3 m über der Grenznerineenbank, entspricht Horizont Bn 18 im Profil Burgfluh (Bn). Brackische bis marine nicht genau identifizierbare Ostrakoden.

Profil Burgfluh, neuer Steinbruch (Bn)

Steinbruch nördlich der Burgfluh ob Twann, LK-Blatt 1145, Koord. 578.775/216.530.

10.	x + 4,0 m	Graubeiger, dunkelgelb gefleckter, kryptokristalliner Kalk; plattig bis bankig. Vereinzelte Schalentrümmer von Mollusken.
11.	0,4 m	Hellgrau-beiger, feinbrekziöser, kalkiger Dolomit mit kryptokristalliner Grundmasse, kreidig verwitternd.
12.	2,7 m	Graubeiger, dunkelgelb gefleckter, kryptokristalliner Kalk; plattig bis dünnbankig.
13.	0,45 m	Hellbeiger, arenitischer Kalk. Milioliden, Schalentrümmer von Mollusken.
14.	6,2 m	Graubeiger, dunkelgelb gefleckter, mikrokristalliner Kalk; plattig bis bankig. Schalentrümmer von Mollusken.
15.	0,3 m	Hellbeiger, kryptokristalliner, harter, kalkiger Dolomit, kreidig verwitternd, zuoberst zwei graugrünliche Mergelbändchen von max. 1 cm Dicke. Die Mergel enthalten vereinzelte, schlecht erhaltene, nicht näher bestimmbare brackische bis marine Ostrakoden.
16.	2.0 m	Graubeiger, dunkelgelb gefleckter, mikro- bis kryptokristalliner dolomitischer Kalk; dünnbankig.
17.	3,9 m	Beiger, kryptokristalliner, leicht zoogendetritischer, harter Kalk; bankig bis dickbankig. Milioliden, kleine Gastropoden, Schalentrümmer von Mollusken und Echiniden.
18.	0,25 m	Beiger, von dunkelgelben, regellosen Mergellagen durchzogener Kalk. Echiniden-Stacheln, unbestimmbare Ostrakoden. Diese Schicht entspricht Tb 9.4 des Profils Twannbachschlucht.
19.	1,6 m	Graubeiger, kryptokristalliner Kalk, von dünnen, grünlichen Tonhäuten durchzogen, plattig.
20.	7,0 + x m	Beiger bis graubeiger, kryptokristalliner, z. T. arenitischer Kalk, von grünlichen Tonhäuten durchzogen; bankig bis dickbankig. Milioliden, kleine Gastropoden, Schalentrümmer von Mollusken und Echiniden.

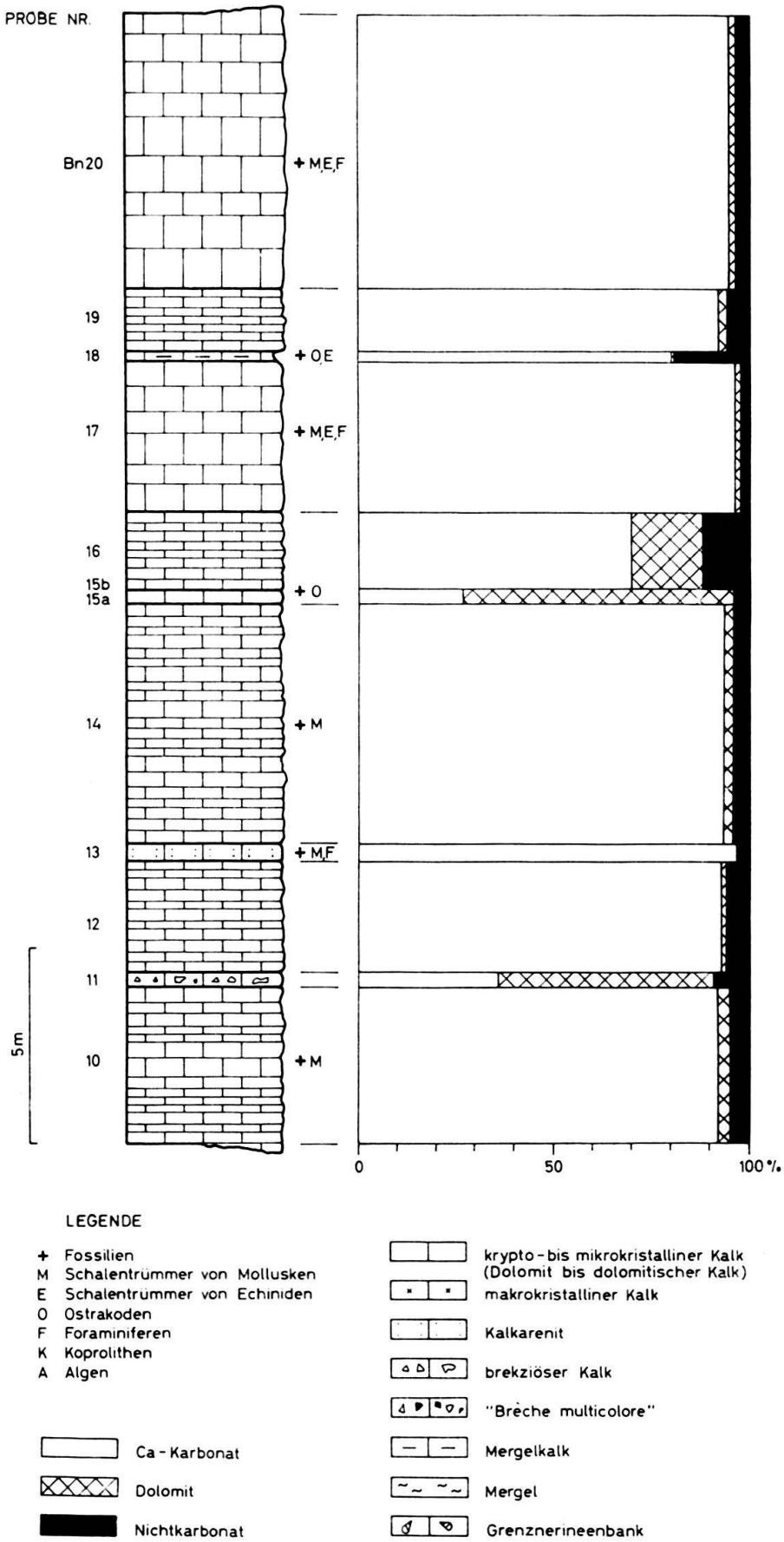


Fig. 5. Profil Burgfluh, neuer Steinbruch (Bn). Legende gültig für Fig. 4 und 5.

Profil Burgfluh, alter Steinbruch (Bu)

Steinbruch nordwestlich der Burgfluh ob Twann, LK-Blatt 1145, Koord. 578. 720/216.440. Fortsetzung von Profil Bn (Lücke zwischen Bn 20 und Bu 1: 2 ± 1 m).

Twannbachformation:

1.	x + 0,7 m	Graubeiger, dunkelgelb gefleckter, kryptokristalliner Kalk, z. T. von sehr feinen, grünlichen Tonhäuten durchzogen; schlecht gebankt, plattig bis dünnbankig. Milioliden, Schalentrümmer von Mollusken und Echiniden.
2.	0,02 m	Dunkelgelbe, mergelige Lage; steril.
3.	2,1 m	Graubeiger, dunkelgelb gefleckter, kryptokristalliner Kalk, von unregelmässigen, grauoliven, feinen Tonlagen durchzogen; schlecht gebankt, plattig bis dünnbankig. Milioliden, Schalentrümmer von Echiniden und Mollusken.
4.	0,001–0,005 m	Graue, mergelige Lage.
5.	0,85 m	Graubeiger, dunkelgelb gefleckter, kryptokristalliner Kalk, teilweise mit schwarzen undeutlichen Dendriten; gut blätterig aufspaltbar, dünnplattig bis dünnbankig.
6.	0,2 m	Graubeiger, dunkelgelb gefleckter, kryptokristalliner Kalk, z. T. mit schwarzen Dendriten; schlecht gebankt, plattig bis bankig. Vereinzelte Schalentrümmer von Mollusken.

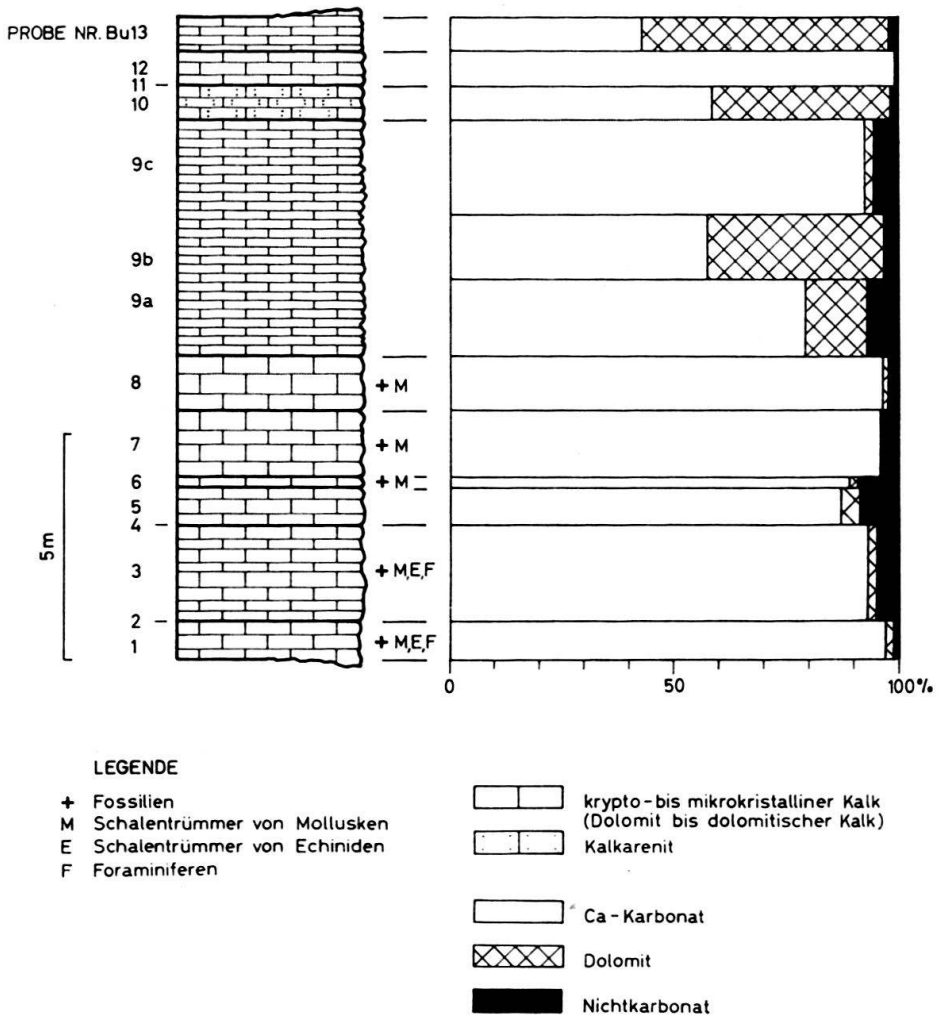


Fig. 6. Profil Burgfluh, alter Steinbruch (Bu).

8.	1,2 m	Graubeiger, dunkelgelb gefleckter, kryptokristalliner Kalk; bankig. Vereinzelte Schalentrümmer von Mollusken.
9a–9c	5,3 m	Graubeiger, dunkelgelb gefleckter, kryptokristalliner Kalk bis dolomitischer Kalk, blättrig bis dünnbankig.
10.	0,8 m	Grauer, dunkelgelb gefleckter, arenitischer, dolomitischer Kalk; dünnbankig.
11.	0,02 m	Dunkelgelbe Mergellage, steril.
12.	0,7 m	Beiger, dunkelgelb gefleckter, kryptokristalliner Kalk, z. T. mit schwarzen Dendriten; plattig bis dünnbankig.
13.	0,8 + x m	Beiger, kryptokristalliner, harter, kalkiger Dolomit, hellgrau-weiss, kreidig anwitternd, z. T. mit schwarzen Dendriten; dünnplattig bis plattig.

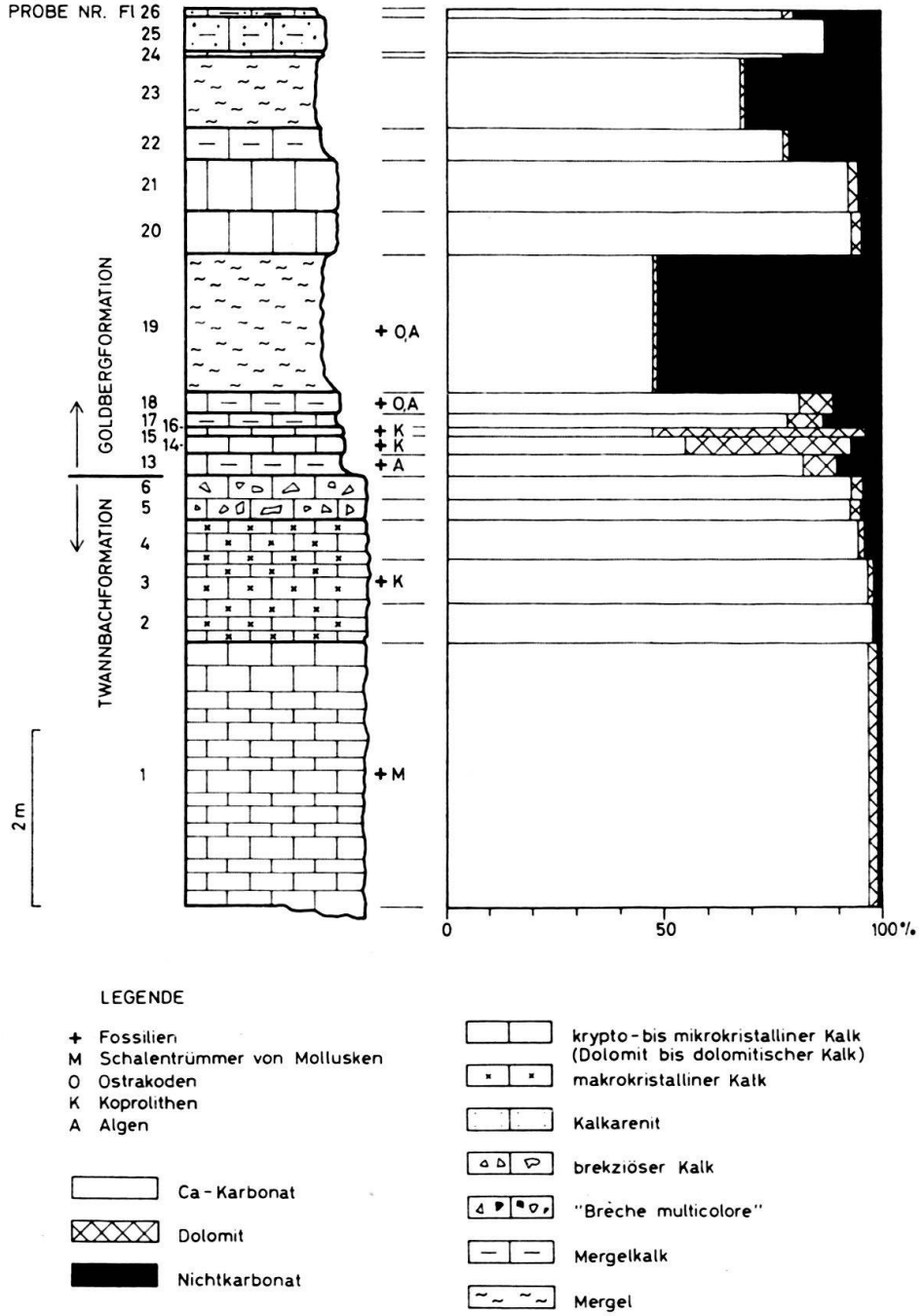


Fig. 7. Profil Fluhrebe (Fl).

Profil Fluhrebe (Fl)

Weganschnitt und alter Steinbruch zwischen Tüscherz und Wingreis, LK-Blatt 1145, Koordinaten 580.850/217.780.

Twannbachformation (Weganschnitt):

1.	x + 3,0 m	Hellbeiger, kryptokristalliner Kalk; plattig bis bankig. Schalentrümmer von Mollusken, möglicherweise von Ostrakoden.
2.–4.	1,4 m	Dunkelgrauer, gegen unten allmählich heller werdender makro- z. T. mikrokristalliner, harter Kalk; plattig bis dünnbankig. *Coprolithus salevensis* PARÉJAS 1948.
5.–6.	0,5 m	Harte Brekzie mit Komponenten aus dunkelgrauem, makrokristallinem und dunkelgelbem mikrokristallinem Kalk, nach oben gelbe, gegen unten graue Bestandteile vorherrschend, Quarzgehalt bis zu 3 %.

Fortsetzung des Profils: Abschnitt 4.2.1 Profil Fl.

Dolomitgehalt

Wie die Karbonatbestimmungen zeigen, besteht der Begriff «Dolomies portlandiennes» für die obere Twannbachformation in unserem Untersuchungsgebiet zu Unrecht. Nebst zwei geringmächtigen, kalkigen Dolomitbänken im mittleren Teil der Twannbachformation und einer 20–30 m unterhalb der Obergrenze liegenden dolomitischen Kalkzone, treten nur Kalke mit meist weniger als 5 % Dolomitgehalt auf. – Zwei Analysen von E. FREI (1925, 21) aus dem südöstlichen Neuenburger Jura, sowie einige Bestimmungen durch P. A. ZIEGLER (1956, 13) aus dem Vallon de St. Imier ergaben für den oberen Teil der Twannbachformation meist Dolomitgehalte unter 10 %. – Wir möchten daher anregen, die Bezeichnung «Dolomies portlandiennes» fallen zu lassen.

Am frischen Handstück ist der dolomitische Charakter nicht zu erkennen; dagegen besitzen sämtliche kreidig anwitternden Horizonte einen Dolomitgehalt von mindestens 20 %. Wie die Dünnschliffuntersuchungen zeigen, tritt der Dolomit nicht in Form von grösseren Sammelkristallen auf, sondern granoblastisch, krypto- bis mikrokristallin der Grundmasse entsprechend. Idiomorphe Kristalle sind keine erkennbar. – Es ist anzunehmen, dass die Dolomitisierung früh- bis spätdiagenetisch, metasomatisch erfolgt ist (P. und F. NIGGLI 1952, 445; F. J. PETTIJOHN 1956, 421). Eine den metasomatischen Vorgang begünstigende Anreicherung von Magnesiumionen erfolgt durch Verdunstung von Meerwasser in abgeschlossenen Becken (P. und F. NIGGLI 1952, 445). Die dolomitischen Zonen in der Twannbach- und an der Basis der Goldbergformation könnten daher möglicherweise vier lagunäre Phasen darstellen. Das Auftreten der nichtmarinen, dolomitarmen «Brèche multicolore» Tb 9 inmitten einer dolomitischen Zone und die biofaziellen Ergebnisse sprechen für diese Annahme.

Lithofazieller Überblick

Wie aus den Detailaufnahmen ersichtlich ist, lassen die lithologischen Verhältnisse in unserem Untersuchungsgebiet keine Unterteilung der Twannbachformation zu. Der Calcaire âpre, eine sedimentäre Brekzie und der Calcaire saccharoïde, ein makrokristalliner Kalk, sind die einzigen Horizonte mit konstanter räumlicher Verbreitung. Sie nehmen die obersten zwei bis drei Meter der Twannbachformation ein.

Die Calcaires à plaquettes stellen keine lithostratigraphische Einheit dar. Die häufig blättrig aufspaltbaren, dünnplattigen Kalke können 20 bis 35 m unterhalb der Obergrenze einsetzen und als bis acht Meter mächtige Schichtpakete wiederholt bis zur Grenznerineenbank auftreten (vgl. z. B. Fig. 8).

Nur von lokaler Bedeutung dürfte der 0,2 bis 0,5 m mächtige dunkelgelbe Mergelkalkhorizont Tb 9 respektive Bu 18 sein. Im Gebiet der Twannbachschlucht bildet er eine willkommene Leitschicht. E. BAUMBERGER (1894, 188) fand darin *Thracia incerta* DESHAYES.

Verschiedentlich können in den untersten 35 m der Twannbachformation Bänke mit meist kleinen Nerineen auftreten. Eine derartige, 30 m über der Grenznerineenbank liegende Schicht, ist durch die gesamte Taubenlochschlucht zu verfolgen.

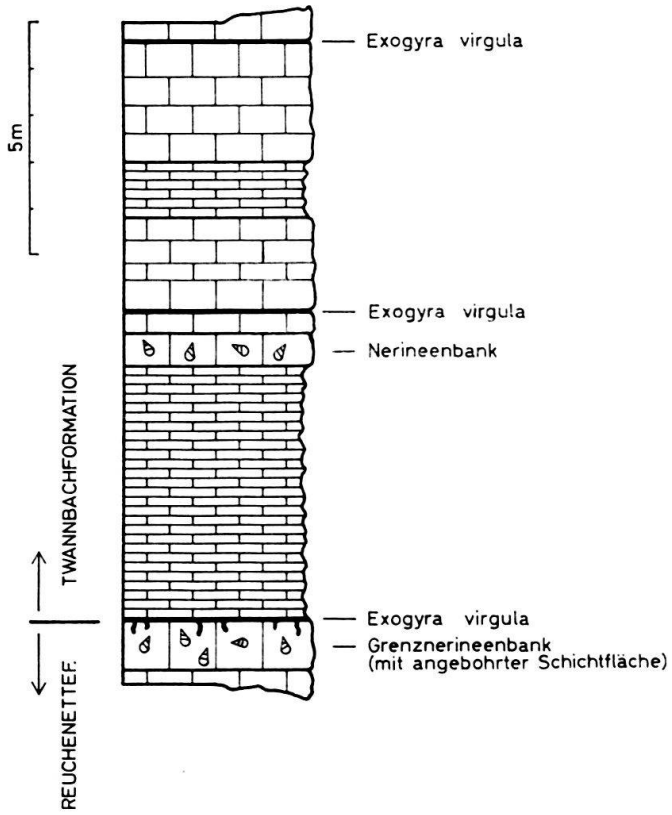


Fig. 8. Schichtfolge in der Grenzzone Reuchenette –/ Twannbachformation im Tüscherzwald (Koord. 581.740/218.890).

Besonders gut ist sie südlich Frinvillier (Koord. 586.310/223.910) ausgebildet. Eine ähnliche Schicht ist in der Twannbachschlucht ca. 25 m über der Grenznerineenbank zu beobachten. Sehr wahrscheinlich handelt es sich dabei um den von E. BAUMBERGER (1894, 188) festgestellten, gastropodenführenden, weissen Kalk.

Zur Verbreitung der dunkelgelb gefleckten Kalke gilt folgende allgemeine Regel: Die oberen 20 m der Twannbachformation sind beige bis graubeige gefärbt und ungefleckt, die darunter folgenden 50 m sind fast ohne Ausnahme gelbfleckig, die untersten 30 m weisen nur vereinzelt Gelbflecken auf. Der Ausdruck «Fleckenkalke» von K. RYNIKER (1923, 6) zur Bezeichnung der unteren Twannbachformation hat daher keinen lithostratigraphischen Wert.

Die eigentlichen Virgulamergel sind im Untersuchungsgebiet nicht ausgebildet. An ihrer Stelle treten teilweise millimeterdicke Schalenpflaster von *Exogyra virgula*, die an die untersten 15 m der Twannbachformation gebunden sind und öfters mehrere übereinanderliegende Horizonte bilden.

Ein Beispiel zur Schichtfolge in der Grenzzone Reuchenetteformation/Twannbachformation gibt vorangehendes schematisches Profil (Fig. 8) aus einem Wegeinschnitt im Tüscherzwald (LK-Blatt 1125, Koordinaten der Grenznerineenbank: 581.740/218.890).

Chronostratigraphische Stellung der Reuchenette-/Twannbachformation-Grenze

Am Jura-Kolloquium in Luxemburg (1962) konnte nicht entschieden werden, ob das Portlandien nach dem Typprofil in England mit *Zaraiskites albani* beginnen soll, oder der verbreiteten Gepflogenheit entsprechend (Tithonien, Volgien) mit *Gravesia gravesiana*. Im Anschluss an das Kolloquium wurde durch den Beschluss der britischen Kommission, das Portlandien mit *Gravesia gravesiana* beginnen zu lassen, die Frage entschieden.

In unserem Untersuchungsgebiet waren keine Ammoniten zu finden. Aus der Gegend Biel–Solothurn dagegen ist ein *Aulacostephanus* (*Pararasenia*) *quenstedti* Durand und eine *Gravesia* sp. bekannt (vgl. H. Thalmann 1965, Diss. Bern). Ersterer, der in der *Acanthicum*- und *Pseudomutabilis*-Zone auftritt, wurde nördlich von Solothurn im Steinbruch Bargetzi (LK-Blatt 1127, Koord. 607.150/230.000) ca. 20 m unterhalb der Grenznerineenbank gefunden. Die *Gravesia* stammt aus einer ca. 35 m über der Grenznerineenbank liegenden Schicht nördlich von Bözingen (LK-Blatt 1126, Koord. 586.890/222.770). Einen weiteren stratigraphischen Hinweis gibt uns *Macrodentina* (*M.*) *klingleri* Malz aus dem 43 $\pm$ 2 m über der Grenznerineenbank liegenden Horizont Tb 5.6 (vgl. Profil Tb, Fig. 4). Dieser Ostrakode ist für das Untere Portlandien leitend (H. J. Oertli, persönl. Mitteilung).

Auf Grund dieser Leitfossilien muss demnach die Grenze Reuchenette-/Twannbachformation im Grenzbereich «Kimmeridgien/Portlandien» (d. h. *A. autissiodorensis*/*G. gravesiana*) liegen. Weitere paläontologische Untersuchungen im zentralen Jura dürften möglicherweise eine noch genauere Korrelation ermöglichen.

1.2 Untere Kreide

1.2.1 Bisherige Untersuchungen

«Purbeckien»

Ch. Lory (1857, 2) beobachtet als erster die zwischen dem Valanginien und «Portlandien» liegenden Süsswasserschichten in der Gegend des Bielersees. V. Gilliéron (1865, 36) und J. B. Greppin (1867, 97) stellen das Fehlen der gipsführenden Zone in den inzwischen mit «Purbeckien» benannten Ablagerungen (vgl. Abschnitt 4.1) fest. Letzterer beschreibt von Riedli und Tüscherz folgende Makrofossilien: «*Physa wealdiana* Coq., *Planorbis lory* Coq., *Valvata helicoides* Forb».

G. Maillard (1884, 7) beschreibt das «Purbeckien» als eine 12–13 m mächtige nicht gliederbare, litorale Ablagerung. Ihm verdanken wir das erste Detailprofil aus

unserem Untersuchungsgebiet (Profil Riedli). Nebst den von J. B. GREPPIN genannten Fossilien findet G. MAILLARD an denselben Lokalitäten: «*Corbula forbesi* de LOR., *Lucina* cf. *plebeia* CONTEJEAN, *Megalostoma* sp. nov., *Cyrena*». Aus der Sammlung von V. GILLIÉRON bestimmt er zusätzlich: «*Cypris purbeckensis*, *Chara jaccardi*, *Lioplax* sp., *Megalostoma loryi* DE LOR.».

1888 findet H. ISCHER (L. ROLLIER 1888b, 165) einen silifizierten Baumstamm (Museum Schwab, Biel) beim Jägerstein nördlich Biel.

Zur Purbeckfazies bemerkt L. ROLLIER (1893, 112): «C'est une formation d'eau saumâtre d'une stérilité surprenante, remarqueable seulement par ses concrétions noires et par ses brèches».

Den Verlauf des «Purbeckien» zwischen Biel und Ligerz finden wir in der Karte von E. BAUMBERGER (1894, 148) eingezeichnet. In den basalen Schichten beobachtet er 1–1,5 mm grosse bipyarmidale Quarzkristalle, die nach G. MAILLARD (1884, 6) auftreten, wenn Gips fehlt. Die Mächtigkeit der «Purbecksedimente» wird von E. BAUMBERGER (1894, 48) mit 15–20 m angegeben. Ausser den bisher erwähnten Fossilien beschreibt er aus Riedli und Tüscherz: «*Planorbis coquandi*, *Bythinia sauthieri*».

K. RYNIKER (1923, 8) gibt zum «Purbeckien» folgende Beschreibung: «...reich an Kies und Sand, vermischt mit Konglomeratbänken und Mergeln, welche Ablagerungen wahrscheinlich von Wasserläufen mit starkem Gefälle herrühren».

Das Profil im Goldbergsteinbruch wird erstmals von A. CAROZZI (1948, 83) aufgenommen. Er beobachtet dabei in den meisten Schichten zahlreiche Ostrakoden und Characeen, sowie vereinzelte Dasycladaceen und Fucaceen. Folgende Spezies werden erwähnt: *Acicularia elongata* CAROZZI und *Eofucus fusiformis* CAROZZI.

F. BURRI (H. BARTENSTEIN und F. BURRI 1954, 426) bringt das von ihm erstmals beschriebene, über dem «Purbeckien» liegende Basiskonglomerat mit der unmittelbaren Nähe der «Transgressionsgrenze» «Purbeckien»/Valanginien in Zusammenhang.

Valanginien und Hauterivien

Nachdem 1828 A. DE MONTMOLLIN (1835, 49) als erster das Vorkommen basaler Kreide im Neuenburger Jura beobachtet hatte, hält er ihr Auftreten auch in der Gegend von Biel für wahrscheinlich. 1841 wird sie durch A. GRESSLY (1841, 247) mit Sicherheit zwischen Neuveville und Biel festgestellt. Auf Grund eines *Nucleolites* (*Catopygus*) *neocomensis* vermutet E. DÉSOR (1854, 7), dass die gelben Kreidekalke am Bielersee Valanginienalter besitzen.

Vermehrte Angaben über das Néocomien in unserem Untersuchungsgebiet vermittelt uns J. B. GREPPIN (1867, 103): Das Untere Valanginien tritt im Osten erstmals in Biel auf. Es bildet die zwei Kreidelappen nördlich und westlich der Stadt. Bis auf zwei Lücken bei Alfermée und Twann ist es sodann ununterbrochen bis nach Neuveville zu verfolgen. Das Obere Valanginien und die fossilreichen Hauterivienmergel reichen östlich bis nach Vingelz. Eine ausführliche Liste der Makrofossilien aus dem Unteren und Oberen Valanginien, sowie aus dem Hauterivien geben P. DE LORIOL und V. GILLIÉRON (1869, 116). Insgesamt werden über 50 Echiniden, Brachiopoden, Cephalopoden, Gastropoden und Pelecypoden angeführt.

Das scheinbare Fehlen der grauschwarzen Hauteriviensedimente östlich Twann begründen P. DE LORIOL und V. GILLIÉRON (1869, 112) durch litorale Sedimentationsverhältnisse im östlichen Bielerseegebiet. E. BAUMBERGER (1894, 160) entdeckt jedoch die dunkel gefärbten Schichten beim tiefen Umgraben in den Reben zwischen Wingreis und Twann.

Eine eingehende Beschreibung erfährt das Valanginien der Bielerseegegend durch E. BAUMBERGER (1894, 160). Das Untere Valanginien teilt er in die alternierenden Kalk- und Mergelschichten und den rein kalkigen Marbre bâtard ein. Für das Untere Valanginien (= Berriasien nach BAUMBERGER) gibt er (1903, 7) eine Mächtigkeit von 40–45 m, für das Obere Valanginien 6 m an. In den Haslen ob Twann und am Kapf wird eine über dem Marbre bâtard liegende 0,2–0,5 m mächtige Mergel- bis Mergelkalkschicht den Marnes d'Arzier gleichgesetzt, jedoch ohne ihre Zugehörigkeit mit Fossilien belegen zu können. An denselben Lokalitäten beobachtet E. BAUMBERGER im Übergang zum Hauterivien graue bis gelbe Bryozoenmergel (= Astieriaschicht). Aus dem Unteren Valanginien nennt er insgesamt 45 Echiniden-, Brachiopoden-, Gastropoden- (darunter *Natica leviathan*) und Pelecypoden-Arten; aus dem Oberen Valanginien werden 58 Makrofossil-Arten (darunter ein Cephalopode: *Ammonites thurmanni*) erwähnt, aus dem Hauterivien 46 (darunter verschiedene Cephalopoden-Arten).

Die gesamte Fauna der Unteren Kreide aus dem westschweizerischen Jura, insbesonders jedoch die Ammoniten werden durch E. BAUMBERGER (1903, 1905–1908, 1910) in sechs aufeinanderfolgenden Monographien beschrieben. J. H. BASCHONG (1921, 50) nennt aus der Gegend von Twann folgende Bryozoen: *Diastopora tubulosa* D'ORB. aus dem Valanginien und *Entalophora neocomiensis* D'ORB., *Spiropora verticillata* GOLDF., *Diastopora tubulosa* D'ORB., sowie *Heteropora arborea* K. und DUN. aus dem Hauterivien.

Ausser der sorgfältigen Detailkartierung von K. RYNIKER (1923) vermögen weitere Arbeiten (B. AEBERHARDT 1907, W. SCHUERER 1928, F. ANTENEN 1936) den eingehenden Untersuchungen BAUMBERGERS nichts mehr beizufügen.

Durch H. BARTENSTEIN und F. BURRI (1954, 426) werden erstmals in unserem Untersuchungsgebiet Mikrofossilien aus dem Valanginien bearbeitet. F. BURRI (1956, 613) verdanken wir die Aufnahme einer Anzahl sehr detaillierter Profile und die Bearbeitung folgender Rhynchonellen aus dem Hauterivien und Oberen Valanginien von Vingelz und Twann:

Sulcirhynchia valangiensis (DE LOR.)
Lamellaerhynchia desori (DE LOR.)
Lamellaerhynchia hauteriviensis BURRI
Plicarostrum hauteriviense BURRI
Plicarostrum aubersonense BURRI

Als *Feurtillia frequens* beschreibt W. MAYNC (1958, 1) eine neue Foraminiferen-Gattung und -Spezies aus der Mergel- und Kalk-Zone des Berriasien bei Twann. Aus dem Valanginien beim Gottstatterhaus gibt er (1959, 165) eine Beschreibung von *Pseudocyclammina lituus* (YOKOYAMA).

1.2.2 Goldbergformation («Purbeckien»)

Lythostratotyp

Definition: Die Goldbergformation ist eine lithostratigraphische Einheit, die die Schichten zwischen dem Calcaire âpre (unten) und dem Basiskonglomerat (oben) umfasst.

Typlokalität: Goldberg-Steinbruch, W. Biel, LK-Blatt 1125, Koord. 583.825/220.325.

An der Typlokalität sind die oberen 10,5 m mit dem hangenden Basiskonglomerat aufgeschlossen. Der untere Teil des Profils mit der Grenze zur Twannbachformation kann 4 Km SW vom Goldbergsteinbruch bei Fluhrebe (LK-Blatt 1145, Koord. 580.880/217.750) ergänzt werden.

Mächtigkeit: 14 ± 1 m

Detailbeschreibung: Siehe Abschnitt 4.2.1, Profil Go und Fl.

Verbreitung, lithofazieller Überblick

Die östlichsten Aufschlüsse der Goldbergformation im Jura liegen nördlich Biel (LK-Blatt 1126) beim Pasquart (vgl. Profil Pa, Abschnitt 4.2.1), SE Beaumont (Koord. 585.520/221.700) und hinter dem Gymnasium (Koord. 584.830/220.960). Da die Goldbergformation 2 Km SW von diesen Lokalitäten noch die volle Mächtigkeit besitzt, muss der Verlauf der ursprünglichen Sedimentationsgrenze weiter östlich von Biel angenommen werden.

Fig. 9. Goldbergsteinbruch, Typlokalität der Goldbergformation. Die vorwiegend massigen Kalkbänke der Mergel- und Kalk-Zone (rechts) werden von den teilweise stark auswitternden, weicheren Schichten der Goldbergformation abgelöst.

Die Goldbergformation verläuft am Südfuss der Seekette parallel zur Mergel- und Kalk-Zone des Berriasien, die die darunterliegenden weichen Schichten vor Erosion bewahrt hat. Bezeichnenderweise kann daher der Übergang zur Mergel- und Kalk-Zone an zahlreichen Stellen beobachtet werden: Pasquart, Gymnasium, Riedli, Goldberg, Rusel, Fluhrebe, Twann-Schützenhaus; die Grenze zur Twannbachformation dagegen nur bei Fluhrebe (vgl. Abschnitt 4.2.1, Profil Fl).

Die Goldbergformation besteht aus wechsellagernden, bunten, vorwiegend grau getönten Mergeln, Mergelkalken und Kalken. Wie die Karbonatanalyse eines durchgehenden Profils zeigt (Fig. 10), treten diese Gesteine etwa zu gleichen Teilen auf. Tonige Mergel sind eher selten, reine Tone konnten nicht nachgewiesen werden.

Dolomitische Gesteine kommen nur an der Basis vor (vgl. Profil Fl, Abschnitt 1.1.3). Unser Untersuchungsgebiet liegt demnach in der «domaine des couches dolomitiques inférieures» (A. Carozzi 1948, 10), die bipyramidale Quarzkriställchen (vgl. Abschnitt 4.3.2) und keine Gipseinlagerungen (vgl. Abschnitt 4.3.1) führt.

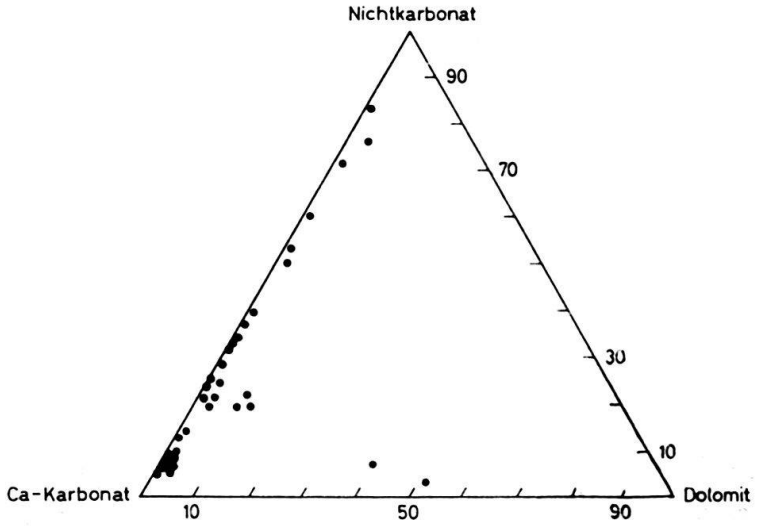


Fig. 10. Anteil Ca-Karbonat, Dolomit, Nichtkarbonat in der Goldbergformation. 35 Analysen aus einem durchgehenden Profil.

Besonders charakteristisch für die Goldbergformation sind die zahlreichen Cailloux noirs führenden Horizonte, die jedoch wie sämtliche andern Schichten, eine sehr beschränkte laterale Ausdehnung besitzen. So können z. B. die 250 m auseinanderliegenden Profile Riedli (Ri) und Goldberg (Go) nicht Schicht für Schicht korreliert werden Eine Ausnahme bildet der Knollenhorizont, eine 1,8–0,5 m mächtige (Mächtigkeitsabnahme gegen Westen), mergelkalkige, knollig anwitternde Schicht unterhalb des Basiskonglomerates, die sich über eine Strecke von 9 Km, d. h. von Pasquart bis nach Twann verfolgen lässt.

1.2.3 Valanginien

(Mergel- und Kalk-Zone des Berriasien einbezogen, vgl. Tab. 1)

Unteres Valanginien: Verbreitung, lithofazieller Überblick

Die Schichten des Unteren Valanginien können getrennt durch erosive Unterbrüche beim Pasquart, beim Pavillon Römer, bei Alfermée und Fluhrebe, dem Südfuss der Seekette entlang von Biel bis nach Twann verfolgt werden. Nördlich

der Antiklinale blieben sie im Jorat vor der Erosion verschont. Der östlichste, anstehende Valanginienaufschluss im Jura liegt im Bahneinschnitt nördlich Biel (Koord. 585.750/221.820). Vollständig ist die Gesteinsserie des Unteren Valanginien nur im Gebiet bei Vingelz und Twann, sowie möglicherweise im Jorat erhalten. Da nirgends ein durchgehendes Profil aufgeschlossen ist, und der oberste Teil des Marbre bâtard im allgemeinen fehlt, kann die Mächtigkeit nur annähernd mit 40 ± 5 m angegeben werden.

E. Baumberger (1901, 14) hat das Untere Valanginien in eine Kalkzone des Marbre bâtard (oben) und in eine Zone der oolithischen Mergel und Kalke (unten) aufgeteilt. Da über der Goldbergformation sowohl arenitische, kryptokristalline und oolithische Kalke auftreten (Abschnitt 4.5) sollte die Bezeichnung «oolithisch» vermieden werden; da zudem die Grenze Marbre bâtard/alternierende Mergel und Kalke sehr fluktuierend verläuft (Fig. 35), kommt den beiden Einheiten nur fazielle Bedeutung zu.

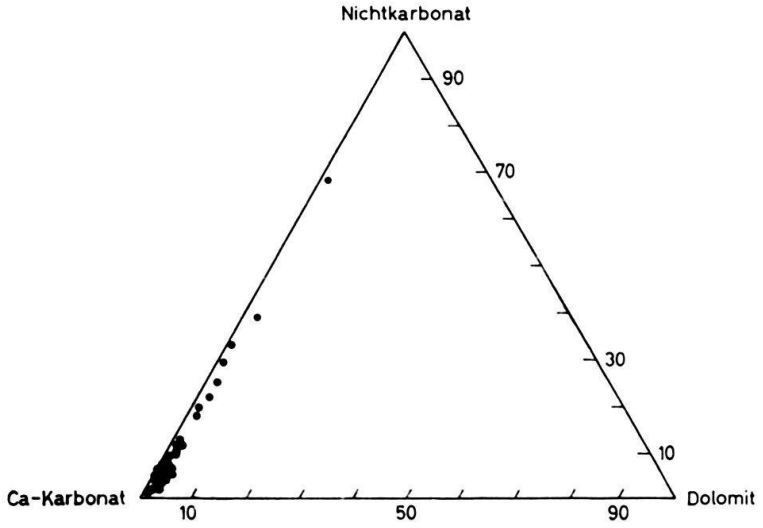


Fig. 11. Anteil Ca-Karbonat, Dolomit, Nichtkarbonat aus der Mergel- und Kalk-Zone und dem Marbre bâtard. 32 Analysen aus einem durchgehenden Profil.

Die Mergel- und Kalk-Zone setzt in unserem Untersuchungsgebiet mit einer geröllführenden, mergeligen, 2–15 cm mächtigen Schicht, dem Basiskonglomerat ein. Seine Mächtigkeit, sowie die Grösse der dunkelgelb verwitterten, meist schlecht gerundeten Gerölle nimmt gegen SW langsam ab. Der Geröllduchmesser schwankt zwischen 15 cm (Riedli) und einigen Millimetern (Twann). Bei Twann ist das Basiskonglomerat nur noch schwach erkennbar, nördlich Ligerz ist es nicht mehr festzustellen. Es ist daher nur von rein lokaler Bedeutung, bildet jedoch in unserem Untersuchungsgebiet den einzigen Horizont von grösserer lateraler Ausdehnung.

Die meist gelbgefärbten, fleckigen Gesteine des Valanginien heben sich deutlich von denjenigen der Goldberg- und Twannbachformation ab. Wie die Karbonatanalyse eines durchgehenden Profils zeigt (Fig. 11), treten im Marbre bâtard und der Mergel- und Kalk-Zone keine dolomitischen Kalke auf. Der maximale Dolomitgehalt beträgt 3,5 %. Kalke sind bei weitem vorherrschend. Im allgemeinen nimmt die Mächtigkeit und die Anzahl der Mergeleinschaltungen in der Mergel- und Kalk-Zone

nach oben kontinuierlich ab. Die Grenze zum Marbre bâtard ist nach der stratigraphisch höchsten Mergellage zu ziehen, da jener die Bedeutung einer reinen Kalkfazies hat. Nicht selten erreichen die meist harten, gut gebankten Kalke des Marbre bâtard einen Karbonatgehalt von über 99 %.

Aufarbeitungshorizonte von rein lokaler Ausdehnung sind besonders in der Mergel- und Kalk-Zone verschiedentlich anzutreffen. Meist handelt es sich um dünne, brekziöse, geröllführende Lagen, die z. T. über angebohrte Dachflächen von Kalkbänken transgrediert sind.

Irgendwelche Leithorizonte, die eine Unterteilung des Marbre bâtard und der Mergel- und Kalk-Zone in formale stratigraphische Einheiten ermöglichen würden, treten nicht auf.

Die Schichten keilen entweder aus oder sind einem raschen lithofaziellen Wechsel unterworfen (vgl. Fig. 40).

Oberes Valanginien: Lithofazies, Verbreitung

Das Obere Valanginien besteht in unserem Untersuchungsgebiet aus den Marnes d'Arzier, dem Calcaire roux und den Bryozoenmergeln. Sein Vorkommen beschränkt sich auf die drei Gebiete: Roggeten-Twann, Chrostälchen und Vingelz.

Die basalen Marnes d'Arzier sind gegenwärtig nirgends aufgeschlossen. E. Baumberger (1903, 12 und 17) beobachtete bei Haslen und der Kapfplatte zwischen dem Marbre bâtard und dem Calcaire roux eine 0,2–0,5 m mächtige oolithische Mergel- bis Mergelkalkschicht. Ihrer stratigraphischen Lage entsprechend, wurde sie den Marnes d'Arzier gleichgestellt.

Der Calcaire roux besteht aus einem gelb- bis rostbraunen, eisenschüssigen, arenitischen Kalk. Teilweise ist er ausgesprochen zoogendetritisch aus Mollusken- und Echinodermenschill aufgebaut. Gegen das Hauterivien hin werden die arenitischen Körner immer stärker limonitisiert und bestehen in der obersten Schicht ausschliesslich aus Limonit. Der Calcaire roux kann daher in eine spätige und limonitische Fazies unterteilt werden. Nicht selten treten in der limonitischen Fazies bis 5 mm grosse Bohnerzkörner auf. Eine Eisenbestimmung ergab einen Gehalt von 21 % Fe_2O_3. Glaukonit kommt nicht vor. Wie im Unteren Valanginien sind die Schichtflächen teilweise von Lithophagen angebohrt.

Am besten, d.h. mit einer Mächtigkeit von ca. 2 m ist der Calcaire roux bei Roggeten (Koord. 580.520/217.500) aufgeschlossen. Zahlreiche meist sehr kleine Aufschlüsse liegen am Waldrand ob Vingelz. In Vingelz selbst wird der Calcaire roux wiederholt durch Baugruben angeschnitten. Die einst ausgezeichneten Aufschlüsse (E. Baumberger 1903, 12 und 17) bei der Kapfplatte (Koord. 578.990/216.300) und bei Haslen ob Twann (Koord. 578.630/216.230) sind zum grossen Teil zugeschüttet. Im Tälchen oberhalb Chros kann der Calcaire roux zurzeit an drei Stellen beobachtet werden. Ein weiterer Aufschluss liegt an der Strasse Twann–Gaicht (Koord. 579.170/217.000). Obwohl der Calcaire roux auf weite Strecken verdeckt ist, kann er besonders im Rebgebiet bei Twann gut verfolgt werden. Seine obersten, stark eisenschüssigen Schichten geben dem Humus eine braunrote Farbe, die von der angrenzenden, durch die Hauterivienmergel gelb gefärbten tonigen Erde deutlich absticht.

Die von E. BAUMBERGER (1903, 13 und 18) beschriebenen Bryozoenmergel bei der Kapfplatte und bei Haslen dürften den «Astieriamergeln» oder der Couche de Villers im Kt. Neuenburg entsprechen (F. BURRI 1956, 608). Heute ist die ca. 5 cm mächtige Lage (E. BAUMBERGER 1903, 13) nicht mehr zu beobachten.

Nach den gegenwärtigen Aufschlussverhältnissen kann für das Obere Valanginien in der Gegend von Twann eine Mächtigkeit von mindestens 4,5 m angegeben werden. Nach den Detailprofilen von E. BAUMBERGER (1903, 18) beträgt sie 6 m.

1.2.4 Hauterivien

Gliederung

Das Hauterivien lässt sich lithologisch in vier Schichtglieder unterteilen:

d) Zone der Pierre jaune de Neuchâtel (oben)
c) Mergel- und Kalk-Zone
b) Knollenmergel-Zone
a) Mergel-Zone (unten)

Eine scharfe Grenze zwischen den einzelnen Einheiten besteht meistens nicht. In einem durchgehenden Hauterivien-Profil sind jedoch die Schichtglieder gut erkennbar und auseinanderzuhalten (vgl. Profil Va, Abschnitt 4.2.1). Eine ähnliche Einteilung verwendete E. BAUMBERGER (1901, 28).

Lithofazies, Verbreitung

Das gesamte Hauterivien besteht ausschliesslich aus detritischen, glaukonit- und quarzführenden Sedimenten, die nach oben hin kalkreicher werden.

Die unteren beiden Schichtglieder a) und b) (Mergel-Zone und Knollenmergel-Zone) besitzen primär eine dunkelgraue Farbe, die durch sehr fein verteilten Pyrit bedingt ist. Durch die Verwitterung wird der Pyrit oxydiert, was den Mergeln und Mergelkalken eine intensiv gelbe bis dunkelgelbe Farbe verleiht (vgl. Abschnitt 4.3.2). Mergel und Knollenmergel haben in unserem Untersuchungsgebiet annähernd die gleiche Verbreitung wie das Obere Valanginien (Roggeten-Twann, Chrostälchen und Vingelz). In Vingelz, wo das östlichste anstehende Hauterivien im schweizerischen Jura liegt, werden die untersten Schichten durch Baugruben angeschnitten (Koord. 583.400/220.070). Ein weiteres Vorkommen liegt im Weg des Tälchens oberhalb Chros (Koord. 579.180/216.980).

Das Schichtglied der Mergel- und Kalk-Zone c) besteht aus alternierenden Mergellagen und Kalkbänken. Die häufig leicht mergeligen Kalke enthalten teilweise im unteren Teil grüne konkretionäre Bildungen von Glaukonit. Ursprünglich ist ihre Farbe an der Basis grau bis graubeige, meist sind sie jedoch oxydativ verfärbt und besitzen die intensiv gelbbraune Färbung der oberen Schichten. Die Mergel- und Kalk-Zone finden wir bei Roggeten (Koord. 580.550/217.510) und beim östlichen Dorfeingang von Twann (Koord. 578.950/216.090) aufgeschlossen.

Die Pierre jaune de Neuchâtel d) besteht, wie die Kalke der unteren Schichtglieder, aus gelbbraunen, harten, zoogendetritischen Kalken. Der Detritus besteht vorwiegend aus feinem Echinodermenschill. Auffallend ist der meist hohe Quarzgehalt, dessen Anteil 6 % des Gesteins übersteigen kann. Kieselknollen oder ausgesprochene Schillhorizonte, wie sie bei Le Landeron auftreten (F. BURRI 1956, 621),

konnten im einzigen Aufschluss (Dorfeingang Twann, Koord. 578.950/216.090) in unserem Untersuchungsgebiet nicht beobachtet werden. Östlich von Twann dürfte die Pierre jaune de Neuchâtel nicht mehr vorkommen.

Die reliktischen Hauterivien-Vorkommen und die schlechten Aufschlussverhältnisse am Bielersee verunmöglichen genaue Mächtigkeitsangaben. Die untersten drei Schichtglieder (a bis c) dürften jedoch 20 m nicht überschreiten.

1.3 Obere Kreide

1.3.1 Bisherige Untersuchungen

Das Cénomanien wird in unserem Untersuchungsgebiet erstmals beim Ried ob Biel durch V. Gilliéron (A. Gressly 1864, 9; J. B. Greppin 1867, 110) festgestellt. Die Mächtigkeit des aufgeschlossenen Cenomankalkes wird mit 12 m angegeben (P. de Loriol und V. Gilliéron 1869, 109). Als einziges Fossil findet V. Gilliéron «*Holaster subglobosus*». 37 Schritte vom Aufschluss entfernt beobachtet er jurassische Schichten und vermutet, dass das Purbeckien dazwischen wohl kaum Platz habe. L. Rollier (1893, 132) nimmt als Unterlage Portlandien an. Später, bei offenbar sehr günstigen Aufschlussverhältnissen, beobachtet B. Aeberhardt (1907, 11) als Liegendes braune, oolithische Valanginienkalke.

Ein weiteres Cenomanvorkommen wird von E. Baumberger (1894, 13) am Franzosenweg ob Alfermée beschrieben. In den 4–5 m mächtigen, rosafarbig angehauchten Kalken findet er «*Inoceramus cuvieri* d'Orb., *Terebratula biplicata* Sow.» und Fragmente einer Pectenspezies. Nebst den typischen Cenomankalken beobachtet E. Baumberger gelblich bis weisses Gestein, sowie rötlich bis violett gefärbte Mergelkalke. Als Unterlage des Cenomans wird Unteres Valanginien angenommen. – An derselben Lokalität weist O. Renz (1936, 545) erstmals im schweizerischen Jura Maestrichtien nach. Er stellt fest, dass die Cenomankalke nicht in normalen Schichten auftreten, sondern als ein fest gepacktes Agglomerat kantengerundeter Brocken bis zu 4 m Durchmesser (H. Anderegg 1941, Tf. XI), daneben kommen untergeordnet kleinere Komponenten von bräunlichem Maestrichtien-Kalk vor. Die Grundmasse wird von umgelagreten Cenoman-Mergeln gebildet. Ein drittes Gestein, das als Füllmasse in karrigen Löchern des Maestrichtien und als kleine isolierte Brocken im Agglomerat auftritt, zeigt den Habitus eines Süsswasserkalkes. Sein stratigraphisches Alter wird mit Alttertiär, möglicherweise Eocaen, angegeben.

Das Cénomanien-Maestrichtien-Vorkommen wird durch O. Renz und A. Buxtorf (O. Renz 1936, 564) als eine Tasche im Marbre bâtard, ähnlich den sogenannten Hauterivientaschen gedeutet. Unter der Leitung von H. Anderegg (1941, Tf. XI) wird das Vorkommen auf eine Länge von 35 m aufgegraben, wobei im Cénomanien ein *Acanthoceras* gefunden wird.

1.3.2 Cénomanien und Maestrichtien

Den ausgezeichneten Ausführungen von O. Renz (1936, 545) über die Cénomanien- und Maestrichtien-Sedimente am Franzosenweg (Koord. 582.090/218.985) ist nichts beizufügen. Auf die anomale Lagerung dieses Gesteinsverbandes wird im Abschnitt 2.3 eingegangen.

Ein weiteres Cenoman-Vorkommen konnte in einer Baugrube in Alfermée (Koord. 582.030/218.630) entdeckt werden: Auf einer Aufschlussfläche von ca. 2 m² trat

eine wirr gelagerte Kalkbrekzie, ähnlich derjenigen am Franzosenweg, zutage. Die vollständig kalkige Grundmasse zeigt eine für das Cénomanien typische rötliche Farbe. Die eingelagerten, meist eckigen, gelblich-hellgrau gefärbten Komponenten von 0,1–60 cm Durchmesser unterscheiden sich nur durch ihre Farbe von der Grundmasse. Im Dünnschliff sind die beiden kryptokristallinen Globigerinen und Globotruncanen führende Oligosteginenkalke («Fissurinenkalke») nicht auseinanderzu halten. In einer 20 m nördlich vom Aufschluss entfernten Baugrube konnte der Calcaire âpre festgestellt werden. Berücksichtigt man das Einfallen der Schichten, so kann mit Sicherheit angenommen werden, dass das Liegende durch die obersten Schichten der Twannbachformation gebildet wird.

Der seit Jahrzehnten verschollene Cenoman-Aufschluss beim Ried konnte dank einer alten Etikette zu einem Handstück (datiert 1907, Coll. Geol. Institut ETH, Zürich) von L. Rollier, die mir freundlicherweise von H. P. Lutherbacher (Basel) vermittelt wurde, wieder aufgefunden werden. Eine vorläufige Notiz über dieses Vorkommen hat der Verfasser im Bull. Ver. Schweiz. Petrol.-Geol. u. -Ing., Vol. 30, Nr. 79, Seite 65 bis 68 veröffentlicht.

Der Aufschluss liegt beim Koordinatenpunkt 585.775/221.930 (LK-Blatt 1126) am Berghausweg. Sein Ausmass beträgt heute noch 3 m Länge und maximal 0,4 m Höhe; seitlich und oben wird er durch eine Gartenmauer, unten durch eine Asphaltstrasse begrenzt.

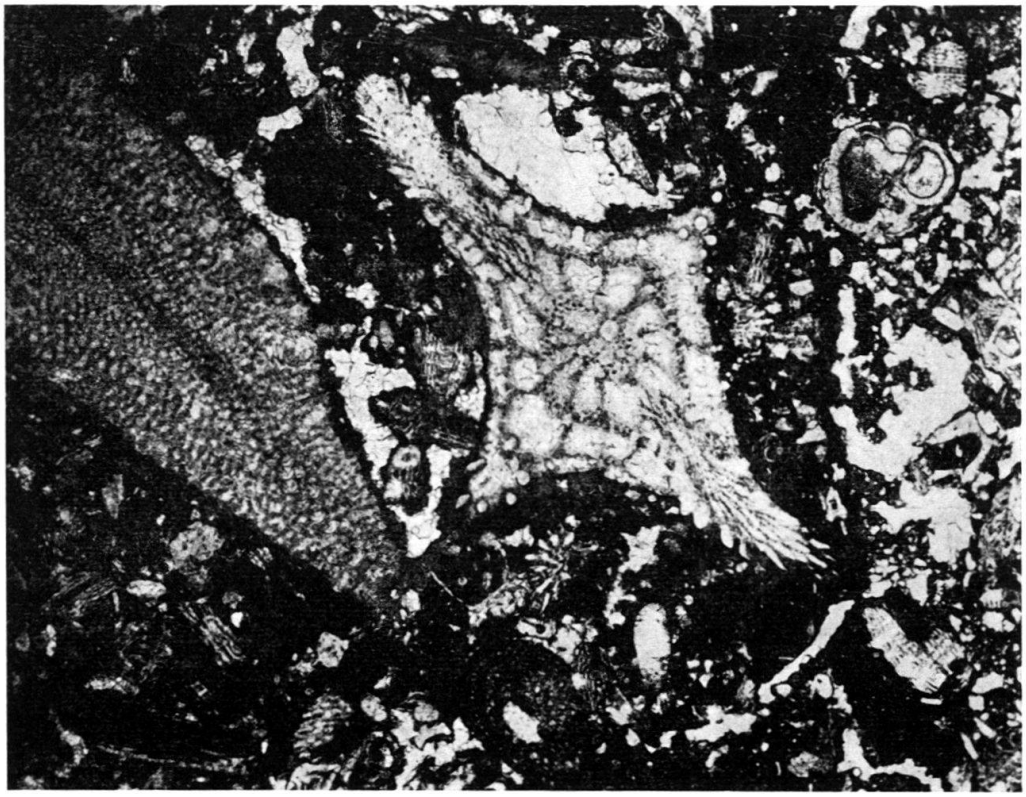


Fig. 12. Zoogendetritischer Maestrichtien-Kalk aus dem Vorkommen N Biel. (Vergrösserung 17 ×)
Links: Lepidorbitoides (schräger Schnitt)
Mitte: Siderolites calcitrapoides (Lam.)
Mitte unten: Bryozoe
Rechts oben: Embryonalapparat von Orbitoides (Simplorbites) gensacicus (Leymerie).

Das Cénomanien ist rein kalkig, ungeschichtet, leicht zerklüftet (Haarrisse) und knollig angewittert. In der Aufschlussmitte treten vier braungelbe, mit den Cénomanien-Kalken verwachsene, ziemlich eckige, harte Kalkbrocken hervor. Ihr Durchmesser schwankt zwischen 8 und 15 cm. Sehr wahrscheinlich handelt es sich um die von B. Aeberhardt (1907, 11) als «gelbe Konkretionen» beschriebenen Komponenten. In der Nordecke des Aufschlusses ist ein im Cénomanienkalk eingebettetes, ziemlich gut gerundetes, dunkelgraues «Kalkgeröll» von 7 cm Länge vorhanden.

Der ziemlich weiche, etwas kreidige, z. T. leicht brekziöse Cenomankalk ist von hellgrauer, teilweise auch rosa bis weinroter (lie de vin)-Farbe. Die Kluftflächen sind durch Einflüsse der Oxydation oft gelblich. Im Dünnschliff zeigt sich wiederum der typische dichte Oligosteginenkalk. Vereinzelt sind Globotruncanen und Lageniden erkennbar.

Die bereits erwähnten, beige bis braunen, etwas fleckigen, harten Kalkkomponenten weisen zahlreiche Querschnitte von Grossforaminiferen auf; sie sind dem Maestrichtien von Alfermée zum Verwechseln ähnlich. Die Untersuchung im Dünnschliff bestätigte die Identität. In grosser Zahl treten Orbitoiden, Lepidorbitoiden und Sideroliten auf (Fig. 12). Daneben besteht der ausgesprochen detritische Kalk vor allem aus Bruchstücken von Echiniden, Bryozoen, zahlreichen Foraminiferen und Megafossilien, seltener von Ostrakoden; vereinzelt treten auch Korallenreste auf.

Das dunkelgraue «Kalkgeröll» ist feindetritisch, weist jedoch ebenfalls identifizierbare Bruchstücke von Grossforaminiferen auf; als Besonderheit tritt hier *Microcodium* in sehr gutem Erhaltungszustand auf.

Der Kontakt zwischen dem Cénomanien- und Maestrichtien-Kalk ist meist scharf und zeigt selten eine Verwitterungsrinde; oft durchwachsen die beiden Gesteinsarten einander fingerartig. Eine Verkarstung des Cenomans vor der Transgression des Maestrichtien erscheint nicht ausgeschlossen.

Prof. Dr. M. Reichel (Geol. Pal. Institut Universität Basel) bestimmte folgende häufig auftretende Grossforaminiferen:

Siderolites calcitrapoides (Lam.)
Orbitoides media (d'Arch.)
Lepidorbitoides socialis (Leym.)

Daneben fand sich ziemlich selten:

Nummofallotia cretacea (Schlum.)

Omphalocyclus ist durch einige kleine Relikte vertreten, die jedoch nicht sicher bestimmbar sind.

Aus den Cénomanien-Kalken konnte *Rotalipora turonica* (Brotzen) bestimmt werden.

Das Liegende des Cenomans ist leider nicht sichtbar. Bei ungestörter Lagerung dürfte es jedoch durch die Goldbergformation oder möglicherweise durch die obersten Schichten der Twannbachformation gebildet werden. Da jedoch B. Aeberhardt (1907, 11) als Unterlage Valanginienkalk beobachtet hat, könnte eine Kreidetasche vorliegen. Auf Grund der ausgesprochen schlechten Aufschlussverhältnisse lässt sich jedoch nichts mit Sicherheit aussagen.

Litho- und biofaziell stimmen die reliktischen Cénomanien-Vorkommen am Bielersee sehr gut mit denjenigen von Cressier überein. Auch in dieser Lokalität ist das Cénomanien teilweise als Kalkbrekzie ausgebildet. *Microcodium*, das beim Ried an einer Stelle beobachtet werden konnte (Schliff R 6), kommt bei Cressier gesteinsbildend als Spaltenfüllung und in Form von Knollen vor. Da zudem in den Cenoman-Kalken am Bielersee *Rotalipora turonica* auftritt, können die Vorkommen aus unserem Untersuchungsgebiet mit den obersten Schichten bei Cressier korreliert und der oberen *Mantelliceras mantelli*-Zone zugeordnet werden (O. Renz, H. P. Lutherbacher, A. Schneider 1963, 1083).

1.4 Tertiär

1.4.1 Bisherige Untersuchungen

Über die Molasse in unserem Untersuchungsgebiet erhalten wir erstmals von B. Studer (1853, 319) einen Hinweis. Er nimmt in der Synklinale von Orvin eine Molassebedeckung an. Nach J. B. Greppin (1870, 243) ist die Talsohle vielmehr mit diluvialem Material angefüllt. Auf Blatt VII (J. B. Greppin 1870) finden wir die Molasse als Délémontien oder Untere Süsswassermolasse beim Zusammenfluss der beiden Wasserläufe unterhalb Orvin und am westlichen Eingang des Jorattales ausgeschieden. L. Rollier (1893, 156) vermutet unter dem Moränenmaterial keine nennenswerte Molassereste. Immerhin berichtet er von einem kleinen Molasseaufschluss zwischen Lamboing und dem Jorattal und von einem fraglichen Délémontienvorkommen oberhalb Orvin.

E. Baumberger (1894, 156) beobachtet zwischen Brüggli und Wingreis, sowie nördlich Twann glimmerreiche, graue, z. T. rötlich gefärbte sterile Sandsteine, die jedoch nur bei tieferem Graben zum Vorschein kommen. Nach L. Rollier (E. Baumberger 1894, 157) handelt es sich um Molasse alsacienne. E. Baumberger nimmt an, dass die Molasse am Südschenkel der Seekette direkt dem Hauterivien aufgelagert sein dürfte: möglicherweise könnte noch reliktisches Cénomanien dazwischen liegen. Siderolithische Spuren bemerkt er am Goldberg, beim Gottstatterhaus, in der Twannbachschlucht, bei Alfermée und Fluhrebe.

H. Schardt (1904, 105) schreibt den Ablagerungen beim Jorattal aquitanes Alter zu. K. Ryniker (1923, 15) betrachtet sie dagegen als stampische Süsswassermolasse.

1.4.2 Siderilothikum

Spuren der frühtertiären Festlandsperiode, Erosionsformen mit rötlicher Verwitterungsrinde und Kluftfüllungen mit siderolithischem Material lassen sich an verschiedenen Stellen beobachten (vgl. Karte); dagegen sind grössere Ablagerungen von Bolustonen und Quarzsanden selten.

Besonders zahlreich erscheinen siderolithische Verwitterungsprodukte nordöstlich von Biel, im Raume Bözingen, Ried, Falbringen und Beaumont. Die besten Aufschlüsse liefern dabei die zahlreichen Baugruben. Bei Beaumont (Koord. 585.530/221.700) wurde in der Goldberg- und Twannbachformation eine grössere Tasche

von bohnerzführendem Boluston angeschnitten. Wie an andern Stellen, vor allem aber bei Falbringen (Koord. 585.800/222.120) sind die Kalke der Twannbachformation infolge zirkulierender Lösungen restlos rekristallisiert (aber nicht silifiziert) und teilweise von Eisenoxyden rotfleckig imprägniert. Nicht selten wurden sie entlang von Klüften und Schichtflächen dermassen aufgelöst, dass heute an Stelle von Schichtverbänden isolierte, rundliche Kalkbrocken in einer roten, z. T. grünlichen, tonigen Grundmasse vorliegen. Eine grosse Linse von weinrot gefärbtem Bolus mit einer Länge von 15 m und einer durchschnittlichen Höhe von 0,7 m war für kurze Zeit ob Bözingen (Koord. 586.820/222.550) aufgeschlossen. Einige Schlämmproben enthielten keinerlei Fossilien.

Ein vorübergehender Aufschluss zwischen Wingreis und Twann (Koord. 579. 670/216.500) lieferte nachfolgendes Profil (Fig. 13):

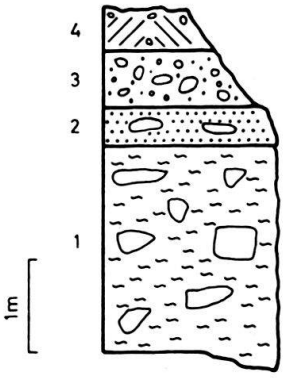


Fig. 13: Profil zu einem Vorkommen von siderolithischen Quarzsanden zwischen Wingreis und Twann.

4. 0,5 m Humus mit Geröllen aus der darunterliegenden Schicht.

3. 0,6 m Moränenmaterial

2. 0,4 m Graugrünlicher, weicher, glimmerfreier Sandstein mit feinen, dunkelbraunen Tupfen. Im Sandstein eingelagert, stark verwitterte, ziemlich gut gerundete Hauterivien-Kalke bis zu 0,4 m Durchmesser.

1. 2,2+xm Gelbbraune Hauterivienmergel mit regellos verteilten, bis 0,6 m grossen, offenbar nachträglich eingeglittenen Hauterivienkalken. (Ähnliche Umlagerungen können im reliktischen Hauterivien am Bielersee wiederholt festgestellt werden).

Dünnschliffuntersuchung (3D11) von Schicht 2:

Grundmasse:	Calcit 25 %, Fe-Oxid 10 %
Hauptgemengteil:	Quarz 65 %, meist mit kleinen Einschlüssen, eckig bis gut gerundet.
akzesorisch:	Chalcedon, Hornblende, Biotit, Glaukonit.
Struktur:	Gleichkörnig, durchschnittlicher Korndurchmesser 0,12–0,15 mm.
Textur:	Ungerichtet.

Bei Horizont 2 handelt es sich ohne Zweifel um verfestigte Quarzsande des Siderolithikums mit eingeschwemmten Hauterivien-Komponenten. Sie dürften eine analoge Ablagerung zum bekannten Huppersand-Vorkommen von Lengnau darstellen, das vereinzelte Kreidefossilien enthält (P. de Loriol und V. Gilliéron 1869, 115).

1.4.3 Oligocaen?

Ein Molasseaufschluss ist gegenwärtig im Gebiet zwischen Twannbach- und Taubenlochschlucht nicht vorhanden. Das wiederholt beschriebene Vorkommen im Jorat liegt unter Schutt begraben.

Bei Wingreis (Koord. 580.030/216.830) konnte anlässlich eines Garagebaues nachstehendes Profil aufgenommen werden (Fig. 14):

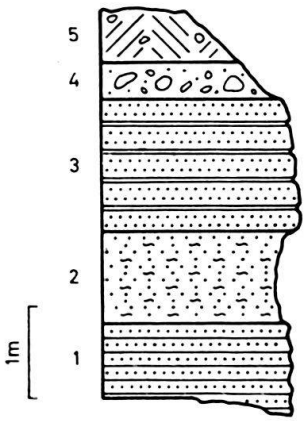


Fig. 14. Profil zu einem Molasse-Vorkommen bei Wingreis.

5. 0,6 m Humus mit Geröllen aus darunterliegender Schicht.

4. 0,4 m Moränenmaterial.

3. 1,4 m Grauer bis graubrauner, z. T. oliv gefärbter, feinkörniger glimmerarmer Sandstein, an der Basis hart, gegen oben hin bröckelig verwittert; dünnplattig. Der Sandstein alterniert mit weinroten, sandigen, dünnen Mergellagen, die kleine weissliche Mergelkalkkonkretionen enthalten.

2. 1,0 m Weinroter, weicher, glimmerarmer, mergeliger Sandstein mit vereinzelten graugrünen Flecken; dünnplattig.
Schlämmprobe: Wurmröhren.

1. x+0,8 m Grauer bis graubeiger, weicher glimmerarmer Sandstein, dünnplattig.
Schlämmprobe: keine Fossilien.

Da die Sandsteine ziemlich weich sind, liess nur die Basis der Schicht 3 die Anfertigung eines Dünnschliffes (3Elc) zu.

Dünnschliffuntersuchung:

Grundmasse:	Calcit 20 %.
Hauptgemengteile:	Calcit 40 %, Quarz 25 % (meist schlecht gerundet bis eckig), Biotit 6 %.
Nebengemengteile:	Chalcedon, Albit-Oligoklas, Alkalifeldspat, Muskowit, Gemeine Hornblende, Limonit; sehr kleine Bruchstücke von Molluskenschalen.
Struktur:	Gleichkörnig, durchschnittlicher Korndurchmesser 0,08–0,12 mm.
Textur:	ungerichtet.

Bei Sondierbohrungen im See zur Verbreiterung der Bahntrasse zwischen Twann und Ligerz wurde verschiedentlich Molasse angebohrt. Eine ganze Anzahl Schlämmproben enthielten auch in diesen Fällen keine Fossilien. Aus dem Molassevorkommen im Jorat sind ebenfalls keine Fossilien bekannt. Über die stratigraphische Zuordnung kann daher nichts Bestimmtes ausgesagt werden. Zum Vergleich seien die nächstbenachbarten, datierten Molassevorkommen betrachtet. Die 4 km SW von Wingreis liegende St. Peterinsel besteht aus chattischen Ablagerungen (R. F. Rutsch

1934, 89). 11 km in NNW-Richtung im Vallon de St. Imier ruht das Chattien transgressiv auf dem oberen «Portlandien» (P. A. ZIEGLER 1965, 15). Am wahrscheinlichsten stellt daher die Molasse, die in unserem dazwischenliegenden Untersuchungsgebiet wahrscheinlich der Unteren Kreide aufliegt, reliktisches Chattien dar.

1.5 Quartär

1.5.1 Bisherige Untersuchungen

Nach L. AGASSIZ (1838, 417) treten die erratischen Blöcke am Südschenkel der Seekette hauptsächlich in drei, im Streichen liegenden Linien auf. J. BACHMANN (1870, 559) vermittelt uns eine Abbildung des «Hohlen Stein» nordöstlich Twann.

Besonders eingehend untersucht E. BAUMBERGER (1894, 6; L. ROLLIER 1893, 173) die erratischen Blöcke in der Umgebung der Twannbachschlucht. Nebst den bei weitem vorherrschenden Mt.-Blanc-Graniten nennt er Arollagneise, Euphotide, Serpentine, Eklogite, Amphibolite, Gabbrogesteine, Quarzite, Arkesine, karbonischer Sandstein, Taveyannaz-Sandstein und verschiedenartige Gneise und Schiefer. Wiederholt weist er auf den grossen Anteil an jurassischem Material, sowie auf vereinzelte Kreide- und Malmfossilien in der Moräne hin.

B. AEBERHARDT (1907, 4) unterscheidet vier Seitenmoränen aus der letzten Eiszeit an der Seekette: Zwei nördlich vom Hotel Magglingen, die höchste um 930 m, eine dritte etwa 100 m tiefer und die letzte bei 590 m, alle in Richtung NNE verlaufend.

Nach der Karte über die diluvialen Gletscher der Schweizeralpen von R. FREI (1912) sind die höchsten Erhebungen bei der Hohmatt nur risseiszeitlich vergletschert.

Umfassende Arbeiten über das Quartär in unserem Untersuchungsgebiet verdanken wir F. ANTENEN (1914, 184). Er unterscheidet vier, nach den Verhältnissen am Bözingerberg benannte Ufermoränen. Die Oberbergmoräne, die die maximale Höhenlage des Eises während der Würmeiszeit markiert, beobachtet er auf dem Twannberg bei 973 m und bei Magglingen zwischen 935 und 860 m. Sie entspricht den obersten drei Moränenzügen von B. AEBERHARD. Die Neigung der Ufermoräne gegen NE wird mit 10–12 % angegeben. In der weiteren Umgebung der Hohmatt beobachtet F. ANTENEN stark verwitterte, kristalline Gerölle in erdiger Grundmasse und das Fehlen eckiger, frischer Granitblöcke. Er ist überzeugt, dass diese Gegend nur vom risseiszeitlichen Gletscher bedeckt war. – Im Jorat wird kurz auf die verschiedenen Rückzugsstadien, die durch Querwälle gekennzeichnet sind, eingegangen. Eingehender weist er auf die vollständige Verschotterung des Tales von Orvin hin.

Nach dem Verzeichnis von M. K. SCHMALZ und R. BAUMGARTNER (1955, 96) stehen folgende erratische Blöcke in unserem Untersuchungsgebiet unter Naturschutz (alles Mt.-Blanc-Granite):

Hohler Stein ob Twann	(Koord. 580.390/217.810)
Block eingangs Twannbachschlucht	(Koord. 577.400/217.400)
Zwölfistein bei Biel	(Koord. 585.200/221.350)
Grauer Stein bei Biel	(Koord. 584.920/221.310)
Gletschertisch bei Biel	(Koord. 585.284/221.319)

1.5.2 Pleistocaen

Risseiszeitliche Ablagerungen

E. LUETHI (1954, 22) konnte in der östlichen Chasseralkette in 1330 m Höhe beim Hofe Jobert (Koord. 580.000/224.250, LK-Blatt 1125) erratische Blöcke nachweisen. Die gesamte Seekette (Kulminationspunkt 1092 m) muss demnach während der Risseiszeit vergletschert gewesen sein.

Oberhalb 970 m im Südwesten und 920 m im Nordosten des Seerückens, d.h. über dem Niveau des Würmmaximums treten selten Zeugen der vorletzten Eiszeit auf. Vereinzelt sind erratische Blöcke zu beobachten, die jedoch kaum eine Grösse von 0,5 m überschreiten. Zwei Chlorit-Glimmergneise von ca. 0,5 m Durchmesser konnten in der Gegend der Hohmatt in 1065 m (Koord. 581.850/220.470) festgestellt werden. In Wegeinschnitten treten öfters erratische Geschiebe hervor, so z. B. am Weg zwischen der Hohmatt (1030 m) und den Près de Macolin Derrière (1070 m).

Das in 950 bis 960 m liegende Plateau bei End der Welt ist von einer möglicherweise verschwemmten Grundmoräne bedeckt. Im einzig n Aufschluss (Koord. 582.135/221.150) fällt der grosse Anteil an terrigenem Material, sowie das Fehlen grösserer Blöcke auf. Zwei Drittel der Gerölle bestehen aus meist schlecht gerundeten Malmkalken. Vereinzelt treten Gesteine der unteren Kreide auf (vorwiegend Marbre bâtard). Während die Alpenkalke gut erhalten sind und keine Verwitterungsrinde aufweisen, sind die Granite und z.T. auch die Grüngesteine vollständig vergrust.

Würmeiszeitliche Ablagerungen

Wallmoränen des Würm-Maximums

Eine hügelige Moränenlandschaft, die sich über 1,5 km erstreckt, liegt östlich des Twannbergs in den Magglingermatten. Sie besteht aus zwei deutlichen Moränenwällen mit Kulminationshöhen von 973 und 971 m. Der östliche Wall, mit einer Länge von 650 m, einer mittleren Breite von 30 m und einer maximalen Überhöhung von 8–10 m, verläuft 75° ENE. Der ihn überschneidende westliche Moränenwall ist mehrmals unterbrochen und besteht aus einer Kette kleiner Hügel. Seine Gesamtlänge beträgt ca. 900 m, die maximale Breite 80 m und die grösste Überhöhung 10–12 m. Der bogenförmige Wall ist im östlichen Abschnitt 75° ENE, im westlichen 100° ESE gerichtet. Gesamthaft betrachtet, weichen diese Moränenzüge mit 25–50° von der Richtung des Südschenkels der Seekette ab. Sie dürften das Überfliessen des Gletschers ins Tal von Lamboing kennzeichnen.

Ein ähnliches Abbiegen der Eismassen ins Orvintal ist in 920 m bei La Côte oberhalb Magglingen anzunehmen. Zwei schmale, parallel liegende Moränen von 600 und 400 m Länge, mit einer Überhöhung von 5–8 m, verlaufen 25° NNE, was einer nördlichen Abweichung von ca. 30° von der Antiklinalachse entspricht. Ein reliktischer, nicht mehr dem Würmmaximum angehörender 80 m langer Wall, liegt nach Norden gerichtet in 855 m zwischen La Combe und La Côte bei Magglingen.

Zwischen den beiden Moränenzügen von Magglingermatten und La Côte wird der Höchststand des Würmgletschers durch einige kleine Blockgruppen markiert:

Östlich Magglingermatten zwischen 950 und 965 m (Koord. 580.670/219.150), bei la Comtesse in 940 m (Koord. 582.300/220.450), bei der Eidg. Turn- und Sportschule in 925 m (Koord. 282.520/220.650).

Das nordöstlich gerichtete Gefälle der Endmoräne beträgt 12 ‰. Denselben Wert hatte F. ANTENEN (1914, 197) für die gesamte bis Romont (840 m) und Burghof (750 m) reichende Oberbergmoräne berechnet.

Moränenrelikte, Blöcke, Schotter

Die Existenz verschiedener Rückzugsstadien mit linear verlaufenden Anhäufungen von Moränenmaterial, wie sie F. ANTENEN (1914, 188) beschrieben hat, wurde von K. RYNIKER (1923, 22) angezweifelt. Auf Grund unserer detailierten Untersuchungen lassen sich die erratischen Ablagerungen tatsächlich nicht verschiedenen Ufermoränen zuordnen. Vielmehr ist die Verbreitung der Glazialgeschiebe durch die Morphologie der Antiklinalschenkel, d.h. besonders vom Böschungswinkel abhängig. Übersteigt die Hangneigung 25–30°, so tritt im allgemeinen kein erratisches Material mehr auf. Besonders deutlich ist dies an der Nordflanke des Jorattales, im Nidauwald und am Gaichtberg zu beobachten. Flache Zonen dagegen sind prädestiniert für Gletschermaterialanhäufungen: Plateau von Gaicht und Evilard, durch die Goldbergformation bedingte Comben und Mulden, Eichenbannholz ob Twann, Terrasse beim Hohlen Stein, Nidauberg, Tschäris NW Biel. In den letzteren Regionen treten 300 – 400 erratische Blöcke pro km² auf. Zugleich sind in diesen Waldgebieten oft kleine, reliktische, z. T. verschwemmte Moränenhügel und -wälle zu beobachten, die sich von Lesehaufen kaum unterscheiden lassen. Besonders häufig kommen sie in der Gegend nordwestlich des Nidaubergs vor.

Auffallend wenig Glazialablagerungen liegen auf den Plateaus des Malewagwaldes, nordöstlich von Evilard und des Tätsch, südwestlich vom Twannberg. Diese Waldgebiete dürften ursprüngliches Kulturland darstellen, was beim Tätsch durch verfallene Grenzmauern erwiesen ist.

Nebst den genannten, unter Naturschutz stehenden Blöcken, seien nachfolgende bemerkenswerte Blockgruppen und Einzelblöcke angeführt:

Arollagneis, ⌀ 7 m (Twannbachschlucht, Koord. 577.880/216.290)
Vallorcinekonglomerat, ⌀ 4 m, (Tüscherzwald, Koord. 580.810/219.010)
2 Chlorit-Glimmergneise, beide ⌀ 4 m (Tschäris, Koord. 584.100/220.870)
11 Mt.-Blanc-Granite, wovon fünf ⌀ 4 m (Tschäris, Koord. 584.480/221.340)
8 Mt.-Blanc-Granite, wovon zwei ⌀ 6 m (Ligerzhölzli, Koord. 580.200/217.620).

Die grösseren Blöcke bestehen zu 90 % aus Mont-Blanc-Granit (vgl. Fig. 15), die restlichen 10 % aus Grüngesteinen (Chlorit-Glimmergneise und -Schiefer). Quarzite, Prasinite, Amphibolite und Gabbros kommen im allgemeinen nur als kleinere Blöcke vor. Sedimentäre Alpengesteine konnten nicht in Blockgrösse beobachtet werden.

Wie verschiedene Kiesgruben, Bachbette und Wegeinschnitte zeigen, ist die Synklinale von Orvin und Lamboing durch fluvioglaziale Schotter bedeckt. So verlief eine im Talboden bei Jorat (Koord. 581.370/222.050) 30,4 m tiefe Sondierbohrung für die Wasserversorgung von Evilard ausschliesslich im Schotter. Die bis

über 40 m hohen längsgestreckten Hügel, die Crêts de Neuchâtel, der Seuchelet und der Cheut, bestehen nach den vorgefundenen Aufschlüssen ebenfalls aus Schottermaterial.

Die von F. ANTENEN (1914, 202) im Jorattal als Rückzugsmoräne definierten Wälle dürften ihrer Form und Anlage nach eher Gehängeschuttkegel darstellen, die teilweise Moränenmaterial führen.

In den Schottergruben am Cheut (SW Orvin, Koord. 582.650/223.050) und bei Les Esserts (NNE Lamboing, Koord. 578.450/218.960), sowie in einem Moränenanschnitt nördlich Gaicht (Koord. 579.450/217.650) wurden je 250 Gerölle der Fraktion

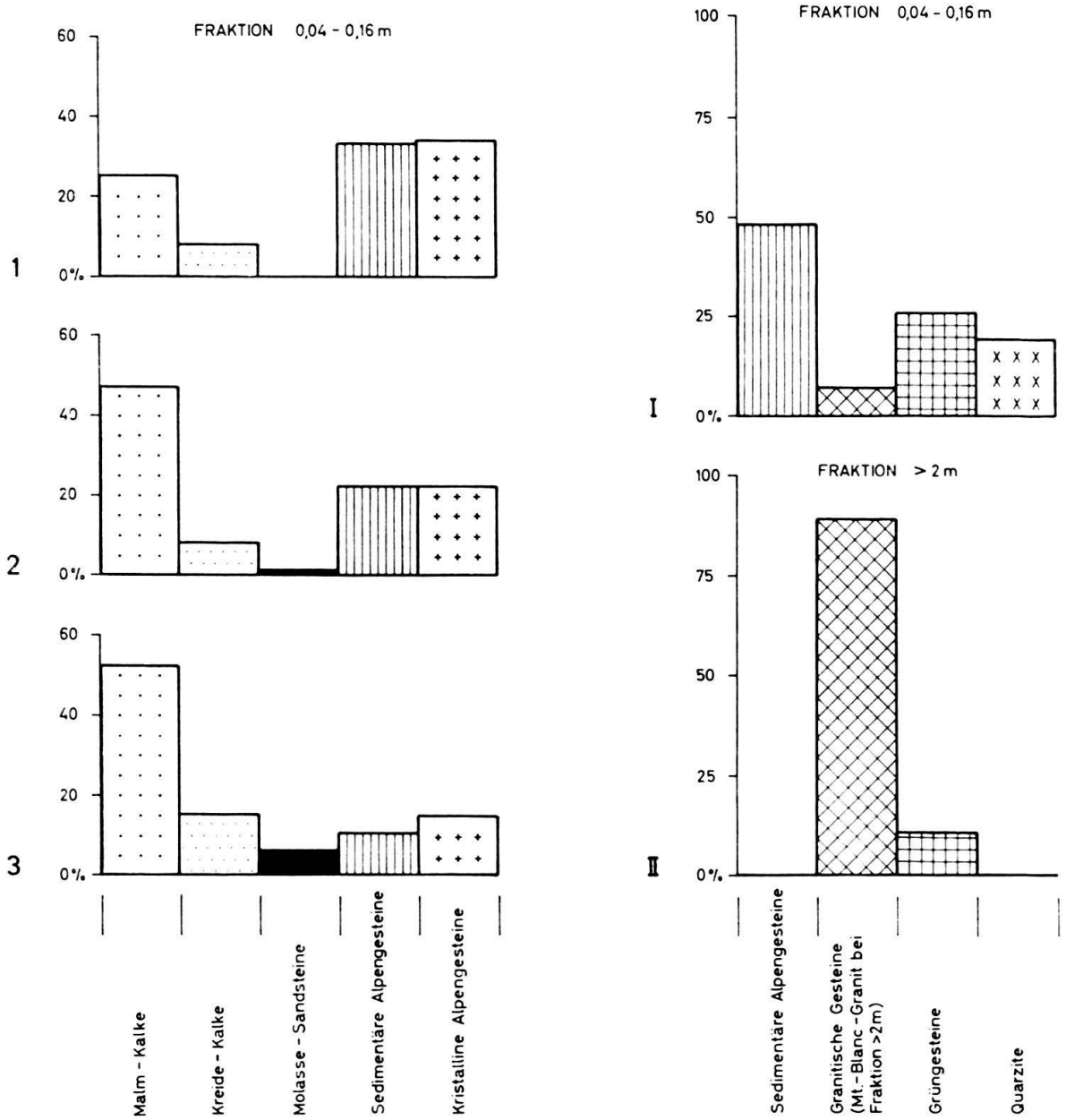


Fig. 15. Auszählung von je 250 Geröllen der Fraktion 4–16 cm aus einem Moränenanschnitt nördlich Twann (1) sowie aus Schottergruben bei Lamboing (2) und Orvin (3). I: Anteile der alpinen Gesteine aus den Proben 1, 2 und 3. II: Anteile der alpinen Gesteine der Fraktion > 2 m im Gebiet der Seekette.

4–16 cm ausgezählt. Die Ergebnisse sind in Figur 15 in der Reihenfolge Gaicht (1), Lamboing (2), Orvin (3) dargestellt. Deutlich ist die Zunahme der Jurakalke und Molassesandsteine auf Kosten der Alpengesteine von 1 nach 3 ersichtbar. Sobald der Gletscher beidseitig von Antiklinalen begrenzt war, nimmt der Anteil an jurassischen Geschieben sehr stark zu. Der bemerkenswerte Gehalt an Molassesandsteinen und Kreidekalken bei Orvin beweist die nordöstliche Fliessrichtung des Gletschers im Jorattal. Den lokalen Verhältnissen entsprechend, stammen die Kreidekalke vor allem aus dem Marbre batârd, sowie der Mergel- und Kalk-Zone des Berriasien, seltener aus dem Calcaire roux und Hauterivien. Bei Orvin treten zudem aus dem Jorattal transportierte Mergelkalke der Goldbergformation auf.

Die alpinen Sedimentgesteine bestehen zum grössten Teil aus schwarzen Alpenkalken; untergeordnet kommen Kalkbrekzien, Kalksandsteine und Tonschiefer vor. Unter den Grüngesteinen konnten festgestellt werden: Gabbros, Smaragdit-Gabbros, Amphibolite, Serpentine, Prasinite, Epidosite, Chlorit-Glimmer-Schiefer und -Gneise. Das Verhältnis der alpinen Komponenten ist in allen drei Proben nahezu konstant (Fig. 15). Ihre durchschnittlichen Anteile sind unter I angegeben (Summe der alpinen Gesteine = 100 %). Zum Vergleich wurden im gesamten Untersuchungsgebiet 120 erratische Blöcke von über 2 m Durchmesser ausgezählt (II). In allen Gesteinsarten weichen beide Fraktionen völlig voneinander ab. Es ist anzunehmen, dass die grobkörnigen Granite in der Grund- und Seitenmoräne rasch vergrust sind und weniger widerstandsfähig waren als die homogenen Alpenkalke und ziemlich feinkörnigen Grüngesteine, sowie die harten, massigen Quarzite. Im Gegensatz zum gut gerundeten Geschiebe sind die Blöcke meist eckig und völlig unverwittert. Nach den auf dem Gletscher ausschliesslich transportierten kristallinen Gesteinen zu schliessen, dürfte das gesamte Helvetikum des nördlichen Wallis und die Decken der Préalpes zur Würmeiszeit völlig von Eis bedeckt gewesen sein.

1.5.3 Holocaen

Gehängeschutt, Felsstürze, Rutschungen

Gehängeschutt tritt im allgemeinen unterhalb Felsbändern bei einem Böschungswinkel > 20° auf. Sobald das Schichtfallen 45° überschreitet, oder eine im Streichen verlaufende Klüftung vorliegt, finden sich häufig abgestürzte Blockmassen.

Durch eine grosse Anzahl kleiner Felsstürze ist der gesamte untere Nordschenkel der Jorat-Synklinale von Gehänge- und Blockschutt bedeckt. Kleinere Block-Agglomerationen und Gehängeschutthalden sind im gesamten Waldgebiet am Südschenkel der Seekette anzutreffen.

Ein einziger grösserer Felssturz, dessen Schuttmassen eine Fläche von ca. 0,07 km² einnehmen, befindet sich unterhalb Rappenfluh nördlich Wingreis. Nach unbestätigter Überlieferung (L. Rollier 1898, 76) sollen die Felsmassen der Twannbachformation anlässlich eines Erdbebens im Jahre 1356 abgestürzt sein.

Durch den Bau des Bahnhofs Tüscherz 1903 wurde eine kleine Rutschung verursacht (K. Ryniker 1923, 8). Ein Komplex der Mergel- und Kalk-Zone glitt auf Mergeln der Goldbergformation ab.

Karsterscheinungen

Der Verwitterung ausgesetzte grössere Schichtflächen der Reuchenette- und Twannbachformation sind meist intensiv verkarstet. Folgende Gesetzmässigkeiten konnten beobachtet werden:

Wenig geneigte Schichtflächen zeigen intensivere Karrenbildungen als steil stehende. In der Regel verhält sich die Verkarstung zum Fallen umgekehrt proportional. Die bis über 1 m tiefen Karrenspalten sind häufig parallel angeordnet und verlaufen unabhängig vom Schichtfallen in der Hauptkluftrichtung (z. B. Gebiet westlich der Gruebmatt).

Teilweise ist der Auflösungsprozess so weit fortgeschritten, dass der Schichtverband vollständig in isolierte Blöcke aufgelöst ist. Grössere Karrenfelder sind in der Umgebung von Gaicht, im Wiler, bei der Schlossfluh, im Ligerzhölzli und beim Hohlen Stein, sowie bei der Gruebmatt östlich des Twannbergs anzutreffen.

Die einige Millimeter tiefen Karstrillen mit teilweise scharfer Kammlinie sind nicht häufig anzutreffen. Sie verlaufen in der Fallrichtung und treten eher bei stark geneigten Schichtflächen auf.

Dolinen kommen selten vor. Im gesamten Untersuchungsgebiet konnten nur zwei grössere von 30–40 m Durchmesser und 5–6 m Tiefe NE Prés de Macolin Derrière beobachtet werden (Koord. 580.840/220.100, 580.770/219.900).

Beim Ausgang der Twannbachschlucht befindet sich das Wasserhohliloch (Koord. 578.200/215.900) und die Gürschenen (Koord. 578.230/215.870), zwei Ausläufe eines unterirdisch intermittierenden Entwässerungssystems, das unabhängig vom Twannbach verläuft (vgl. E. Baumberger 1894, 186).

Kleinere Karsthöhlen von maximal 6 m Tiefe sind vereinzelt anzutreffen. Eine grössere ca. 20 m tiefe Höhle ist das Höhleloch ob Twann (Koord. 578.460/216.160), das zahlreiche Tropfsteinbildungen enthält und in dem Spuren aus der Rentierzeit gefunden wurden (H. G. Bandi 1947, 209).

1.6 Tektonik

Unser Untersuchungsgebiet lässt sich in folgende tektonische Hauptelemente gliedern (vgl. Fig. 1 sowie Tafel I und II).

1. Seekette-Antiklinale
2. Kapf-Antiklinale und Chros-Synklinale
3. Jorat-Synklinale

1.6.1 Seekette-Antiklinale

Die Seekette bildet zwischen der Twannbach- und Taubenlochschlucht ein Gewölbe, dessen Kulminationspunkt annähernd mit dem topographischen zusammenfällt (Höhenkote 1092). Die Faltenachse verläuft ca. 230° SW – 50° NE und beschreibt zwischen Magglingen und Prés de Macolin Derrière einen leicht nordwestlich gerichteten Bogen. Sie ist 1,6 km NW Twann in der Twannbach- und 0,5 km SSE Frinvillier in der Taubenlochschlucht angeschnitten. Das durchschnittliche Axialgefälle beträgt in südwestlicher wie nordwestlicher Richtung 4–5°. Die Antiklinale bildet mit einem meist steil einfallenden NW-Schenkel (mittleres Einfallen 65–75°) und einem langgestreckten SE-Schenkel (mittleres Einfallen 25–35°)

eine asymmetrische Falte. Der bis über einen Kilometer breite, flache Scheitel geht mit einem sehr kleinen Krümmungsradius, knickförmig in den NW-Schenkel über; der Übergang zum SE-Schenkel verläuft allmählich.

Die gesamte Südflanke der Seekette besteht aus zahlreichen, axial verlaufenden, einander ablösenden Sekundärfalten. Die grösste bildet die 2 km lange und bis 300 m breite moränenbedeckte Synklinale von Gaicht, die im SW beim Eichenbaumholz und NE in der Gumme (vgl. Profil 3, Tafel I) ausstreicht. Eine weitere, sehr schmale liegt nordöstlich Twann beim Kapf. Im Gegensatz zur Gaicht-Synklinale kann bei dieser Falte das Einfallen des NW-Schenkels beobachtet werden: Die südöstlich gerichteten Schichten tauchen mit 50–60° unter die Moräne ein und biegen nach 30 m in den 56° geneigten NW-Schenkel über. Die kleine Synklinale streicht nach 500 m südwestlich und nordwestlich aus (vgl. Profile 1 und 2, Tafel I).

Wiederholt können flexurartige Umbiegungen mit sehr kleinem, 1–3 m betragendem Faltenradius beobachtet werden (z. B. Twannbachschlucht, Koord. 577.300/217.160, und 577.830/216.530). – In der Regel bilden die Schichten dem Seeufer entlang eine ausgesprochene Steilzone und tauchen mit 40–80° unter den Seespiegel.

Verschiedene, abweichend zur Antiklinalachse verlaufende, sekundäre Aufwölbungen bestimmen das heutige Erosionsbild am Südfuss der Seekette: In flachen Zonen oder Mulden blieben die Kreide- und teilweise die Molasse-Sedimente weitgehend vor der Erosion bewahrt. Besonders deutlich ist dies in der WSW gerichteten, teilweise durch Hauterivien-Mergel und Calcaire roux bedeckten Mulde von Vingelz-Hüsli zu beobachten. Weitere, quer zur Antiklinale verlaufende tektonische Depressionen schützten die Hauterivien- und Molasse-Ablagerungen zwischen Roggeten und Wingreis, sowie die Hauterivien-Sedimente bei Twann vor der Verwitterung. Die Aufwölbungen beim Pavillon Römer W Biel, bei Alfermée und Fluhrebe bewirkten die Erosion des Kreidemantels.

Durch den gewölbeartigen Bau der Seekette-Antiklinale wurde die Twannbachformation auf dem Scheitel zwischen Twannberg und Magglingen vollständig wegerodiert. Die Erosionsgrenze Reuchenette-/Twannbachformation verläuft zwischen 850 und 1000 m ü. M. Die Anlagen der Twannbach- und Taubenlochschlucht sind auf axiale Einsattelungen in der Seekette-Antiklinale zurückzuführen. In der ersteren kommt die Reuchenetteformation auf einer Strecke von 1100 m, in der zweiten auf 1250 m zum Vorschein.

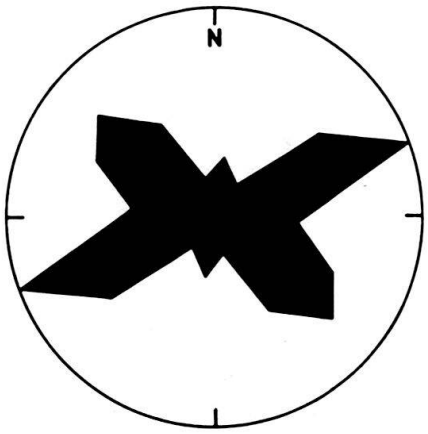


Fig 16. Harnischrose aus dem Gebiet Gaicht–Twannberg–Twann.

Kleinere Brüche ohne nennenswerte Verstellungen sind im gesamten Untersuchungsgebiet, insbesondere jedoch in der Twannbach- und Taubenlochschlucht häufig festzustellen. Klüfte mit Harnischflächen können in grosser Zahl beobachtet werden. So war es möglich, im Gebiet Twannberg–Gaicht–Twann deren 45 einzumessen. Das Streichen der Klüfte wurde in einer Harnischrose eingetragen (Fig. 16). Deutlich werden zwei Richtungen bevorzugt: Eine ENE–WSW, optimal 75° und eine SE–NW, optimal 135° verlaufend. Die Hauptkluftrichtungen stimmen annähernd mit denjenigen bei Courtelary (Vallon de St.-Imier) überein (P. A. Ziegler 1965, 24). Das ENE–WSW gerichtete System ist svebohelvetisch gerichtet, verläuft leicht abweichend zur Antiklinalachse und dürfte während der Auffaltung entstanden sein (H. Philipp 1942, 373). Nach den Untersuchungen von H. Philipp im französischen und schweizerischen Jura sind die SE–NW gerichteten Klüfte älterer Entstehung und dem herzynischen Störungssystem einzuordnen.

Im gesamten Untersuchungsgebiet sind nur zwei Verwerfungen mit einer grösseren Sprunghöhe zu beobachten. Bei der Taubenlochbrücke verursacht ein 47° NE streichender Bruch eine vertikale Verstellung von ca. 60 m. Ob dabei der südliche Teil gehoben oder der nordöstliche gesenkt wurde, kann nicht ermittelt werden. Die zweite, 5° N gerichtete Verwerfung ist nördlich Twann (Koord. 578.510/216.160) festzustellen. Sie ruft in den 40–70° geneigten Schichten eine Diagonalverschiebung von 100–120 m hervor. Dadurch kommen an der Strasse Twann–Gaicht die oberen Schichten der Twannbachformation neben den obersten Marbre bâtard zu liegen (vgl. Tafel. II). Auch hier lässt sich der Bewegungsablauf nicht rekontruieren.

1.6.2 Die Kapf-Antiklinale und Chros-Synklinale

Zwischen Ligerz und Twann verläuft das Streichen Richtung SW–NE. Erst nördlich Twann dreht es langsam von NE nach NNE ab. Es bildet sich die bis nach Gaicht verlaufende Chros-Synklinale. Nordwestlich des Gehöftes Kapf ändert die Streichrichtung mit einem bis 20 m kleinen Krümmungsradius um 320°. Dadurch entsteht die NNE gerichtete Kapfantiklinale, die an die Synklinale von Gaicht anschliesst.

Nach K. Ryniker (1923, 32) soll die Bildung der Chros-Synklinale und Kapf-Antiklinale eine ganze Anzahl Überschiebungen und Querverschiebungen ausgelöst haben, die jedoch nicht nachweisbar sind. Nach unseren Schichtisohypsen-Konstruktionen verlaufen die Schichten ungestört.

Die Chros-Synklinale besitzt ein SSW gerichtetes Axialgefälle von 11°, eine Gesamtlänge von 1 km und eine grösste Breite von ca. 300 m. Ihr Muldenkern wird in der oberen Hälfte durch den Calcaire roux und die Hauterivienmergel, in der unteren durch den Marbre bâtard gebildet. Die Synklinal-Schenkel bestehen aus Valanginien-Kalken, der Scheitel der Kapf-Antiklinale aus den obersten Schichten der Twannbachformation. Die steile, zwischen 50 und 80° einfallende WSW-Flanke der Kapf-Antiklinalen wird von einer kleinen, deutlichen Combe der Goldbergformation durchbrochen.

Im Bereich der Chros-Synklinale sind die Klüfte mit Harnischflächen vorwiegend 150–170° gerichtet. Die svebohelvetische Richtung ist selten anzutreffen. Die Richtung weicht somit deutlich von den Kluftscharen im Gebiet Twannberg–Gaicht–Twann ab.

1.6.3 Jorat-Synklinale

Die ausgesprochene Enge der Jorat-Synklinale versuchte K. RYNIKER (1923, 30) durch eine Überschiebung des NW- und SE-Schenkels zu erklären. Irgendwelche Verstellungen oder Überschiebungsflächen konnte er jedoch nicht beobachten.

Nach unseren Untersuchungen ist die Verengung der Synklinale zwischen Orvin und Lamboing durch die Mont Sujet-Antiklinale und vor allem durch den bogenförmigen Verlauf der Seekette-Antiklinalachse bedingt, die bis über 500 m von ihrer Hauptrichtung zurückweicht. Die Schichtfolge Twannbachformation-Valanginien am E-Ende des Jorattales verläuft völlig normal (vgl. Profil 4, Tafel. I). Im Muldenkern ist bei bis über 80° einfallenden Schenkeln genügend Raum für die Sedimente des Berriasien und Valanginien, es liegen somit keine Anhaltspunkte für tektonische Verstellungen vor.

Die Synklinale ist grösstenteils von Moränenmaterial, Block- und Gehängeschutt bedeckt. In der östlichen Hälfte kommt teilweise das Valanginien und Berriasien zum Vorschein. Zudem müssen nach den Angaben von P. de LORIOL und V. GILLIERON (1869, 112) Hauterivien- und Molasse-Sedimente an der Synklinal-Füllung beteiligt sein. Die NW- und SE-Schenkel sind fast ausschliesslich von Gehängeschutt bedeckt.

Im westlichen Teil der Jorat-Synklinale befindet sich bei der Höhenkote 893 die Talwasserscheide.

2. HAUTERIVIENTASCHEN

2.1 Bisherige Deutungsversuche

Über die zahlreichen Arbeiten, die den anormalen Lagerungsverhältnissen in der Unteren Kreide am linken Bielerseeufer gewidmet sind, gibt K. RYNIKER (1923, 46) einen sehr ausführlichen und vollständigen Überblick. Übersichtshalber seien die verschiedenen Hypothesen zur Entstehung der Hauterivientaschen kurz angeführt:

V. GILLIÉRON (1869, 104): Während der Eocaenzeit ausgelaugte Höhlungen, die nachträglich mit Hauterivienmergel angefüllt wurden.

J. B. GREPPIN (1870, 249): Abgeglittene Valanginienpakete haben Hauterivienmergel überschoben.

L. ROLLIER (1888, 166): Ablagerungen von Hauterivien in Hohlräume des Valanginien, die sich während der Limonitzeit (Oberes Valanginien) durch submarine Erosion gebildet haben.

H. SCHARDT (L. ROLLIER 1888, 166): Abgleiten von Hauterivienfetzen in tektonisch gebildete Spalten des Unteren Valanginien.

L. ROLLIER (1893, 138): Wie V. GILLIÉRON (1869, 104).

E. BAUMBERGER (1894, 191): Hohlraumbildung durch erodierende Oberflächenwasser; Einschwemmung des Hauterivien vor dem Cénomanien.

E. BAUMBERGER u. H. SCHARDT (E. BAUMBERGER 1894, 193): Zur Zeit der Gebirgsbildung rutschen Hauterivienfetzen in Spalten des Valanginienkalkes.

G. STEINMANN (1899, 216): Durch den Druck des Rhonegletschers entstanden Längsspalten und Abhübe im Valanginien. Diese wurden durch den wachsenden Eisdruck mit Hauterivienmergel gefüllt.

H. SCHARDT (1905, 81): Hohlraumbildung präglacial zur Zeit der Jurafaltung durch Schichtabhübe und teilweise durch Erosion. Nachträgliches Hineinrutschen der Hauterivienmergel.

A. HEIM (1915, 611): «Hauterivienmergel durch postmiocaene Dislokation im Gebirgsinnern eingepresst in die Höhlen des unterliegenden, schon vorher (wahrscheinlich Eocaen) durchkarsteten Valanginienkalkes».

K. RYNIKER (1923, 72): «Interglacial, vorwiegend postrissisch erfolgte Felsschlipfe. Ihre Bildung wurde durch stratigraphische und tektonische Eigenheiten, sowie wiederholte Denudationsperioden begünstigt.»

2.2 Verbreitung

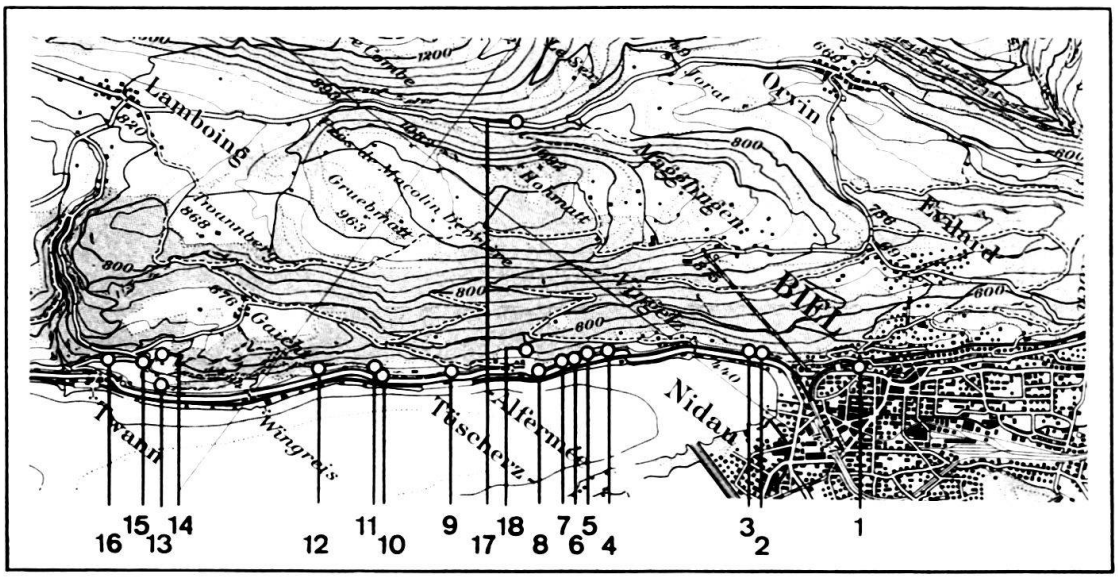
Die Hauterivien-Taschen sind vor allem auf die Seekette zwischen Biel und Neuenburg beschränkt; vereinzelte treten in der Gegend von St.-Imier (L. ROLLIER 1898, 70) und La Chaux-de-Fonds (J. FAVRE 1911, 455) auf. Am häufigsten sind sie am Fuss der Antiklinale von Biel bis Twann anzutreffen, wo auf einer gesamten Aufschlussfläche von ca. 0,6 km² in den Berriasien- und Valanginien-Sedimenten 26 Taschen vorkommen. Das Gebiet Bielersee–St.-Imier–La Chaux-de-Fonds stellt den östlichen Erosionsrand der Kreide dar. Diese für die Kreidesedimente besonders exponierte Lage dürfte weitgehend für die Verkarstung und anschliessende Taschenbildung verantwortlich sein (vgl. Abschnitt 2.3.1).

2.3 Die Taschen im Bielerseegebiet

2.3.1 Vorkommen, stratigraphische Lage, Füllmasse, Lagerungsweise

Im Gebiet zwischen Biel und Cressier wurden sämtliche aufgeschlossenen Taschen, insgesamt 28, eingehend bearbeitet (Feldaufnahme, paläontologische und sedimentpetrographische Untersuchungen). Sechs davon waren bis dahin unbekannt (Tab. 3). Fünf zurzeit nicht zugängliche Taschen wurden nach den Ausführungen von L. ROLLIER und E. JUILLERAT (1902, 59), E. BAUMBERGER (1903, 1) und K. RYNIKER (1923, 55) in die Tabelle 3 einbezogen. Da einige Hauterivientaschen teilweise verschüttet sind (TRi, TAL 1, TTü, TFa), mussten zur Vervollständigung Angaben aus früheren Arbeiten übernommen werden. (K. RYNIKER 1923, 55; H. ANDEREGG 1941, Taf. XI). Die Situation der Taschen, ihre tektonische Stellung, sowie die Ergebnisse der stratigraphischen Untersuchungen sind in Figur 17 und in Tabelle 3 dargestellt.

Nachfolgend seien die Beobachtungs- und Untersuchungsresultate zusammengefasst:



Reproduziert mit Bewilligung der Eidg. Landestopographie vom 26.2.65

Fig. 17. Übersicht zu den Hauterivientaschen (1–18) zwischen Biel und Twann (Maßstab 1 :100000).

Tab. 3. Situation, stratigraphische Stellung und Füllmasse der Hauterivientaschen zwischen Biel und Cressier

SITUATION						STRAT. STELLUNG			FÜLLMASSE									BEMERKUNG
GEBIET	ORDNUNGS NR IN FIG.	LOKALITÄT	TASCHENBEZEICHNUNG	KOORDINATEN	FALLBETRAG	GOLDBERGFORMATION	MERGEL- & KALK-ZONE DES BERRIASIEN	MARBRE - BATARD	KOMPAKTE BLOCKMASSE	GOLDBERGFORMATION	MARBRE - BATARD	CALCAIRE ROUX	HAUTERIVIEN - MERGEL & MERGELKALK	ALBIEN	CENOMANIEN	MAESTRICHTIEN	ALTTERTIÄRER SÜSSWASSERKALK?	● AN DER FÜLLMASSE BETEILIGT ● VORHERRSCHEND IN DER FÜLLMASSE •·— AUSDEHNUNG DER TASCHE IM ANSTEHENDEN
TWANN - BIEL	1	PASQUART	TPA1	584 980 / 220 990	CA. 50°			·—	●		●	●	●					
		"	TPA2	" / "	CA. 50°			·—	●		●	●	●					
	2	RIEDLI	TR1	583 970 / 220 350	CA. 60°			—	●		●	●	●					
	3	GOLDBERG	TGO1	583 820 / 220 320	CA. 65°		——	·—	●		●	●	●					
		"	TGO2	583 800 / 220 300	CA. 60°			—			?	●	●	●	●			TASCHE VERDECKT
	4	SCHLÖSSLI	TSC1	582 840 / 219 440	44°			—			●	●	●					
		"	TSC2	582 850 / 219 460	44°			—			●	●	●					
	5	RUSEL	TRU1	582 770 / 219 380	33°			—			●	●	●					
		"	TRU2	582 640 / 219 340	33°		——	——	●		●	●	●					
		"	TRU3	582 620 / 219 290	33°		·——	——	●		●	●	●					
		"	TRU4	582 640 / 219 280	30°			—			●	●	●					
		"	TRU5	582 660 / 219 280	30°			—			●	●	●					
	6	FUNTELE - RUSEL	TFR	582 530 / 219 100	40°			—			●	●	●					
	7	FUNTELE	TFU	582 430 / 219 010	CA. 35°			—			●		●					TASCHE VERDECKT
	8	ALFERMEE	TAL1	582 340 / 218 840	35°		·—				●	●	●		●			
		"	TAL2	582 270 / 218 790	43°		·—		●		●	●	●					
		"	TAL3	582 240 / 218 760	CA. 50°		·—				●	●	●					TASCHE VERDECKT
	9	TÜSCHERZ	TTÜ	581 730 / 218 330	CA. 40°		·—		●	●	●	●						
	10	FLUHREBE	TFL1	580 990 / 217 750	56°			·—	●		●	●	●					
	11	FLUHREBE	TFL2	580 890 / 217 800	45°	····					●	●	●					NEUENTDECKTE TASCHE
	12	ROGGETEN	TRG	580 490 / 217 500	CA. 50°			—			●	●	●					NEUENTDECKTE TASCHE
	13	KAPF	TKA	579 130 / 216 350	70°			—·			●		●					
	14	CHROS	TCH	578 990 / 216 620	68°			—			●	●	●					
	15	BURGFLUH	TBU	578 850 / 216 420	CA. 60°		——				●		●					NEUENTDECKTE TASCHE
	16	HASLEN	THA	578 550 / 216 190	48°			—	●		●		●					
	17	JORAT - TAL	TJO	IN CA. 840 M. HÖHE	CA. 50°			—			?		●					T. VERDECKT, POSITION NICHT GENAU BEKANNT
	18	FRANZOSENWEG	TFA	582 090 / 218 990	CA. 30°		··——			●	●	●	●		●	●	●	
CRESSIER - TWANN		LIGERZ	TLI1	577 510 / 215 200	CA. 40°			—			●	●	●					
		"	TLI2	577 410 / 215 140	CA. 40°			—	●		●	●	●					
		TESSENBERG	TTE	IN CA. 860 M. HÖHE	CA. 5°			—			●	●						T. VERDECKT, POSITION NICHT GENAU BEKANNT
		LE LANDERON	TLA	571 430 / 213 030	15°			·—			●	●	●					NEUENTDECKTE TASCHE
		CRESSIER	TCR1	569 150 / 211 580	48°			—·	●		●	●	●					NEUENTDECKTE TASCHE
		"	TCR2	" / "	48°			—·			●	●	●					NEUENTDECKTE TASCHE

1. Da die Kreide zumeist auf den Antiklinalrücken erodiert ist, sind die Taschen fast ausschliesslich auf die ziemlich steil einfallenden, aus Kreide bestehenden Antiklinal-Schenkel begrenzt. Die Taschen auf dem Tessenberg und nördlich Le Landeron beweisen jedoch, dass Taschen auch in schwach geneigten Schichten auftreten können.
2. Die Taschen sind nur in der Mergel- und Kalk-Zone des Berriasien, sowie im Marbe bâtard zu beobachten. Vereinzelt reichen sie bis in die obersten Schichten

der Goldbergformation (Tab. 3). Die Taschenfüllmasse von TFl 2 (Nr. 11) dürfte sehr wahrscheinlich nachträglich verrutscht sein.

3. In den Taschen selbst oder ihrer Grenzzone sind stellenweise grosse Blockmassen festzustellen. Die eckigen, bis 3 m grossen Kalkblöcke aus der Mergel- und Kalk-Zone des Berriasien oder dem Marbre bâtard sind meist regellos gelagert und miteinander calcitisch fest verkittet. Der Übergang zwischen einer vollständig ungestörten Schichtfolge und einem wirren Blockgefüge kann an den Taschenrändern wiederholt festgestellt werden.

4. Mit zwei fraglichen Ausnahmen (TGo 2 und TJo) ist der Marbre bâtard immer an der Taschenfüllung beteiligt. Häufig sind blass rosa gefärbte Komponenten zu beobachten, die aus dem heute meist wegerodierten obersten Marbre bâtard stammen. Der Calcaire roux, meist in stark limonitischer Ausbildung, fehlt nur in fünf von 35 Fällen. Nebst den zwei fast ausschliesslich Calcaire roux führenden Taschen TTü (Nr. 9) und TTe bilden die Hauterivien-Mergel und Mergelkalke immer einen Hauptanteil der Füllmasse. Die Bezeichnung «Hauterivientaschen» ist daher vollkommen gerechtfertigt (K. Ryniker 1923, 72). Die mergeligen Hauterivien-Sedimente sind meist dunkelgelb gefärbt; Mergel mit der ursprünglichen grauschwarzen Farbe sind nur in den Taschen von Cressier festzustellen (vgl. Abschnitt 4.3.2). Der Calcaire jaune de Neuchâtel konnte in keinem Fall mit Sicherheit beobachtet werden. Sehr vereinzelt treten Sedimente aus dem Albien, Cénomanien, Maestrichtien und fraglichem Alttertiär auf. Erratische und siderolithische Spuren sowie Molasse-Sedimente fehlen.

5. Die Taschenfüllung ist kompakt, Hohlräume existieren nicht. Eine Einregelung der Komponenten ist nicht zu beobachten. Die Lagerung ist wirr, teilweise sind in den Mergeln Verbiegungen zu beobachten. Grössere Marbre bâtard-Blöcke sind im unteren Teil der Taschen angereichert. Die häufig an Mergeln und Kalken der Füllmasse vorkommenden Rutschharnische weisen keine einheitliche Richtung auf. Die Kalke aus der Mergel- und Kalk-Zone des Berriasien und dem Marbre bâtard sind vollständig eckig. Die Calcaire roux-Blöcke erreichen selten eine Grösse von 0,5 m, sie sind häufig leicht gerundet, insbesondere wenn sie weich und stark limonithaltig sind.

6. Die Grenze zwischen der mergeligen Füllmasse und dem Taschenrand ist scharf. Im allgemeinen weisen die Taschenwandungen keine Rutschharnische auf; häufig besitzen sie eine höckerige, karrige Oberfläche oder eine sinterige Kruste. In der unmittelbaren Umgebung der Taschen ist der Gesteinsverband teilweise durch zahlreiche Harnische und Klüfte gestört.

7. Die Taschen sind unregelmässig geformt (Spalten, Linsen, Gänge, Kamine, Höhlen usw.), irgendwelche Gesetzmässigkeiten in ihrer Gestalt sind nicht erkennbar. Die Grösse der aufgeschlossenen Taschenflächen ist sehr verschieden, sie variieren zwischen wenigen dm^2 (z.B. TSc 2) und mehr als 50 m^2 (z. B. TRu 3, Fig. 18). Lagebezeichnungen zum umgebenden Gesteinsverband sind nicht vorhanden. Je nach den Aufschlussverhältnissen können die Taschen oben durch das Anstehende überdeckt oder offen sein. Im letzteren Fall liegt erratisches Material der Füllmasse auf.

2.3.2 Paläontologische Untersuchungen

Unter den Makrofossilien sind die Cephalopoden und grösseren Pelecypoden meistens zerbrochen. Im allgemeinen sind jedoch die Steinkerne ebenso gut erhalten wie in den anstehenden Schichten. Gerollte Fossilien konnten nicht festgestellt werden. Der Mergel- und Knollenmergel-Zone des Hauterivien entsprechend, treten vor allem Rhynchonellen auf. Die Mikrofossilien sind nach ihrem Erhaltungszustand mit denjenigen aus oberflächennahen Schichten zu vergleichen, d. h. sie zeigen meist eine feine, rötliche, limonitische Kruste.

Mit Ausnahme einiger Taschen, die eine homogene, lithofaziell und makropaläontologisch eindeutig erkennbare Füllmasse enthalten, wurden die mergeligen Sedimente sämtlicher Hauterivien-Taschen mittels Ostrakoden chronostratigraphisch überprüft. Insgesamt wurden über 30 Schlämmproben ausgewertet. Dr. H. J. Oertli (SNPA, Pau) bestimmte folgende, am häufigsten auftretende Formen:

Hauterivien:
Protocythere triplicata (Roemer 1841)
Protocythere cf. *hechti* Trieb
Protocythere sp.
Parexophtalmocythere rodewaldensis (Bartenstein und Brand 1959)
Cythereis senckenbergi Triebel 1940
Cytherelloidea sp.
Orthonotacythere sp.
Monoceratina sp.

Oberes Valanginien:
Protocythere emslandensis Bartenstein und Burri 1955
Cytherelloidea rehburgensis Bartenstein und Brand 1959
Paracypris sp.

Da aus der Seekette am Bielersee kein Albien-Vorkommen ausser der Tasche im Goldbergsteinbruch (L. Rollier und E. Juillard 1902, 59) bekannt ist, erschien es angezeigt, die Ammoniten (MBGo 1–14, Museum Bern) aus TGo 2 neu zu bearbeiten. Dr. O. Renz (Basel) bestimmte aus dieser Lokalität:

Unteres bis Mittleres Albien:
Beudanticeras cf. *subparandieri* (Spath)

Unteres Albien:
Hoplites dentatus (J. Sowerby)
Hoplites dentatiformis (Spath)
Protophlites saulinianus (d'Orbigny)
Douvilleiceras mammillatum (Schlotheim)
Douvilleiceras monile (J. Sowerby)
? *Cleoniceras* cf. *baylei* (Jacob)

Hauterivien:
Acanthodiscus radiatus (Brug.)

2.4 Entstehung

2.4.1 Hohlraumbildung

Der Gestalt und Wandung entsprechend, stellen die Taschen eindeutige Karsterscheinungen dar. Diese bald spalt-, gang-, höhlen- oder schlotförmigen Bildungen dürften während einer Festlandperiode durch unterirdische Wasser-

läufe erodiert worden sein (vgl. Abschnitt 2.3.3). Es ist anzunehmen, dass das Wasser vor allem auf den undurchlässigen Schichten der Goldbergformation und der Mergel- und Kalk-Zone des Berriasien zirkuliert hat. Damit überhaupt eine Wasserführung möglich war, mussten die Valanginienkalke durch Oberflächenerosion stellenweise vom undurchlässigen Mergel und Mergelkalk des Hauterivien bereits entblösst gewesen sein. Nur auf diese Weise konnte das Wasser durch ein Kluftsystem bis zur Goldbergformation, die die Malmkalke vor Verkarstung schützte, eindringen.

Fig. 18. Hauterivientasche im Steinbruch Rusel (TRu 3) mit einer aus Marbre bâtard-Blöcken (unten), Hauterivienmergeln und Calcaire roux (oben) bestehenden Füllmasse.

Dass die Oberflächenerosion vor der Auffüllung der Hohlräume schon weit fortgeschritten war, ist auch aus der dunkelgelben Farbe der Hauterivien-Mergel in der Füllmasse ersichtlich. Damit eine oxydative Verfärbung von grauschwarz zu dunkelgelb möglich war, musste die überlagernde Pierre jaune de Neuchâtel wegerodiert sein. Dies ist auch aus dem Fehlen derselben in den Taschen erssichtlich. Da zudem in einer kompakt gefüllten Tasche eher mit Reduktionsbedingungen zu rechnen ist, musste die Oxydation vor der Verfrachtung erfolgen.

Vergleicht man die Aufnahmen im Ruselsteinbruch von Schardt und Baumberger (1897, 186), L. Rollier (1898, 64) und K. Ryniker (1923, 60) untereinander und mit den heutigen Verhältnissen, so geben die verschiedenen Taschenquerschnitte aneinandergereiht ein einheitliches Höhlensystem; die heute getrennten Taschen TRu 3, TRu 4 und TRu 5 waren ursprünglich miteinander verbunden.

K. RYNIKER (1923, 55) hat die Hohlraumbildung vor allem durch Schichtabhübe, Felsschlipfe und Überschiebungen zu erklären versucht und dazu verschiedene Beispiele gegeben. In Wirklichkeit lassen sich jedoch weder bei Riedli (K. RYNIKER: Goldberg), beim Schlössli noch bei Alfermée und bei Ligerz eindeutige Überschiebungen feststellen. Schichtabhübe, wie sie für die Tasche bei Chros angenommen wurden, sind nicht zu beobachten. Da der gesamte Schichtverband, das Dach der Taschen einbezogen, im Steinbruch Rusel absolut ungestört vorliegt, sind Hohlraumbildungen durch Felsschlipfe (K. RYNIKER 1923, 70 und 73) völlig ausgeschlossen.

2.4.2 Auffüllung

In grösseren Taschen ist stets eine gewisse Gradierung zu beobachten. Die grössten Marbre bâtard-Blöcke liegen zuunterst, während die Mergel und Mergelkalke des Hauterivien mit kleinen Cailloux roux- und Marbre bâtard-Blöcken im oberen Teil vorherrschen (Fig. 18). In kleinen gang- oder spaltförmigen Taschen überwiegen im allgemeinen die weichen Hauterivien-Sedimente. Eine derartige Verteilung der Komponenten lässt Gewölbe- oder Höhlendeckeneinbrüche vermuten: die Marbre bâtard-Decke stürzte ein und bedeckte mit grobem Blockschutt den Boden, das darüberliegende Material, insbesondere der Calcaire roux und die Hauterivien-Mergel füllten den restlichen Hohlraum auf. Vermutlich wurden weitere Sedimente eingeschwemmt und verfrachtet; da nur durch Verschwemmungen die lückenlose, kompakte Verteilung der Sedimente bis in die kleinsten Erosionsnischen und Zwikkel erklärbar ist. Jegliche Spuren von erratischem Geschiebe oder Molassesedimenten fehlen in den Taschen. Nur schon aus diesem Grund ist die Annahme von K. RYNIKER (1923, 72), die Auffüllungen wären postrisseiszeitlich durch Felsschlipfe erfolgt, unwahrscheinlich.

2.4.3 Datierung der Taschenbildung

Die Durchkarstung der Valanginien- und Berriasien-Kalke muss während einer Festlandsperiode bei teilweise freiliegender Valanginien-Oberfläche erfolgt sein. Das war teilweise innerhalb folgender Zeitabschnitte der Fall: Hauterivien–Cenomanien, Cenomanien–Maestrichtien (vgl. Abschnitt 1.3.2), Maestrichtien–Oligocaen, Tortonien–Holocaen.

Für die Bestimmung der Auffüllungszeit sind folgende Untersuchungsergebnisse massgebend:

1. Die Füllmasse weist nur kretazische Sedimente (Berriasien-Maestrichtien) und an einer Stelle fraglichen alttertiären Süsswasserkalk auf.
2. Spuren siderolithischer Verwitterung fehlen.
3. Sofern die Taschenöffnung aufgeschlossen ist, kann direkt über der Füllmasse, teilweise pfropfenförmig, erratisches Material beobachtet werden. Irgendwelche andere dazwischenliegende Sedimente fehlen, obwohl derartige Vertiefungen in der Oberfläche für Erosionsrelikte, z. B. Molassesedimente, prädestiniert sein müssten.
4. Die Auffüllung muss während einer Festlandsperiode stattgefunden haben.

Auf Grund dieser Tatsachen scheint es am wahrscheinlichsten, dass die Auffüllung der Hohlräume nach der Erosion der Molasse und vor der Eiszeit erfolgt sein muss. Am ehesten dürfte sie zwischen dem Unter- und Oberpliocaen, während der zweiten Hauptphase der Jurafaltung (H. LINIGER 1953, 289) stattgefunden haben.

Es ist anzunehmen, dass die zahlreichen, verschieden gerichteten Rutschharnische in den Taschen während dieser pliocaenen Faltungsphase entstanden sind. Da die Hohlräume im Gesteinsverband ausgesprochene Schwächezonen darstellen, konnte es schon vor der Auffüllung der Taschen zu Einstürzen kommen, wie dies die teilweise am Taschenrand liegenden, verfestigten Blockmassen (Tabelle 3) zeigen.

3. DIE CAILLOUX NOIRS

3.1 Bisherige Deutungsversuche

Am besten bekannt sind die Cailloux noirs aus dem «Purbeckien»; zahlreiche Schichten sind von ihnen derart dicht durchsetzt, dass sie an der Grautönung des Gesteins mitbestimmend sind.

Schon seit L. von BUCH (1818, 127) wurden jedoch vereinzelte Cailloux noirs-Horizonte auch in anderen stratigraphischen Niveaus beobachtet. Diese wenigen Vorkommen gerieten meist in Vergessenheit. Bezeichnenderweise wurde daher bei allen genetischen Deutungen der Cailloux noirs nur vom «Purbeckien» ausgegangen. A. CAROZZI (1948, 98) gab über die älteren Hypothesen einen ziemlich vollständigen historischen Überblick. Sie seien daher nur stichwortartig in einer Tabelle wiederholt:

Tab. 4. Deutungsversuche zur Herkunft der Cailloux noirs (1818–1927)

L. von BUCH (1818, 127):	Bruchstücke aus alpinem Malmkalk.
P. CHOFFAT (1876, 564):	Syngenetisch mit dem Purbeckien.
V. GILLIÉRON (1883, 1):	Aus dem Tithonien der Berra-Kette.
G. MAILLARD (1884, 70):	Von den Vogesen hertransportierte Relikte aus dem Dogger oder Lias.
A. GIRARDOT (1885, 747):	In Sümpfen syngenetisch mit dem Purbeckien durch Agglomeration oder molekulare Anziehung.
J. FAVRE und E. JOUKOWSKY (1913, 318):	Durch Erosion aus dem unmittelbar Liegenden, Herkunft rein lokal.
J. FAVRE und A. RICHARD (1927, 16):	Irgendwoher aus den darunterliegenden Kalkbänken. Herkunft nicht genau deutbar, da sich diese durch Oxydation verfärbt haben; während die Cailloux noirs durch umgebenden Zement davor geschützt waren. Jede Ablagerung der Cailloux noirs gibt eine Oszillation wieder, die nicht unbedingt zu einer Emersion führen musste.

Sehr ausführlich hat sich A. CAROZZI 1948 in seiner Dissertation mit den Cailloux noirs befasst. Nach umfangreichen Feldbeobachtungen im schweizerischen Purbeckien und zahlreichen Dünnschliffuntersuchungen kommt er zu folgenden Schlussfolgerungen:

1. Die Cailloux noirs stammen nie aus dem Liegenden, sondern aus zeitgleichen Schichten mit sapropelartiger Fazies.
2. Die Cailloux noirs entstanden durch Aufarbeitung sapropelartiger, lakustrer Ablagerungen. Sie sind somit von lokaler, genau abgegrenzter Herkunft.
3. Die Muttergesteine der Cailloux noirs existieren: es sind kompakte sapropelartige, pseudo-oolitische bis oolithische Kalke. Durch Oberflächenoxydation wurden sie heller als die Cailloux noirs, in den andern Merkmalen stimmen sie jedoch vollständig überein. Das seltene Auftreten der Muttergesteine hat zwei Gründe: Sie wurden fast immer aufgearbeitet und als bunte Brekzien (brèches multicolores) abgelagert, daneben wurde das Purbeckien auf den Antiklinalen so stark wegerodiert, dass es nur noch an wenigen Stellen sichtbar ist.
4. Die diversen Arten der Cailloux noirs unterscheiden sich nicht nur durch ihre Farbe, sondern auch durch ihre Zusammensetzung. Die verschiedenartige Färbung ist durch Strukturunterschiede und organische Substanz, jedoch nicht durch Pyrit bedingt.
5. Im Aufschluss sind die Cailloux noirs häufig schlecht sichtbar, da sie durch die Oberflächenoxydation entfärbt oder stellenweise von einer porösen weissgrauen Schicht bedeckt werden. Obwohl die Oxydation immer durch eine starke Anreicherung von Eisenoxyden in Form von Tupfen oder Flecken begleitet ist, sind die Cailloux noirs unter dem Mikroskop immer erkennbar. Wie schon FAVRE und JOUKOWSKY bemerkten, scheint das Bindemittel der Brekzien die Cailloux noirs vor der Oxydation zu schützen, da das Muttergestein nie die intensive Schwarzfärbung der letzteren aufweist.
6. Der Sedimenttypus des Bindemittels (das die Cailloux noirs umgibt) und der Cailloux noirs ist verschieden; daher bestehen hinsichtlich ihrer Farbe auch keine Beziehungen zueinander. Sollte in einigen Fällen das durch Pyrit blau gefärbte Bindemittel entfärbt worden sein, so geschah dies unabhängig von der Oxydation der Cailloux noirs.

Innerhalb der Cailloux noirs, die entweder als Hauptbestandteil der bunten Brekzien, oder aber isoliert in den verschiedenen Ablagerungen des Purbeckien vorkommen, unterscheidet CAROZZI zwei verschiedene Typen:

«Premier type (fréquent), – les Cailloux noirs ont des contours anguleux variables déterminés par la nature des débris organiques autour desquels la pâte sapropélienne s'est fragmentée. L'origine de ce type est à rechercher dans le remaniement des calcaires sapropélien compacts.

Deuxième type (rare). – Les Cailloux noirs ont des contours arrondis ou subarrondis, ils se sont formés par un commencement de cristallisation accompagné d'une concentration de la matière organique. L'origine de ce type est à rechercher dans le remaniement des calcaires sapropéliens grumuleux, oolithiques et pseudo-oolithiques.»

Weiter unterscheidet CAROZZI zwischen den bunten Brekzien (brèches multicolores) und den Cailloux-noirs-Schichten (couches à Cailloux noirs). Von seiner eingehenden Beschreibung sei hier das Wichtigste in einigen Sätzen formuliert:

Es gibt nicht zwei Brektien, die einander ähnlich sind. Man findet alle Übergänge zwischen einer typischen Brekzie und einem Mikropoudingue. Die häufig auftretenden Übergangsformen werden Poudingue-Brekzie genannt. Meist ist, wie bei den Cailloux noirs-Schichten, ein graded-bedding festzustellen. Bunte Brekzien wurden in lakustrem, brackischem und marinem Milieu abgelagert. Die Brekzien bestehen aus schwarzem sapropelischem Kalk, sowie aus sämtlichen grauen bis gelben Sedimenten des Purbeckien. Die dunkeln Komponenten der Cailloux noirs-Schichten und der Brekzien sind einander ähnlich; ihre Form ist je nach der Genese eckig oder gerundet. Im allgemeinen gilt die Regel, je kleiner um so eckiger. Diese Erscheinung wird durch Flotation während des Transportes erklärt. – In jeder Schicht des Purbeckien können allochthone Cailloux noirs vorkommen. Ihr Auftreten stellt eine abgeschwächte Fazies der bunten Brekzien dar, und oft gehen den letzteren Cailloux noirs-Schüttungen voran oder folgen ihr. Die bunten Brekzien treten immer bei wechselnder Salinität auf, seltener bei Faziesänderungen innerhalb mariner oder laku-

strer Milieus. Die Cailloux noirs-Schichten kommen dagegen nur bei kleineren Oszillationen vor. Als Herkunftsort der Cailloux noirs nimmt er Inseln an, welche die ganze Purbeckien-Zeit überdauert haben. An ihrer Oberfläche dienten lakustre sapropelische Ablagerungen als Materiallieferanten der Cailloux noirs. Dank Oszillationen vermochte das Meer in die Süsswasserseen einzudringen; durch Gezeiten, Wellen und Strömungen wurden sapropelische Sedimente aufgearbeitet, fortgespült und als bunte Brekzien oder als isolierte Cailloux noirs ohne Milieuunterschied abgelagert.

A. Carozzi (1951, 205) beschreibt in einer kurzen Mitteilung einige bunte Brekzien aus dem Grand-Salève. Er beobachtet Komponenten bis zu 30 cm Durchmesser. Als Transportmittel nimmt er turbidity currents von hoher Dichte an.

In einer umfassenden Arbeit über die Jura/Kreide-Grenze in Frankreich widmet P. Donze (1958, 206) den Cailloux noirs einen kurzen Abschnitt. Seine wichtigsten Aussagen seien wie folgt festgehalten:

Zeitweilig bestehen zwischen den Cailloux noirs und den umgebenden Kalken keine scharfen Grenzen, sondern ein mehr oder weniger diffuser Übergang; in diesem Fall haben sich die «schwarzen Flecken» durch angereicherte organische Substanz an Ort und Stelle gebildet. Im allgemeinen jedoch sind die Cailloux noirs exogener Herkunft, die meist in brackischem Milieu auftreten. Ihre dunkle Farbe wurde durch Kohlenwasserstoffe verursacht, die wahrscheinlich von der Zersetzung organischer Substanz herrühren. Wie Carozzi, beobachtet auch Donze das graded-bedding in den Cailloux noirs-Horizonten. Auch er nimmt eine Aufarbeitung von noch nicht verfestigten sapropelischen Sedimenten an, die durch das Meer wegtransportiert und erneut abgelagert wurden. Die Gegenwart der Cailloux noirs in einer Ablagerung gibt nur Auskunft über die Anwesenheit einer nahen Emersion, sagt jedoch nicht über eine lakustrische oder brackische Herkunft des Sedimentes aus.

3.2 Stratigraphische, geographische und biofazielle Übersicht der Cailloux noirs-Vorkommen

Tab. 5. Übersicht zum Vorkommen der Cailloux noirs

Stratigr. Lage	Literaturangabe	Lokalität	Biofazies			
			f.m.	b.-lm	r.-lm	unb.
Helvétien	F. Stumm (1963, mündl. Mitt.)	Anwil (Basler Jura)			●	
	– (1963, mündl. Mitt.)	Wölflinswil (Jura)			●	
Eocaen ?	O. Renz (1936, 550)	Alfermée			● ?	
Übergang «Purbeckien»-Valanginien	G. Maillard (1884), A. Carozzi (1948), P. Donze (1958) etc.	französischer und schweizerischer Jura, Alpes Maritimes	●	●	●	
	eigene Beobachtungen	Bielersee		●	●	
«Purbeckien»	G. Maillard (1884) J. Favre u. A. Richard (1927, 6) A. Carozzi (1948), P. Donze (1958) etc.	französischer und schweizerischer Jura, Bresse, Alpes Maritimes	●	●	●	
	eigene Beobachtungen	Bielersee		●	●	

Tab. 5 (Fortsetzung)

Stratigr. Lage	Literaturangabe	Lokalität	Biofazies			
			f.m.	b.-lm	r. lm	unb.
«Portlandien»	L. von Buch (1818, 127)	Gorge du Seyon				●
	L. Rollier (1898, 62)	Bellelay–Genevez		●		
	J. Favre-A. Richard (1927, 6)	Pierre-Châtel	●			
	W. Rothpletz (1933, 30)	Cerneux				●
	D. Aubert (1943, 22)	Mt. Tendre				●
	E. Lüthi (1954, 16)	Chasseral				●
	–	Cortébert				●
	A. Baer (1956, 75)	Chaumont				●
	–	La Tourne				●
	–	Montagne de Boudry				●
	–	Les Brenets				●
	–	Morteau				●
	P. Donze (1958, 170)	Causse Méjean		●		
	– (1958, 172)	Causse de Sauveterre		●		
	– (1958, 175)	La Sévanne		●?		
	S.u.A. Guillaume, M. Mattauer (1959, 76)	Morez-Champagnole		●		
	eigene Beobachtungen	Twannbach				●?
	–	Taubenlochschlucht	●?			
	–	Taubenlochbrücke				
	–	Lengnau		●		
«Kimmeridgien»	P. Choffat (1875, 766)	St. Claude-Montépile				
	M. Mattauer u. M. Rollet (1959, 21)	–	●			
	L. Rollier (1888, 27)	Court				●
	–	Moutier				●
	K. Ryniker (1923, 5)	Magglingen				●
	–	Le Montoz				●
	–	La Neuveville				●
	Ch. Mühlethaler (1931, 181)	Les Verrières	●?			
	D. Aubert (1943, 28)	Mt. Tendre				●
	P. Celet (1955, 79)	Jvrey				●
	A. Baer (1956, 76)	Chaumont	●?			
	M. Mattauer (1958, 48)	Mouthier-Pontarlier			●	
	–	Déservillers		●		
	– (nach Théobald)	Pagnoz				●
	M. Mattauer u. M. Rollet (1959, 21)	Gilley	●			
	eigene Beobachtungen	Reuchenette	●?			
	–	Nidauwald		●		
unteres «Sequanien»	V. Pümpin (mündl. Mitt.)	Sous les Erauts (südl. St. Ursanne)		●		
	–	Plan du Noyer (südl. St. Ursanne)		●		

Legende zur Biofazies: f.m.: flachmarin, b.-lm.: brackisch-limnisch, r.lm.: rein limnisch, unb.: unbekannt, ?: Ablagerungsmilieu fraglich.

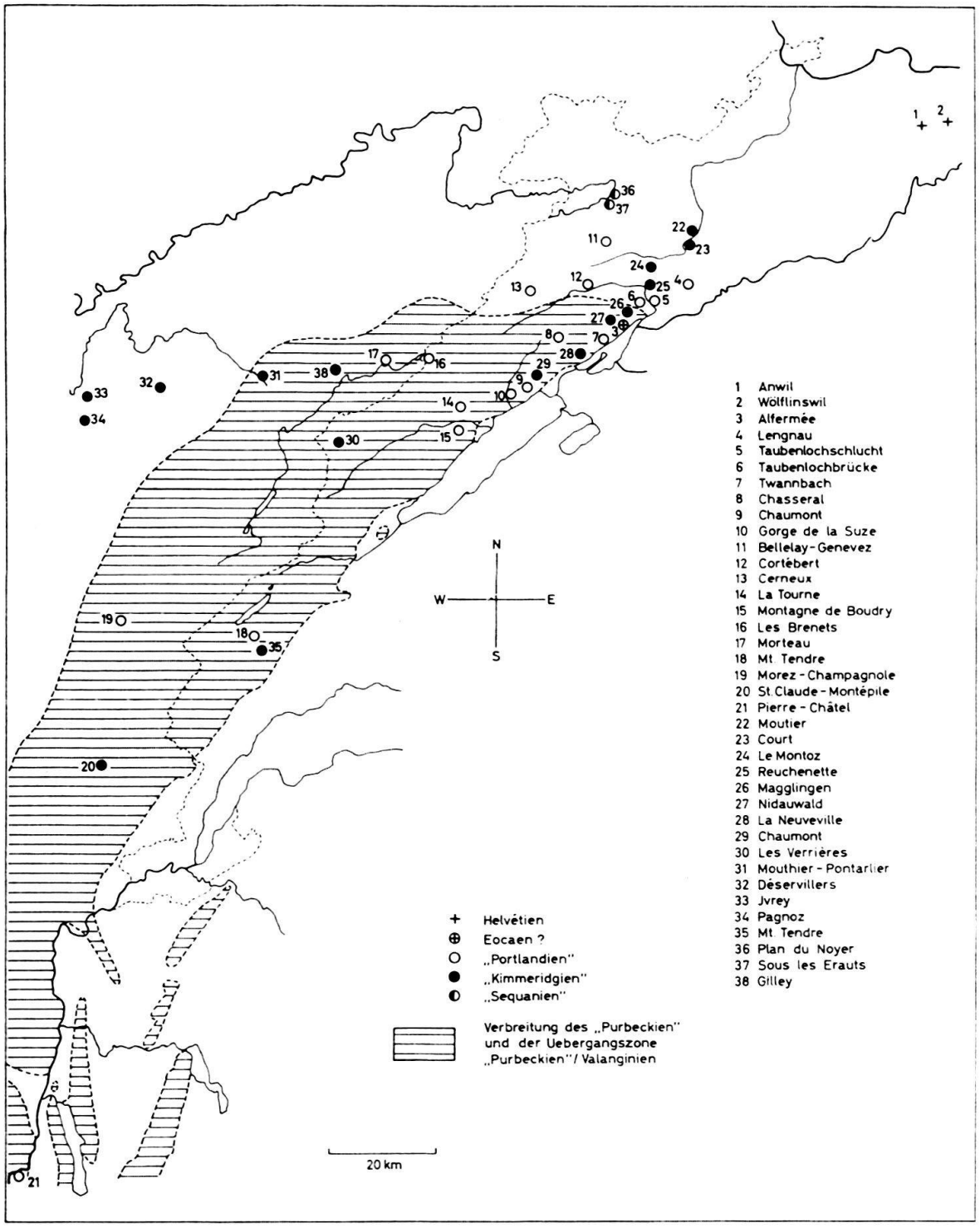


Fig. 19. Die Verbreitung der Cailloux noirs im Juragebirge.

3.2.1 Die stratigraphische Lage

Aus der vorangehenden Tabelle ist ersichtlich, dass sich die Cailloux noirs nicht nur auf das «Purbeckien» und die Übergangszone «Purbeckien»/Valanginien beschränken, wie häufig angenommen wird, sondern auch im «Portlandien» und «Kimmeridgien» zahlreich auftreten. Vereinzelte Horizonte wurden im unteren «Sequa-

nien» und im Tertiär festgestellt. Demnach ist ihr Vorkommen nicht stratigraphisch, sondern faziell bedingt: Sie erscheinen bei gewissen, immer wiederkehrenden Sedimentationsbedingungen. Sofern diese erfüllt sind, können die Cailloux noirs auch in anderer, bisher nicht beobachteter stratigraphischer Lage auftreten.

3.2.2 Die geographische Verbreitung

Die geographische Verbreitung der Cailloux noirs-Vorkommen im Jura ist aus der Übersichtskarte ersichtlich. Durch das faziell bedingte Auftreten ist sie insbesondere für den oberen Malm von paläogeographischer Bedeutung. Dieser ist zu wiederholten Malen weitflächig limnisch bis brackisch. Die rein limnischen Einschaltungen im Kimmeridgien bei Chambéry (P. Donze 1951, 296), sowie am Mt. Risoux (D. Aubert 1943, 22) und im unteren «Sequanien» bei Les Combottes, NNE Pontarlier (H. Oertli und M. Ziegler 1958, 385) bestätigen den lokal nichtmarinen Charakter. Leider konnten die Cailloux noirs-Horizonte im Malm stratigraphisch nicht feiner eingestuft werden, da die Angaben dazu häufig fehlen oder zu ungenau sind. Der Verlauf von Emersionsphasen lässt sich daher nicht genau verfolgen. – P. Donze (1958, 170) konnte ausserhalb des Juras, zwischen dem südlichen Ausläufer des Massif Central und der Montagne Noir an verschiedenen Stellen im «Portlandien» limnisch bis brackische, Cailloux noirs führende Sedimente beobachten.

Im gesamten, in der Figur 19 schraffierten Gebiet des «Purbeckien» und der Übergangszone «Purbeckien»/Valanginien konnten Cailloux noirs festgestellt werden. Sie treten jedoch noch weiter westlich bis in die Gegend von Bresse und südlich bis zur Südwestgrenze des lagunären «Purbeckien» auf (P. Donze 1958, Pl. 2). Diese verläuft auf der Linie St. Marcellin-Voiron-Chambéry-Annecy und fällt bei Chambéry mit der jurassisch/subalpinen Grenze zusammen (P. Donze 1958, Pl. 4). Südlich der «fosse vocontienne» in den Alpes-Maritimes setzen in der Gegend von Marseille-Toulon-Menton die Cailloux noirs gleichzeitig mit den nichtmarinen Sedimenten des Jura/Kreide-Überganges wieder ein.

Die Cailloux noirs sind demnach nicht nur auf das Juragebirge beschränkt, sondern treten auch südlich und westlich der tiefmarinen «fosses vocontienne» auf. Ihre grösste Ausdehnung mit etwa 500 km Süd-Nord-Erstreckung erreichen sie im «Portlandien» und «Purbeckien».

2.3 Die Biofazies

In der Rubrik «Biofazies» der Tabelle 5 ist das Ablagerungsmilieu der die Cailloux noirs umschliessenden Sedimente eingetragen. Im fast durchwegs kalkigen und recht fossilarmen «Portlandien» und «Kimmeridgien» ist leider das Ablagerungsmilieu häufig unbekannt. An wenigen Lokalitäten treten mehrere Cailloux noirs-Horizonte übereinander auf. Ausser im «Purbeckien» und untersten Valanginien, wo die verschiedenen Horizonte in der Tabelle nicht berücksichtigt sind, ist dies der Fall in Pierre-Châtel, Chaumont, Morez-Champagnole, Mouthier-Pontarlier, Lengnau. An diesen Stellen wurden nur die Horizonte mit bekannter Biofazies angegeben. – Ausgesprochen neritisches oder gar tiefmarines Milieu wurde nirgends festgestellt. Die zahllosen Cailloux noirs-Horizonte im Berriasien sind meist limnisch bis

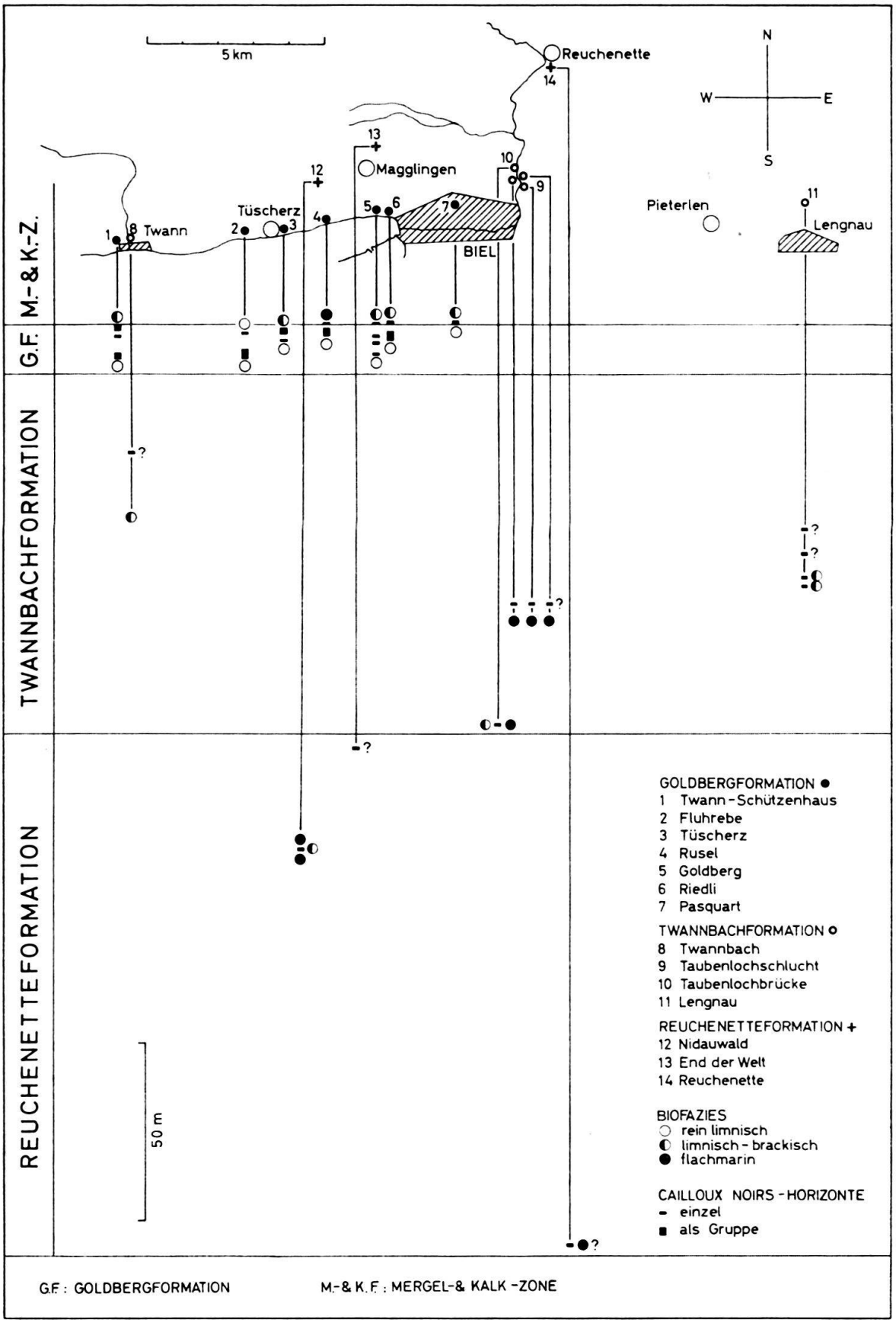


Fig. 20. Situation der Cailloux noirs-Horizonte zwischen Lengnau und Twann.

brackisch und in wenigen Fällen flachmarin. Vergleicht man das Ablagerungsmilieu der übrigen 41 bekannten Vorkommen, so bleibt es bei ca. der Hälfte unbekannt, 15 (davon 2 fragliche) sind rein limnisch bis limnisch-brackisch, 8 (davon 4 fragliche) sind flachmarin. Die Cailloux noirs scheinen somit, ungeachtet ihrer stratigraphischen Lage, vor allem im nichtmarinen Milieu aufzutreten.

Auf Grund dieser Feststellungen darf den Cailloux noirs ein biofazieller Leitwert zugeschrieben werden. Ihr Auftreten gibt für das umgebende Sediment ein limnisch bis brackisches, ausnahmsweise auch ein flachmarines Ablagerungsmilieu an.

3.3 Die Cailloux noirs-Horizonte zwischen Lengnau und Twann

Die topographische und stratigraphische Lage, sowie die Biofazies der Cailloux noirs-Horizonte ist aus Figur 20 ersichtlich. Bei allen fossilarmen Vorkommen wurde ein Fragezeichen gesetzt und nach Möglichkeit die nächstbenachbarte, bekannte Biofazies eingetragen.

Es sei hier nur auf die im stratigraphischen Teil (Abschnitt 4.2.2) nicht beschriebenen Schichten näher eingegangen:

Taubenlochschlucht (Fig. 20, Nr. 9)

Dieser Horizont ist an drei verschiedenen Stellen aufgeschlossen, die ihrer Lage nach 9 NE, 9 SE und 9 W genannt werden.

9 NE (bester Aufschluss)

Situation: Koordinatenpunkt 586.840/223.210, LK-Blatt 1126

Stratigraphische Lage: Twannbachformation, ca. 35 m über der Grenznerineenbank.

Biofazies: Unbekannt, einige Milioliden, 5 m tiefer befindet sich eine Nerineenbank; das Milieu könnte daher vielleicht flachmarin sein.

Makrolithologie: Die Schichtmächtigkeit beträgt 0,2–0,3 m. Die Cailloux noirs sind eckig bis leicht gerundet, braun bis schwarz und besitzen einen Durchmesser zwischen 0,1–3 cm. Sie treten regellos mit andern hellen, eckigen Kalkkomponenten von bis 4 cm Grösse auf. Die Matrix, ein dichter Kalk von beiger Farbe, beträgt 40–60 %.

9 SE

Situation: Koordinatenpunkt 586.900/222.820, LK-Blatt 1126.

Makrolithologie: Wie 9 NE, nur dass die Cailloux noirs und die hellen Fremdkomponenten vereinzelt auftreten und ihr Durchmesser 2 cm nicht überschreitet; Matrix > 80 %.

9 W

Situation: Koordinatenpunkt 586.650/222.900, LK-Blatt 1126.

Makrolithologie: wie 9 SE

Taubenlochbrücke (Fig. 20, Nr. 10)

Situation: Koordinatenpunkt 586.480/223.400, LK-Blatt 1126.

Stratigraphische Lage: Twannbachformation, 2,5 m über der Grenznerineenbank.

Biofazies: Flachmarin–limnisch; Characeen, Milioliden, Planorben, Nerineen, Korallen, zahlreiche Schalentrümmer von Mollusken.

Makrolithologie: Die Mächtigkeit der Schicht beträgt 0,1–0,2 m. Die Cailloux noirs sind eckig bis leicht gerundet, grau bis schwarz, von ca. 0,1–2 cm Durchmesser und in den obersten 5 cm angereichert. Mit vereinzelten, meist dunkelgelben, eckigen Kalkbruchstücken von 0,5–3 cm Länge und den zahlreichen Fossiltrümmern bilden sie ein ungeordnetes Gefüge. Die Matrix beträgt 40 % (oben) bis 90 % (unten) und besteht aus einem dichten, gelben, gegen oben hin graugetönten Kalk.

Lengnau (Fig. 20, Nr. 11)

Situation: Steinbruch ob Lengnau (Lengnauwald), Koordinatenpunkt 594.000/226.720, LK-Blatt 1126.

Wie aus Fig. 20 ersichtlich ist, liegen in der Twannbachformation vier Cailloux noirs-Horizonte übereinander; sie werden von unten nach oben 11a, 11b, 11c, 11d bezeichnet.

11a

Stratigraphische Lage: ca. 40 m über der Grenznerineenbank.

Biofazies: Limnisch bis brackisch; Characeen.

Makrolithologie: Die Schichtmächtigkeit beträgt 0,3 m. Die Cailloux noirs sind meist schlecht gerundet, selten ausgesprochen eckig, von grauschwarzer bis schwarzer Farbe. Sie erreichen einen Durchmesser bis zu 6 cm und kommen teilweise in Anhäufungen vor. Mit ihnen treten hellbeige Kalkbruchstücke von bis zu 15 cm Länge auf. Das ganze Gefüge ist völlig ungeordnet. Das Bindemittel, ein dichter, beigegelb grobgefleckter Kalk mit teilweise dünnen, mergeligen Einschaltungen, besitzt einen Anteil von 30–80 %.

11b

Stratigraphische Lage: Ca. 43 m über der Grenznerineenbank.

Biofazies: Limnisch bis brackisch; der unmittelbar darunter liegende Mergelhorizont lieferte einige Characeen.

Makrolithologie: Die Cailloux noirs führende Lage ist 0,05–0,1 m mächtig und kommt an der Basis einer 0,4 m starken, gelben Kalkbank vor. Sie enthält kleine, eckige, schwarze Splitter bis zu 0,5 cm Länge, die ungeordnet verteilt einen Anteil von 10 % des Gesteins betragen.

11c

Stratigraphische Lage: Ca. 50 m über der Grenznerineenbank.

Biofazies: Unbekannt.

Makrolithologie: Die Cailloux noirs treten an der Basis einer 75 cm mächtigen Kalkbank auf. Sie sind meist eckig, grau bis schwarz und erreichen einen Durchmesser von 2 cm. Mit andern eckigen, hellbeigen Kalkbruchstücken von derselben Grösse bilden sie ein ungeordnetes Gefüge. Der Anteil der Matrix, ein beiger dichter Kalk, beträgt > 75 %.

11d

Stratigraphische Lage: Ca. 57 m über der Grenznerineenbank.

Biofazies: Unbekannt.

Makrolithologie: Eine 0,05–0,1 m mächtige Schicht führt kleine, meist leicht gerundete, grauschwarze bis schwarze Cailloux noirs von maximal 0,5 cm Durchmesser. Gleich wie in den darunterliegenden Horizonten treten sie völlig ungeregelt auf. Das Bindemittel, ein graubeiger Kalk, beträgt mehr als 70 %.

Nidauwald (Fig. 20, Nr. 12)

Situation: Koordinatenpunkt 581.850/219.980, LK-Blatt 1125.

Stratigraphische Lage: Reuchenetteformation, ca. 32 m unterhalb der Grenznerineenbank.

Biofazies: Limnisch bis brackisch; einige wenige Characeen und Planorben, viele unbestimmbare Schalentrümmer von Mollusken. Ca. 2 m über- und unterhalb des Cailloux noirs-Horizontes treten Nerineenbänke auf.

Makrolithologie: Die Mächtigkeit der Schicht beträgt 0,2–0,5 m. Die Cailloux noirs sind eckig bis ziemlich gut gerundet, von graubrauner bis schwarzer Farbe. Meistens liegt ihre Grösse zwischen 0,2 und 5 cm, erreicht jedoch teilweise einen Durchmesser bis zu 15 cm. Sie sind regellos mit andern kalkigen, schlecht gerundeten Kalkbruchstücken von verschiedener Farbe in einem mergeligen, grauoliven Kalk eingebettet. Der Anteil des Bindemittels beträgt 40-80 %.

End der Welt (Fig. 20, Nr. 13)

K. Ryniker (1923, 5) beschreibt ein Vorkommen, das 500 m nördlich von End der Welt ob Magglingen (LK-Blatt 1125) in der obersten Reuchenetteformation liegen muss. Da es nicht mehr aufgefunden werden konnte, seien hier die Beobach-

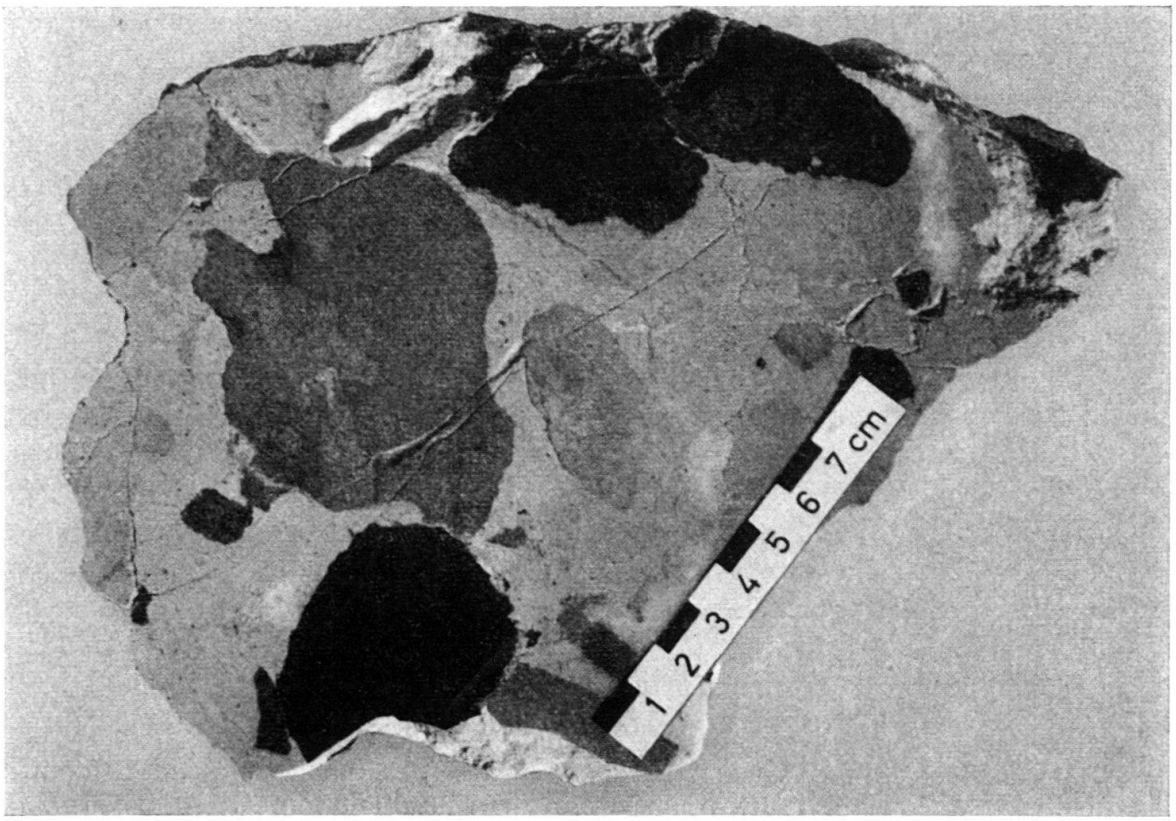


Fig. 21. Tiefschwarze bis graubeige, arenitische Cailloux noirs aus der untersten Reuchenetteformation (Reuchenette, Nr. 14). (Anschliff).

tungen von K. Ryniker wiedergegeben: «Von Pré Perret, nordöstlich der Hohmatt führt ein Fussweg nordwärts nach La Vauchée und Charjus ins Tal von Orvin hinunter. An ihm findet sich bei der Höhenquote 900 m eine analoge Kalkbank (wie die Cailloux noirs führende von L. Rollier am Montoz). In einer grauen, oolithischen Grundmasse liegen eingebettet dunkle und helle Kalkgerölle und Trümmer, von einem halben Millimeter bis 3 cm Durchmesser. Blauschwarze und dunkelgraue überwiegen, vereinzelte sind hellere, gelblichgraue Stücke. Alle sind mehr oder weniger gerollt, vor allem die grossen sind gut abgerundet.»

Reuchenette (Fig. 20, Nr. 14)

Situation: Koordinatenpunkt 585.850/226.250, LK-Blatt 1126.

Stratigraphische Lage: Reuchenetteformation, 3 m über dem Verenaoolith.

Biofazies: Nicht genau bekannt, – einige gerollte Foraminiferen (vor allem Milioliden) als einzige Fossilien lassen keinen Schluss zu. Mit Vorbehalt könnte ein flachmarines Milieu, wie dasjenige des Verenaoolithes (P. Ziehler 1965, 65) angenommen werden.

Makrolithologie: Eine Schicht von ca. 1 m Stärke führt eckige und verschieden gut gerundete Cailloux noirs von 0,1–35 cm Durchmesser mit teilweise eingebuchteter Oberfläche. Ihre Farbe schwankt zwischen beige, ähnlich dem umgebenden Kalk, und tiefschwarz (Fig. 21). Häufig wechselt sie bei einzelnen Cailloux noirs, von der einen Seite zur gegenüberliegenden fliessend, von braunschwarz zu beige; dabei wird ein Übergang zur Matrix vorgetäuscht. Eine scharfe Abgrenzung ist jedoch immer, meist in Form von Suturen, vorhanden. Die Cailloux noirs sind unregelmässig verteilt und kommen oft in Anhäufungen vor, wobei dann der Anteil des Bindemittels bis auf 30 % sinkt.

Alfermée

Dieses Vorkommen wurde wegen seiner ausserordentlichen stratigraphischen und tektonischen Lage (O. Renz 1936, 550) in Figur 20 nicht angeführt.

Situation: Franzosenweg ob Alfermée, Koordinatenpunkt 582.100/218.990, LK-Blatt 1125.

Stratigraphische Lage: Eocaen? (O. Renz 1936, 551 und 565).

Biofazies: Limnisch? (O. Renz 1936, 551).

Makrolithologie: Eine Schichtmächtigkeit kann nicht angegeben werden, da nur isolierte Brocken bis zu 1 m Grösse gefunden wurden. Die Cailloux noirs sind eckig bis ziemlich gut gerundet, grau bis schwarz. Ihr Durchmesser erreicht maximal 3 cm. Mit andern eckigen bis gut gerundeten Komponenten bis 8 cm Grösse und meist hellbeiger bis rotbrauner Farbe, bilden sie ein ungeordnetes Gefüge. Die Matrix, ein dichter beiger, rosa angewitterter Kalk mit vereinzelten roten Flecken, beträgt über 70 %.

3.4 Sedimentologische und sedimentpetrographische Untersuchungen

3.4.1 Die «Brèches multicolores»

Zu den Cailloux noirs treten öfters weitere Fremdkomponenten im Sediment auf: Eckige, mehr oder weniger gut gerundete, meist helle Kalkstücke von 0,1–15 cm Durchmesser. Der Anteil der Matrix in diesen «Brekzien» schwankt zwischen 30 und 80 %.

Derartige Gesteine wurden bis dahin (siehe Abschnitt 3.1) brèches à Cailloux multicolores oder brèches multicolores genannt, obwohl, wie A. Carozzi (1948, 10) treffend feststellte, alle Übergänge zwischen einer Brekzie und einem Mikrokonglomerat vorhanden sind. Da die Komponenten jedoch meistens eine eckige oder schlecht gerundete Gestalt haben, übernehmen wir die althergebrachte Bezeichnung.

In unserem Gebiet konnten neun Fundstellen mit «Brèches multicolores» beobachtet werden: Fünf (9, 10, 11a, 11c, Tb 9) in der Twannbachformation, Horizont 12 und 13 in der Reuchenetteformation (Fig. 20). Fl 45 (Profil Fl, Abschnitt 4.2.1) aus der Goldbergformation und in Alfermée die Brocken des fraglichen Süsswasserkalkes aus dem Eocaen.

Das Muttergestein der hellen Bestandteile war trotz zahlreichen Dünnschliffuntersuchungen nicht zu ermitteln. Wir vermuten daher, dass es entweder restlos als schon verfestigtes Sediment aufgearbeitet und in Bruchstücke aufgelöst wurde, oder aber aus dem Liegenden stammt, das jedoch durch den raschen horizontalen Wechsel der Lithofazies, zufällig nicht aufgefunden werden konnte.

Unsere Vermutungen wurden durch die folgenden Beobachtungen bekräftigt:

1. Die «Brèche multicolore» Fl45 (Goldbergformation) führt leicht gerundete, bräunliche Komponenten, die ihrerseits schon zahlreiche Cailloux noirs enthalten.
2. Bei Tb 9 (Twannbachformation), der schönsten Brekzie in unserem Gebiet, weisen die ausgesprochen eckigen Bruchstücke häufig sehr deutliche gebogene Laminationen auf, die unabhängig zu den Kantenrichtungen verlaufen.

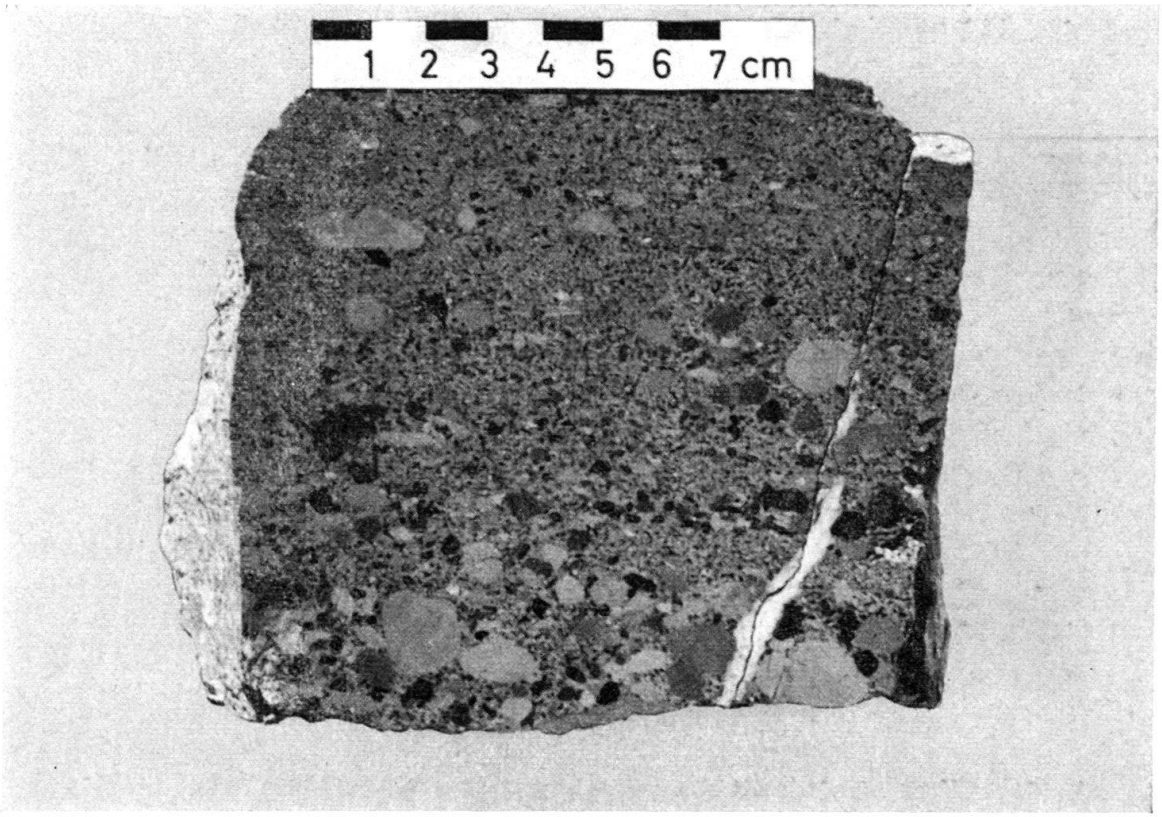


Fig. 22. Gradiert geschichtete «Brèche multicolore» aus der Goldbergformation (Profil Fluhrebe, Fl 46). (Anschliff)

3. In Alfermée liegt Süsswasserkalk vermutlich alttertiären Alters in Form einer «Brèche multicolore» trangsressiv über dem Maestrichtien-Kalk. Die hellen Komponenten bestehen aus Maestrichtien-Foraminiferenkalk.
4. Bei Anwil (Übersichtskarte, Fig. 19) lassen sich im Süsswasserkalk des Helvétien nebst den Cailloux noirs auch zahlreiche Bruchstücke aus den liegenden Effingerschichten feststellen.

3.4.2 Die Lagerungsverhältnisse der Cailloux noirs im Sediment

Je nach den Ablagerungsbedingungen sind die Cailloux noirs im Sediment verschieden angeordnet. Die teilweise auftretenden hellen «Einsprenglinge» verhalten sich dabei wie die Cailloux noirs. Die Komponenten sind entweder gleichmässig im umgebenden Sediment verteilt, angehäuft oder gradiert geschichtet. Wir unterteilen die Cailloux noirs-Horizonte entsprechend in drei Gruppen:

1. Die Cailloux noirs sind gleichmässig verteilt.
   Beispiele: Ru 7 und Ru 8 der Goldbergformation. Weitere Vorkommen: Sämtliche Horizonte der Goldbergformation (ausser Fl 45) und der Mergel- und Kalk-Zone des Berriasien, sowie vier aus der Twannbachformation (8, 11b, 11c und 11d).
   Durchmesser der Cailloux noirs: Meist kleiner als 1 cm, maximal 4 cm.

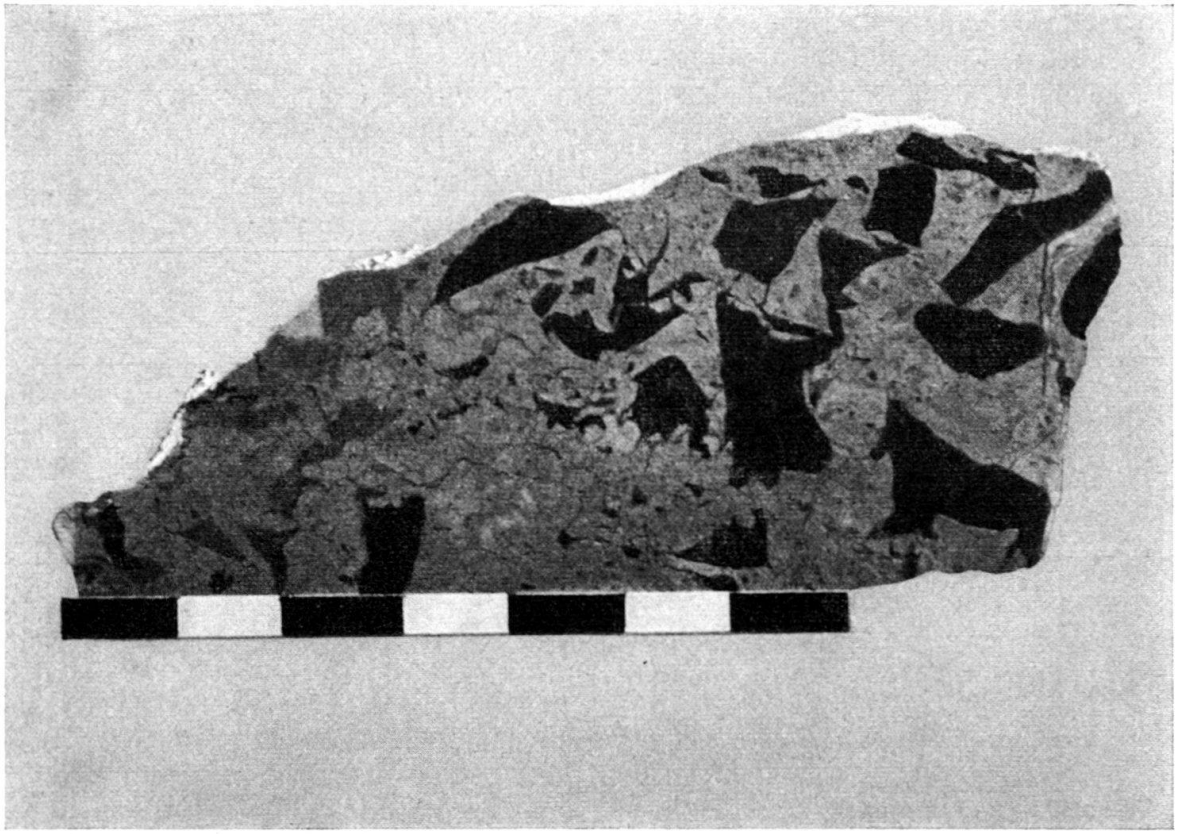


Fig. 23. Ausgesprochen eckige Cailloux noirs aus der Twannbachformation, die wahrscheinlich am Ort ihrer Aufarbeitung zurückgeblieben sind (Profil Twannbach, Tb 9). Ein Teilstrich = 1 cm).

2. Die Cailloux noirs sind angehäuft.
   Beispiele: 11a der Twannbachformation. Weitere Vorkommen: Horizont 14 der Reuchenetteformation, weniger typisch ist 10 aus der Twannbachformation.
   Durchmesser der Cailloux noirs: Meist grösser als 1 cm, maximal 35 cm; daneben kleine Cailloux noirs von 0,1–0,2 cm verstreut (nicht angehäuft).

3. Die Cailloux noirs sind gradiert geschichtet.
   Beispiel: Fl 45 der Goldbergformation (Fig. 22).
   Weitere Vorkommen: Dieser sonst weitverbreitete Ablagerungstypus (Carozzi 1951, 205) ist in unserem Gebiet nur bei Fl 45 einigermassen gut ausgebildet.
   Durchmesser der Cailloux noirs: 0,1–0,5 cm, am Salève bis zu 30 cm (Carozzi 1951, 206).

Zwischen den einzelnen Gruppen sind alle Übergänge möglich. Schrägschichtungen und Rippelmarken, sowie Einregelungen von Cailloux noirs konnten nirgends festgestellt werden.

3.4.3 Die Morphologie der Cailloux noirs

Die Rundung

Die Cailloux noirs sind schlecht gerundet bis eckig; gut gerundete treten selten auf. Da sie sich häufig nicht vom umgebenden Sediment trennen lassen, wurde ihre Rundung nach Bruchflächen oder Anschliffen bestimmt. In einem Fall (Ru 7) gelang es eine genügende Anzahl von grösseren Cailloux noirs zu isolieren, was eine statistische Auswertung des Rundungsgrades in verschiedenen Korngrössenklassen ermöglichte. Der Rundungsgrad wurde nach den acht Rundungsklassen von W. C. Krummbein (1941, 64) bestimmt (Klasse 1 = eckig).

Es wurden drei Grössenklassen gebildet: 4–8 mm, 8–16 mm, 16–32 mm. Vier Cailloux noirs, die etwas grösser als 32 mm waren, wurden ebenfalls in die Klasse 16–32 mm einbezogen. Körner mit kleinerem Durchmesser als 4 mm blieben unberücksichtigt.

Die 241 aus Horizont Ru 7 zur Verfügung stehenden Cailloux noirs teilten sich wie folgt in die Grössenklassen: 4–8 mm: 116; 8–16 mm: 93; 16–32 mm: 32.

Aus der nachstehenden Figur (Fig. 24) ist die Abhängigkeit der Korngrösse vom Rundungsgrad ersichtlich.

Sämtliche Cailloux noirs fanden ihren Platz in den ersten vier der acht Rundungsklassen. Mit zunehmender Grösse sind die Komponenten deutlich besser gerundet.

Die schlechtere Rundung der kleinen Cailloux noirs kann häufig festgestellt werden; eine Beobachtung, die auch A. Carozzi (1948, 105) machte. Wir kommen damit zum Schluss, dass die Cailloux noirs, abgesehen von wenigen Ausnahmen (z. B. Tb 9), nur einen kurzen Transportweg mitmachten, oder während einer gewissen Zeit durch Strömungen hin und her bewegt wurden.

Grössere, vollständig eckige Cailloux noirs sind meistens nur in den «Brèches multicolores» anzutreffen. Sind die Bestandteile einer derartigen Brekzie ausserordentlich eckig, wie bei Tb 9 (Fig. 23) so muss Sedimentation, Aufarbeitung und nochmalige Sedimentation auf eng begrenztem Raum stattgefunden haben.

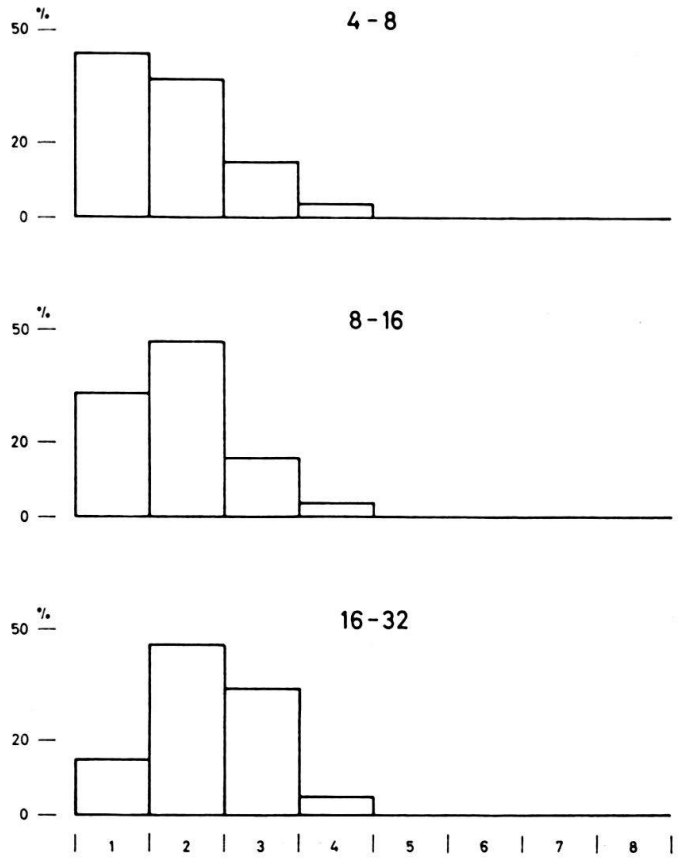


Fig. 24. Rundungsgrad der Cailloux noirs aus Horizont Ru 7.
(4–8, 8–16, 17–32 = Korngrössen in mm; 1,2... 8 = Rundungsklassen).

Der makroskopische Aufbau

Nach ihrem Aufbau lassen sich die Cailloux noirs in homogene und zusammengesetzte einteilen. Die ersteren sind weitaus am häufigsten, ihr Anteil beträgt mehr als 90 %. Sie stellen den Normaltyp dar. (Merkwürdigerweise scheinen in den von A. Carozzi (1948, 97) untersuchten Fällen die Verhältnisse gerade umgekehrt zu liegen).

Ein Cailloux noir kann als homogen bezeichnet werden, wenn er einen einheitlich aufgebauten Körper darstellt, der sowohl krypto- wie mikrokristallin, arenitisch oder auch oolithisch sein kann.

Ein zusammengesetzter Cailloux noirs besteht aus mehreren zusammenzementierten homogenen Cailloux noirs. Der agglomerierte Typ ist meistens schon an seiner äusseren Gestalt erkennbar: schwarze Körner sind durch ein dunkles Bindemittel miteinander verbunden; meistens umschliessen einige kleinere Komponenten einen grösseren Kern. Die angelagerten Körner können eckig bis leicht gerundet sein, und dem ganzen Agglomerat eine sehr unregelmässige, eckige Form verleihen.

In den 51 beobachteten Cailloux noirs-Horizonten im Gebiet zwischen Lengnau und Twann konnte nur in einem Fall (Ru 11) einige Cailloux noirs mit einer 1–2 mm starken Verwitterungsrinde beobachtet werden. Bezeichnenderweise ist Ru 11 die basiskonglomeratführende Schicht, deren Komponenten alle eine rotgelbe Oxydationskruste aufweisen. Es ist daher nicht recht ersichtlich, wieso A. Carozzi (1948, 100) von einer häufigen Oberflächenoxydation der Cailloux noirs spricht.

3.4.4 Dünnschliffuntersuchungen

Die Cailloux noirs und das begrenzende Sediment wurden in einer Anzahl von Dünnschliffen untersucht. Die Lithofazies und der Fossilinhalt sind in nachfolgender Tabelle stichwortartig angegeben.

Abkürzungen:

kr : kryptokristalliner Kalk
mikr : mikrokristalliner Kalk
arenit : arenitischer Kalk
detrit : detritischer Kalk
Qz : Quarz
aggl : agglomerierte Cailloux noirs
Ch : Characeen
Da : Dasycladaceen
Os : Ostrakoden
Mil : Milioliden
Lit : Lituoliden
Pl : Planorben
Ne : Nerineen
Mo : Molluskentrümmer
Ech : Echinidenbruchstücke
Ko : Korallen
Mi : Microcodium

Tab. 6. Vergleichende Dünnschliffuntersuchungen zwischen den Cailloux noirs und dem angrenzenden Sediment

Stratigraph. Stellung	Lokalität	Schliff Nr.	Cailloux noirs		Umgebendes Sediment	
			Lithofazies	Fossilien	Lithofazies	Fossilien
Helvétien	Anwil	X 21	kr, wenige Qz-Splitter	–	kr, wenige Qz-Splitter	Mi
Eocaen ?	Alfermée	S 1	kr, wenige Qz-Splitter	–	kr, viele Qz-Splitter	–
Basiskonglomerat (Mergel- und Kalk-Zone)	Riedli	Ri 19	kr	Ch, Os	Mergel (kein Schliff)	Ch, Os
		Ri 19a	kr	Ch, Os	Mergel (kein Schliff)	Ch, Os
Goldberg-formation	Twann	Tw 32	kr, aggl	–	kr-krist.	–
		Tw 47	kr	–	arenit, wenig Qz	–
	Fluhrebe	Fl 28	kr, wenig Qz	–	kr, wenig Qz	Mo
		Fl 45	kr	Ch	kr	Ch, Mo
	Tüscherz	Tü 15	kr	–	kr, wenig Qz	–
	Rusel	Ru 7	kr	Ch	kr. wenig Qz	Ch
		Ru 7b	kr, aggl	–	kr, wenig Qz	Ch
		Ru 7c	kr, aggl	–	kr, wenig Qz	Ch
		Ru 8	kr	Ch	arenit	Ch, Mo
	Goldberg	Go 15	kr	–	kr, wenig Qz	Os

Tab. 6 (Fortsetzung)

Stratigraph. Stellung	Lokalität	Schliff Nr.	Cailloux noirs		Umgebendes Sediment	
			Lithofazies	Fossilien	Lithofazies	Fossilien
Twannbach-formation	Twannbach	Tb 9	kr	–	mikr, etwas dolom	–
	Lengnau	A $^1/_2$	kr	–	mikr, etwas dolom	Da
	Taubenloch-schlucht	A $^2/_3$	kr, wenig Qz	–	kr, wenig Qz	Mil
		A $^4/_1$	kr, wenig Qz	–	kr, wenig Qz	Mil
		9 L 5	kr	–	kr	–
	Taubenloch-brücke	T 1	kr	–	detrit	Ne, Ko Mo, Mil, Ch, Pl.
Reuchenette-formation	Reuchenette	A $^3/_2$	arenit	Lit, Mil	arenit	Lit, Mil
		A $^3/_4$	arenit	Lit, Mil	arenit	Lit, Mil
	Nidauwald	6F4g	kr	–	detrit	Ch, Mol
		6F4r	kr	–	kr	Mo, Ech, Ch
«Sequanien»	Sous les Erauts	X 11	kr	–	kr	Ch

Die Lithofazies

Ausser denjenigen bei Reuchenette bestehen sämtliche Cailloux noirs aus kryptokristallinem Kalk. Mit einigen Ausnahmen besitzen sie den gleichen mikroskopischen Aufbau wie das angrenzende Sediment, von dem sie sich im Dünnschliff meist nur dank ihrer Dunkelfärbung unterscheiden lassen. Im arenitischen Kalk von Tw 47 und Ru 8 heben sich die Cailloux noirs ausserordentlich durch ihre grosse Dimension von den übrigen ebenfalls kryptokristallinen Geröllen ab. Nach der oft frappanten Ähnlichkeit mit dem umgebenden Sediment, muss das Muttergestein der Cailloux noirs nicht allzu weit entfernt unter ähnlichen Ablagerungsbedingungen entstanden sein. Im Gegensatz zum Sediment führen die Cailloux noirs sehr selten detritisches Material. Die Sedimentation ihres Ausgangsgesteins muss daher in einem strömungsarmen, mehr oder weniger abgeschlossenen Bereich stattgefunden haben. Sie erfolgte durch biochemische bis chemische Kalkausfällung. Das ist ebenfalls der Fall für die Ausgangssubstanz der kalkarenitischen, aus kryptokristallinen Körnern aufgebauten Cailloux noirs bei Reuchenette.

Der Fossilinhalt

Im allgemeinen sind die Cailloux noirs sehr arm an Fossilien. Primär eingelagert konnten in einigen Fällen Characeen (bei Fl 45 in Anhäufungen) und Ostrakodenschalen festgestellt werden. Nicht charakteristisch sind die gerollten Foraminiferen

im allochthonen Kalk der Cailloux noirs von Reuchenette. Marine Fossilien waren nirgends nachweisbar. Die gleiche Feststellung machten A. CAROZZI (1948, 99, 105) und P. DONZE (1958, 206). Wir dürfen demnach mit Sicherheit annehmen, dass das Ausgangsmaterial der Cailloux noirs nichtmarin ist.

3.5 Die chemische Zusammensetzung

3.5.1 Anorganisch

Karbonatgehalt

Sechs Cailloux noirs wurden komplexometrisch auf ihren Karbonatgehalt untersucht:

Tab. 7. Der Karbonatgehalt einiger Cailloux noirs

Probe Nr.	Lithofazies des umgebenden Sedimentes	stratigr. Stellung	%$CaCO_3$	%$CaMg(CO_3)_2$	%gesamt Karbonat
A 3/2	arenitischer Kalk	Reuchenetteform.	99,5	0,2	99,7
A 2/3	kryptokrist. Kalk	Twannbachform.	94,8	1,7	96,5
A 1/6	kryptokrist. Kalk	Twannbachform.	93,6	2,1	95,7
Ri 19	Mergel	Goldbergform.	97,3	1,0	98,3
Ru 7	Mergelkalk	Goldbergform.	95,5	1,9	97,4
X 21	kryptokrist. Kalk	Helvétien	96,7	1,4	98,1

1. Die Cailloux noirs sind demnach durchwegs kalkig (Karbonatgehalt $> 95\,\%$) und besitzen einen sehr geringen Anteil an Dolomit (Dolomitgehalt $< 3\,\%$).
2. Der Kalkgehalt ist von der Lithofazies des umgebenden Sedimentes unabhängig; auch im Mergel oder Mergelkalk sind die Cailloux noirs kalkig.

Der Anteil an Fe, Mn, P, S, SO_4

Die wichtigsten Punkte im Analysengang zur quantitativen Bestimmung dieser Elemente seien kurz festgehalten:

Tab. 8. Methoden für die Bestimmung von Fe, Mn, P, S, SO_4 der Cailloux noirs

Element	Einwaage	Aufschluss	Reagens	Bestimmung
Fe	1 g	$HF+HClO_4$	2,2 Dipiridil	kolorimetrisch
Mn	1 g	$HF+HClO_4$	KJO_4	kolorimetrisch
P	5 g	HNO_3 3-n	Molybdivanadat	kolorimetrisch
S	5 g	$Na_2CO_3+KCLO_3$	$BaCl_2$	gravimetrisch
SO_4	5 g	HCl conc.	$BaCl_2$	gravimetrisch

Drei Cailloux noirs wurden auf diese Art analysiert (Resultate in %):

Tab. 9. Fe_2O_3-, MnO-, P_2O_5-, S- und SO_4-gehalt einiger Cailloux noirs

Probe Nr.	Lithofazies	Farbe	strat. Stellung	Fe_2O_3*	MnO	P_2O_5	S**	SO_4	gesamt Karbonat
A 3/2	arenitisch	grau-schwarz	Reuchenette-formation	0,03	0,01	0,06	0,00	0,09	99,7
A 2/3	mikrokrist.	grau-schwarz	Twannbachform.	0,35	0,03	0,11	0,03	0,26	96,5
Ri 19	mikrokrist.	schwarz	Goldbergform.	0,21	0,08	0,09	0,01	0,24	98,3

* Gesamtgehalt von Fe als Fe_2O_3 bestimmt.
** S als Schwefel in Sulfidform, bestimmt aus der Differenz Gesamtschwefel minus Sulfatschwefel Möglicherweise vorhandener organischer Schwefel ist in diese Werte einbezogen.

Die voliegenden Resultate lassen folgende Schlüsse zu:

1. Die Schwarzfärbung der Cailloux noirs ist nicht auf Sulfide (z. B. Pyrit) zurückzuführen, da S als Sulfid nur in Spuren oder überhaupt nicht auftritt.
2. Oft wurde angenommen (A. Carozzi 1948, 97), dass die Ausgangssubstanz der Cailloux noirs sapropelitisch sei und aus reduzierendem Milieu stamme; das Verhältnis Sulfid/Sulfat widerlegt jedoch diese Annahme.
3. Da Mangan nur in Spuren auftritt, kann es für die dunkle Farbe nicht verantwortlich sein (z. B. Braunstein).
4. Die Schwarzfärbung muss rein organischer Natur sein.

3.5.2 Organisch

Voruntersuchungen

Werden die Cailloux noirs angeschlagen, geschliffen, vermörsert, oder mit verdünnter Säure zersetzt, so entsteigt ein charakteristischer bituminöser Geruch, der mit der Dunkelfärbung deutlich zunimmt. Es müssen somit leichtflüchtige Bestandteile vorhanden sein.

Spuren schwerflüchtiger, löslicher, organischer Bestandteile können im Gestein wie folgt nachgewiesen werden:

1. Gestein mit Hammer zerkleinern und leicht vermörsern.
2. Ca. 2 g davon mit 2-n HCl im Becherglas auflösen.
3. Rückstand abfiltrieren und mit Wasser auswaschen.
4. Filterpapier öffnen und mit Rückstand bei einer Temperatur $< 70°$ C trocknen.
5. Unter dem Abzug oder im Freien Filter auf den Rand eines Becherglases legen, wiederholt einige Tropfen Chloroform auf den Rückstand geben, so dass dieser mehrere Male extrahiert wird. Der äusserste Rand des Filters darf durch Chloroform nicht benetzt werden.

6. Chloroform vollständig verdunsten lassen, Filterpapier mit Rückstand unter einer UV-Lampe bei Dunkelheit betrachten.

Dieser Test wurde an einer ganzen Anzahl Cailloux noirs jeglicher stratigraphischen Lage durchgeführt. Es zeigten sich folgende, in jedem Fall wiederkehrende Resultate.

Bei 1 und 2 entwich der typische bituminöse Geruch. Alle Cailloux noirs lösten sich, durch den hohen Karbonatgehalt bedingt, sehr rasch in 2–n HCl unter Bildung einer bräunlich schwimmenden Haut. Offenbar wurden schon bei diesem Prozess organische Anteile abgesondert. Der Rückstand war gering, braunschwarz bis schwarz und fein verteilt; damit ergab sich eine für die Extraktion wichtige grosse Oberfläche. Die Extraktion mit Chloroform hinterliess in den meisten Fällen sehr feine braune Rändchen auf dem Filter. Unter der UV-Lampe gab es, verursacht durch die extrahierten bituminösen Bestandteile, immer eine sehr deutliche, gelbliche Fluoreszenz mit grosser Intensität in den Randpartien. Im allgemeinen konnte mit zunehmender Dunkelfärbung auch eine grössere Fluoreszenz festgestellt werden. Der Anteil der Extraktion war nicht zu ermitteln; er betrug aber nur einen kleinen Bruchteil des Rückstandes. Zur Kontrolle wurden einige beige bis graue, den Cailloux noirs benachbarte Sedimente auf die gleiche Weise untersucht, hier war jedoch der Befund negativ.

Durch quantitative Bestimmungen war es möglich, die Genauigkeit der beschriebenen Methode festzsutellen. Demnach ergeben 300 ppm in der Kälte extrahierbare Substanz unter der UV-Lampe eine sehr deutliche Fluoreszenz. Die Nachweisgrenze liegt vermutlich unter 100 ppm.

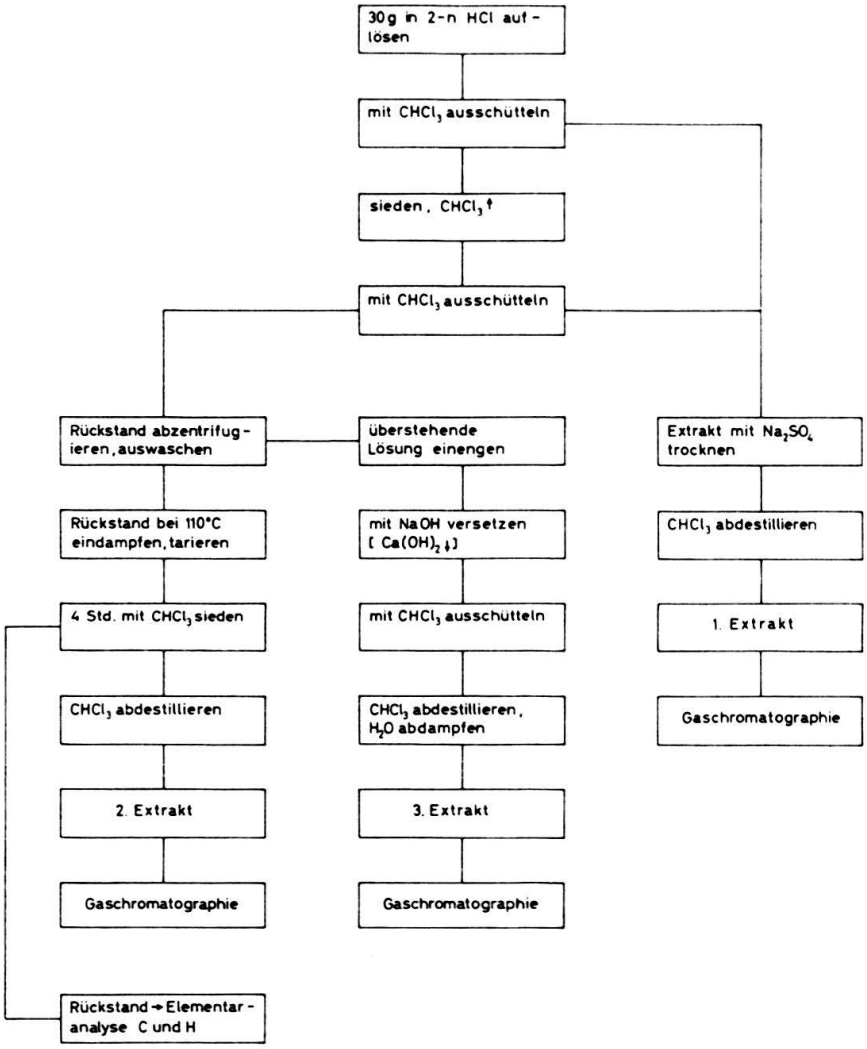
Quantitative Bestimmungen

Die beiden Cailloux noirs-Proben A 3/2 aus der Reuchette- und Ri 19 aus der Goldbergformation wurden organisch-chemisch eingehender analysiert. Der Verlauf der Untersuchungen ist aus nachstehender Tabelle ersichtlich (Tab. 10). – Die Auflösung erfolgte mit leichtem Überschuss an 2-n HCI. Das mehrmalige Ausschütteln musste wegen der sich bildenden schwimmenden Flüssigkeitshaut im Scheidetrichter und nicht im Soxhelet durchgeführt werden. Alle Chloroformextrakte waren hellgelb bis braun und besassen den typischen Geruch von Aromaten. Mit der Zugabe von Na OH wurde versucht, eventuell vorhandene organische Basen frei zu bekommen. Der Rückstand war in beiden Fällen schwarz.

Im ersten Extrakt wurden 0,033 % und 0,037 % des Ausgangsmaterials aufgelöst. Im Extrakt 2 und 3 schwankten die Werte bei beiden Proben zwischen 0,005 und 1,10 %. Der Rückstand betrug (2. Extrakt subtrahiert) bei A 3/2 0,108 %, bei Ri 19 1,578 %.

Die gaschromatographische Untersuchung der drei Extrakte ergab die Abwesenheit von organischen Verbindungen mit einem Siedepunkt unter 250°C. Bezogen auf die homologe Reihe der Grenzkohlenwasserstoffe kämen demnach nur schwerflüchtige Moleküle mit einer C-Zahl > 14 vor. Auf die umständliche Bestimmung der hochsiedenden Stoffe wurde jedoch verzichtet.

Tab. 10. Verlauf der organisch-chemischen Untersuchung bei den Cailloux noirs-Proben A 3/2 und Ri 19



Die Elementaranalyse des Rückstandes (ausgeführt durch Firma Dr. K. EDER, Genf) ergab folgende prozentuale Werte:

Tab. 11. Elementaranalyse des $CHCl_3$ unlöslichen Rückstandes der Proben A 3/2 und Ri19

A 3/2		Ri 19
29,63 %	C	11,53 %
1,95 %	H	1,37 %
57,61 %	Rückstand	80,09 %
10,81 %	nichtbestimmter Rest	7,01 %

Der nichtbestimmte Rest besteht aus sulfidischem S und aus organisch gebundenem O, N, S und P. Wobei O der Hauptbestandteil ist.

Da der nichtkarbonatische Anteil sehr gering war, hatte etwaig vorhandenes Konstitutionswasser, das erst bei einer Temperatur > 110°C abgegeben wird, für die H-Bestimmung keinen Einfluss. – Zusammengefasst beträgt der Gehalt an organischer Substanz im Gestein:

	A 3/2	Ri 19
$CHCl_3$-Extrakte	0,050 %	0,052 %
nichtextrahierbare organische Substanz	0,045 %	0,280 %
Gesamtanteil organischer Substanz	0,095 %	0,332 %

Der Gehalt beträgt im tiefschwarzen Ri 19 drei- bis viermal soviel als im grauschwarzen A 3/2.

Berechnet man das Atomverhältnis von H zu C aus der Elementaranalyse, so erhält man die Werte:

	A 3/2	Ri 19
H : C =	1 : 1,29	1 : 0,70

Werden pro C-Atom zwei H gebunden, was bei hochmolekularen Kohlenwasserstoffen annähernd zutrifft, so erhält man einen Überschuss an C. Durch den voraussichtlich geringen Anteil von Aromaten wird dieses Verhältnis kaum gestört. Der freie Kohlenstoff beträgt demnach:

	A 3/2	Ri 19
vom gesamten C-Gehalt	62 %	29 %
im Gestein	0,008 %	0,011 %

Wird der Kohlenstoffgehalt der Cailloux noirs aus der gesamten organischen Substanz berechnet, indem für die Extrakte schätzungsweise 70 % C eingesetzt wird, so erhält man für A 3/2: 0,067 % C und für Ri 19: 0,197 % C.

Nach den sedimentologischen Untersuchungen, sowie nach dem überschüssigen Kohlenstoff zu schliessen, muss das organische Material vor allem pflanzlicher Herkunft sein. – Nehmen wir für Algen eine durchschnittliche Trockensubstanz von 3 % mit einem C-Gehalt von 50 % an (Schlag nach Natur 1958, 589), so beträgt der Kohlenstoff 1,5 % der gesamten pflanzlichen Substanz. Wird der Kohlenstoffgehalt von A 3/2 und Ri 19 gleich diesem Wert gesetzt, so lässt sich annäherungsweise der Anteil der lebenden Pflanzen zum Ausgangssediment der Cailloux noirs berechnen. Er beträgt für A 3/2 ca. 4,5 % und für Ri 19 ca. 13 %. Berücksichtigt man noch das während der Diagenese entweichende CO_2, so werden die approximativen Richtungswerte etwas grösser. Vergleichsweise beträgt der organische Gehalt einer Gyttja zwischen 3 und 50 % (A. LUNDQVIST 1927, 27).

Aus Abschnitt 5.1.2 ist ersichtlich, dass nur organische Substanz für die Schwarzfärbung verantwortlich ist. Die Bitumina, ein Gemisch von höhermolekularen Kohlenwasserstoffen, sind von farbloser bis brauner Farbe, wie sie ebenfalls die Extrakte aufweisen. Sie sind deshalb als Farbstoffe nur von sekundärer Bedeutung.

Die dunkelgraue bis schwarze Farbe der Cailloux noirs muss daher in erster Linie von sehr fein verteilter kohliger Substanz herrühren. Für eine Schwarzfärbung der Kalke genügt 100 ppm submikroskopisch feiner Kohlenstoff. Bezeichnenderweise ist Ri mit 0,11 % tiefschwarz, während das grauschwarze A 3/2 nur 0,008 % C enthält.

Je nach dem Gehalt am organischem Material, insbesondere an kohliger Substanz, sind die Cailloux noirs graubraun bis tiefschwarz gefärbt.

Es besteht ein grosser Unterschied, ob ein Sediment durch Sulfide dunkelgefärbt ist, oder durch organische Substanz. Im ersten Fall tritt eine durch die Verwitterung oxydative Veränderung ungleich viel schneller ein (siehe Abschnitt 432). Die hochmolekularen Kohlenwasserstoffe, insbesondere aber die träge kohlige Substanz können nur sehr langsam oxydiert werden. Daher die erstaunliche frische Farbe der Cailloux noirs, die oft irrtümlich dem schützenden Einfluss des Bindemittels zugeschrieben wurde (J. Favre und E. Joukowsky 1913, 318; A. Carozzi 1948, 100).

3.6 Die Genese und Herkunft der Cailloux noirs

1. In einem mehr oder weniger abgeschlossenen, nicht normal marinen Becken z. B. Lagune) findet eine biochemische bis chemische Ausfällung von Ca-Karbonat statt.
2. Der Kalkschlamm bildet mit abgestorbenen Pflanzen eine graue, detritusarme Kalkgyttja (A. Lundqvist 1927, 27; E. Naumann 1930, 60).
3. Im seichten Ablagerungsmilieu wird möglicherweise vorhandener Schwefel, sofern er nicht organisch gebunden bleibt, oxydiert (keine sulfidische Schwarzfärbung).
4. Während der Diagenese verwandeln sich die organischen Stoffe vor allem unter Abspaltung von H_2O in höhermolekulare Verbindungen, ohne dass Schwefelverbindungen reduziert werden. Je nach dem organischen Anteil und dem Inkohlungsgrad nimmt das Sediment eine graubraune bis tiefschwarze Farbe an.
5. Niveauschwankungen (Oszillationen) bewirken eine Aufarbeitung des mehr oder weniger stark verfestigten Sediments durch Wellen, Gezeiten oder Strömungen. Je nach den Umständen werden dabei auch andere Sedimente aufgearbeitet.
6. Durch Strömungsvorgänge wird das Material über eine kurze Strecke verfrachtet oder bleibt in speziellen Fällen am Ort seiner Aufarbeitung.
7. Je nach Aufarbeitungs- und Transportart entstehen Sedimente, die gleichmässig verteilte, angehäufte oder gradiert geschichtete Cailloux noirs von verschiedenem Rundungsgrad enthalten. Mit aufgearbeitetem Fremdmaterial bilden die Cailloux noirs die «Brèches multicolores». – Das Milieu der Cailloux noirs führenden Schichten kann limnisch, brackisch oder flachmarin sein.
8. Spezialfall: Die Cailloux noirs sind kalkarenitisch (F. J. Pettijohn 1957, 401). Das Ausgangssediment wird in kleine Komponenten aufgearbeitet, durch bewegtes Wasser gerollt und auf engem Raum, möglicherweise an Ort und Stelle als Kalkarenit sedimentiert. Nach der diagenetischen Verfestigung erfolgt erneute Aufarbeitung und Verfrachtung; es entstehen kalkarenitische Cailloux noirs.

Wir gehen mit M. Mattauer (1958, 48) einig, dass die Muttergesteine der Cailloux noirs noch in keinem Fall gefunden werden konnten. Dies ist nicht auf ihre oxydative Verfärbung (siehe Abschnitt 3.5.2), sondern auf ihre exponierte, der Aufarbeitung sehr anfällige, landnahe und räumlich beschränkte Lage zurückzuführen.

4. JURA/KREIDE-GRENZSCHICHTEN

4.1 Überblick

4.1.1 Die stratigraphische Einordung des «Purbeckien» im Jurasystem

Typus: Isle of Purbeck, Dorset (A. BRONGNIART, 1829).

An der Dôle wurde erstmals im Juragebirge eine Mergellage zwischen dem «Portlandien» und «Néocomien» durch PIDANCET (PIDANCET u. LORY 1847, 5) beobachtet. In den folgenden zwei Jahren konnte CH. LORY (1857, 235) wiederholt die mergeligen Schichten im französischen und schweizerischen Jura feststellen. Auf Grund der vorgefundenen Süsswasserfossilien datierte man sie als Wealden und ordnete sie der Kreide zu. Die Cailloux noirs wurden in Kenntnis der Hypothese von L. von BUCH (1818, 127) als alpine Kalkbruchstücke gedeutet. Später, durch LYELL und FORBES veranlasst, setzte CH. LORY (1857, 288) die Ablagerungen ins «Purbeckien» und damit in das Jurasystem. Unabhängig von CH. LORY kam E. RENEVIER (1857, 284) durch die Untersuchung der Süsswasserfossilien in Villers-le-Lac zum gleichen Ergebnis.

E. DESOR und A. GRESSLY (1859, 45) entdeckten diese Mergelschicht erstmals im Neuenburger Jura bei La Sauge. Da nach ihrer Auffassung der Schichtverband ebensogut dem Wealden wie dem Purbeckien angehören konnte, wurde bis zur Klärung des Problems ein provisorischer Begriff geschaffen: Das «Dubisien» nach den zahlreichen Aufschlüssen am Doubs (= Dubis lat.). Die neue «Stufe» wurde der Kreide zugeordnet. Fünf Jahre später liess E. DESOR (1864, 544) den Ausdruck fallen, ersetzte ihn durch «Purbeckien», das er dem Jura zuwies.

P. DE LORIOL und A. JACCARD teilten das «Purbeckien» in drei Einheiten auf (Tab. 12). Durch die Bearbeitung der Fossilien von Villers-le-Lac gelang ihnen die Korrelation des «Purbeckien» im Juragebirge mit dem Unteren und Mittleren Purbeckien Englands. Dieselbe Dreiteilung der Purbeckstufe benutzte noch J. B. GREPPIN (1870, 210); in der Folge wurden jedoch die Dolomies portlandiennes zum «Portlandien» gezählt.

E. BENOIT (1879, 485) war der Ansicht, dass der marine Charakter des «Purbeckien» überwiege und zählte es daher zum Néocomien.

Neue Erkenntnisse brachten G. MAILLARDS Arbeiten aus dem schweizerischen und französischen Jura. Er teilte das «Purbeckien» in zwei Gruppen (Tab. 12). Die Bezeichnung Couches nymphéennes (G. MAILLARD 1884, 4) fand jedoch keinen Anklang und wurde nicht mehr verwendet. Die Ergebnisse seiner ausgedehnten paläontologischen Untersuchungen fasste er wie folgt zusammen (1885a, 11):

> Die Dolomies saccharoides gehören dem Portlandien an.
> Das Purbeckien ist keine Stufe, sondern nur eine Fazies, wobei die nördliche jurassischen Alters (Oberes Portlandien) ist, die südliche dagegen der Kreide (Berriasien) zugewiesen wird.

Nachdem G. MAILLARD (1885b, 5) in der Cluse de Chaille (Savoie-Isère) nebst nichtmarinen Fossilien tithonische *Am.* (*Perisphinctes*) *lorioli* gefunden hatte, änderte er seine Ansicht: Die südliche Fazies des «Purbeckien» gehört nicht ins

Tab. 12. Vergleichende stratigraphische Übersicht zum «Purbeckien» im Juragebirge.

P. DE LORIOL & A. JACCARD (1865,70) Villers-le-Lac	G. MAILLARD (1884,5) Jura suisse	A. CAROZZI (1948,9) Jura suisse	P. DONZE (1958,130) Jura français
VALANGINIEN	VALANGINIEN	BERRIASIEN	VALANGINIEN INF. — BERRIASIEN SUP.
Sous-groupe du calcaire d'eau douce	Couches saumâtres supérieures — Couches nympheennes	Couches saumâtres ou marines supérieures — Couches lacustres	"Ensemble laguno-lacustre supérieur"
Sous-groupe des marnes à gypse	Cornieule (calcaire cloisonné, celluleux) — Marnes à gypse	Couches dolomitiques inférieures ou marnes à gypse	lits de marnes dolomitiques; dolomies, calcaires (dolomitiques)
Sous-groupe des dolomies portlandiennes	PORTLANDIEN	PORTLANDIEN	Premier niveau d'eau douce
PORTLANDIEN			PORTLANDIEN

Berriasien, sondern ist jurassisch und endet im oberen Tithonien. Somit musste das Berriasien das Äquivalent des Unteren Valanginien sein (M. D. Hollande 1911, 208; J. Révil 1911, 351).

L. Rollier (1910, 7) fasste unter dem Begriff Erguélien das Untere Valanginien und «Purbeckien» zusammen. Der Ausdruck fand jedoch keine Verwendung.

Erstmals nach G. Maillard wurde das gesamte schweizerische «Purbeckien» durch A. Carozzi (1948, 7) neu bearbeitet. Im Gegensatz zu Maillard stellte er das «Purbeckien» ins Berriasien und teilte es in drei Einheiten auf (Tab. 12). Je nach Region wird das untere «Purbeckien» durch die Marnes à gypse oder die Couches dolomitiques inférieurs gebildet. – Um die komplexen paläogeographischen Verhältnisse zu deuten, kam er zu folgender Hypothese: «Le Jura a été affecté au Purbeckien par un plissement précurseur qui a donné naissance à des ondulations à grand rayon de courbure. Ces plis embryonnaires reproduisaient, de façon atténuée, les principales culminations de la tectonique actuelle.

Die Mikrofauna der Jura/Kreide-Grenzschichten im schweizerischen Juragebirge wurde zum ersten Mal durch Bartenstein und Burri (1954, 426) bearbeitet. Dabei gelang ihnen mit Hilfe der Ostrakoden eine Korrelation mit dem englischen Purbeckien: Das schweizerische obere Purbeckien entspricht dem höheren Teil des englischen Unteren und dem tieferen Teil des englischen Mittleren Purbeckien. Die

beiden Autoren regten an, die Jura/Kreide-Grenze an der Grenze Oberpurbeckien/Wealden Englands, bzw. im unteren Teil der «Zone der oolithischen Mergel und Kalke» des schweizerischen Unter-Valanginien festzulegen.

Aus der ausgezeichneten Arbeit von P. DONZE (1958) über den Jura/Kreide-Übergang im französischen Jura und der Umgebung der «fosse vocontienne» seien nur die stratigraphischen Korrelationen genannt. MAILLARDS Hypothese aus dem Jahre 1885, d. h. die Zuordnung des Purbeckien zum obern Tithonien, widerlegt er wie folgt:

«En réalité, on peut faire à cette hypothèse, qui se fonde uniquement sur la présence des deux espèces d'Ammonites citées, de graves objections d'ordre paléontologiques:

a) Sur la dizaine d'échantillons recueillis dans les nivaux purbeckiens du Jura méridional, aucun Périsphinctidés n'a été cité; ce sont tous des Berriasellidés. Or, au Tithonique supérieur les deux familles coexistent, les Périsphinctidés ne disparaissant qu'à la fin du Jurassique.

b) *B. lorioli* et *B. richteri* n'ont pas la signification stratigraphique précise que KILIAN leur a donnée, puisqu'on les retrouve encore dans le Berriasien (MAZENOT 1939, 126 et 130).

c) On n'a pas compte de la découverte faite par RÉVIL à la Cluse de Chailles (1911, 321) de *B.* cf. *privasensis* PICT., espèce qui indiquerait plutôt le Berriasien (MAZENOT 1939, 47).

Tout bien considéré, la seule considération des faunes d'Ammonites apporterait plutôt une présomption en faveur de l'âge berriasien des dépôts purbeckiens dans le Jura méridional.»

Durch eingehende mikropaläontologische Untersuchungen kam P. DONZE zu folgendem Schluss: Der obere Teil des Purbeckien («l'ensemble laguno-lacustre supérieur») des südlichen französischen Juragebirges kann mit dem mittleren Berriasien der subalpinen Region synchronisiert werden. Der unterste Abschnitt des Purbeckien («le premier niveau d'eau douce») entspricht der Basis des Berriasien oder möglicherweise sogar dem oberen Tithonien. Wie schon MAILLARD, kam er zum Ergebnis, dass die bio- und lithofaziellen Schwankungen es nicht zulassen, dem Purbeckien im Jura den Wert einer Stufe oder Unterstufe zu geben. Vielmehr ist es eine Fazies des unteren und mittleren Berriasien und z. T. möglicherweise des obersten Tithonien. Zu den über dem Purbeckien liegenden marinen Schichten berichtet er: «De même, les premiers bancs marins surmontant immédiatement les niveaux purbeckiens doivent correspondre à l'horizon supérieur du Berriasien; mais il est impossible de déterminer avec précision où commence le Valanginien.» Gestützt auf die Arbeit von G. MAZENOT (1939, 1), der das Berriasien mit *B. paramencilata* M. und *B. grandis* M. beginnen lässt, muss nach P. DONZE der obere Teil des Purbeckien an die Basis der Kreide gestellt werden. – Dank den Ostrakoden gelang ihm die Parallelisation zum englischen Purbeckien. «L'ensemble laguno-lacustre supérieur» (oberes «Purbeckien») entspricht dem obersten Teil des Unteren Purbeckien und der Basis des Mittleren Purbeckien in England. Demnach entspricht das Untere Purbeckien Englands zeitlich der Basis des Berriasien und wahrscheinlich dem oberen Tithonien.

Am Jura-Kolloquium in Luxemburg (1962) wurde das «Purbeckien» als eine vor allem lagunäre und kontinentale Fazies des obersten Jurasystems und möglicherweise der Kreidebasis definiert. Auf eine exakte stratigraphische Zuordnung wurde nicht eingangen.

4.1.2 Die stratigraphischen Einheiten: Berriasien, Valanginien, Néocomien

Berriasien

Typus: Berrias, SE-Frankreich (H. COQUAND 1871).

Mit der Einführung des Begriffs Berriasien als äquivalente Bezeichnung zum Unteren Valanginien durch E. BAUMBERGER (1901, 12) entstand eine unheilvolle Unklarheit in der Klassifikation und Parallelisation der untersten Kreide (vgl. F. BURRI 1956, 602). Während in Frankreich die stratigraphische Stufenfolge Berriasien, Valanginien inférieur, Valanginien supérieur im allgemeinen gebräuchlich ist (vgl. z. B. Tab. 12), wird die folgende Einteilung von E. BAUMBERGER in der Schweiz noch häufig verwendet: Berriasien (= Unteres Valanginien), Valanginien (= Oberes Valanginien).

Der Stratotyp des Berriasien wurde durch R. BUSNARDO, G. LE HEGARAT und J. MAGNÉ (1963) neu aufgenommen und vom «Colloque de Stratigraphie sur le Crétacé inférieur en France» (Lyon 1963) definiert (vgl. CH. HÄFELI 1964, 88); Das Berriasien umfasst die Zonen mit Berriasella boissieri an der Basis, sowie Berriasella grandis im oberen Teil und wird stratigraphisch tiefer als das Valanginien eingeordnet.

Valanginien

Typus: Valangin, Jura neuchâtelois (E. DÉSOR 1853).

A. JACCARD (1869, 159) teilte das Valanginien nach lithologischen und paläontologischen Gesichtspunkten in zwei Unterstufen auf. Zum Unteren Valanginien wurde der Marbre bâtard (oben) und die Mergel- und Kalk-Zone (unten) gerechnet. Folgende Makrofossilien kommen als wichtigste Leitformen in diesen Schichten vor (F. BURRI 1956, 602):

Phyllobrissus renaudi (AGASSIZ)
Pygurus gillieroni DÉSOR
Leviathania leviathan (PICTET u. CAMPICHE)
Pterocera jaccardi (PICTET u. CAMPICHE)

Das Obere Valanginien besteht aus den Schichtgliedern:
Astieriaschicht (oben)
Couche de Villers
Calcaire roux
Marnes d'Arzier (unten)

und enthält nach F. BURRI (1956, 604) als leitende Brachiopoden:
Sulcirhynchia valangiensis (DE LORIOL)
Lamellaerhynchia desori (DE LORIOL)
«*Terebratula*» *aubersonensis* PICTET
«*Terebratula*» *carteroniana* D'ORBIGNY
«*Terebratula*» *moreana* D'ORBIGNY
Terebratella jaccardi DE LORIOL
Terebratella arzierensis DE LORIOL
Terebrirostra neocomiensis D'ORBIGNY

Dazu kommen im Oberen Valanginien einige seltene Ammoniten-Arten (E. BAUMBERGER 1910, 35):

Hoplites bissalensis (KARAK.)
Hoplites leenhardti (KILIAN)
Hoplites albini (KILIAN)
Hoplites thurmanni (PICTET u. CAMPICHE)
Hoplites desori (PICTET u. CAMPICHE)
Hoplites arnoldi (PICTET u. CAMPICHE)
Saynoceras verrucosum (D'ORBIGNY)
Astieria scissa (BAUMBERGER)
Astieria atherstoni (SHARPE)
Polyptychites juillerati (BAUMBERGER)
Polyptychites villersensis (BAUMBERGER)
Garnieria sp.

Ein weiteres leitendes Makrofossil ist *Pygurus rostratus* (AGASSIZ). Die Makrofossilien, die eine Unterteilung des Valanginien in Zonen ermöglichen würden, fehlen.

Das «Colloque de Stratigraphie» (Lyon 1963) beschloss, das Valanginien mit dem in SE-Frankreich verbreiteten Zonenfossil *Kilianella roubaudiana* beginnen zu lassen.

Néocomien

Typus: Neuchâtel = Neocomensis (J. THURMANN 1835).

Nachdem der Begriff Néocomien seit jeher sehr unterschiedlich zur Bezeichnung von verschiedenen stratigraphischen Einheiten zwischen dem «Purbeckien» und Cénomanien verwendet wurden, forderten R. F. RUTSCH und P. BERTSCHY (1955, 353) eine eindeutige Definition. Am «Colloque de Stratigraphie» in Lyon (1963) wurde folgende verbindliche Resolution gefasst: Das Néocomien ist keine Stufe, sondern eine Unterabteilung der Unteren Kreide; es umfasst die Stufen: Berriasien, Valanginien und Hauterivien.

4.2 Litho- und Biofazies

4.2.1 Profile im Bielerseegebiet

Profil Riedli (Ri)

Riedli, zwischen Biel und Vingelz, LK-Blatt 1125, Koord. 584.040/220.390. Vgl. G. MAILLARD (1884, 7), E. BAUMBERGER (1894, 171 und 178; 1903, 7), K. RYNIKER (1923, 56). A. CAROZZI (1948, 81). F. BURRI (1956, 613).

Goldbergformation

1.	x + 0,1 m	Bunte, vorwiegend dunkelgelbe, z. T. gebänderte kryptokristalline Mergelkalke mit weinroten Flecken und dünnen, dunkelgelben tonigen Zwischenlagen, knollige Verwitterung, Chalcedon 2%.
2.	0,2 m	Gelblich- bis bräunlich-graue, tonige Mergel.
3.	0,15 m	Beiger bis leicht weinroter, kryptokristalliner Mergelkalk mit vereinzelten Cailloux noirs bis zu 1 mm Grösse.
4.	0,25 m	Beiger, kryptokristalliner Kalk, verwittert unter Bildung rostgelber Flecken.

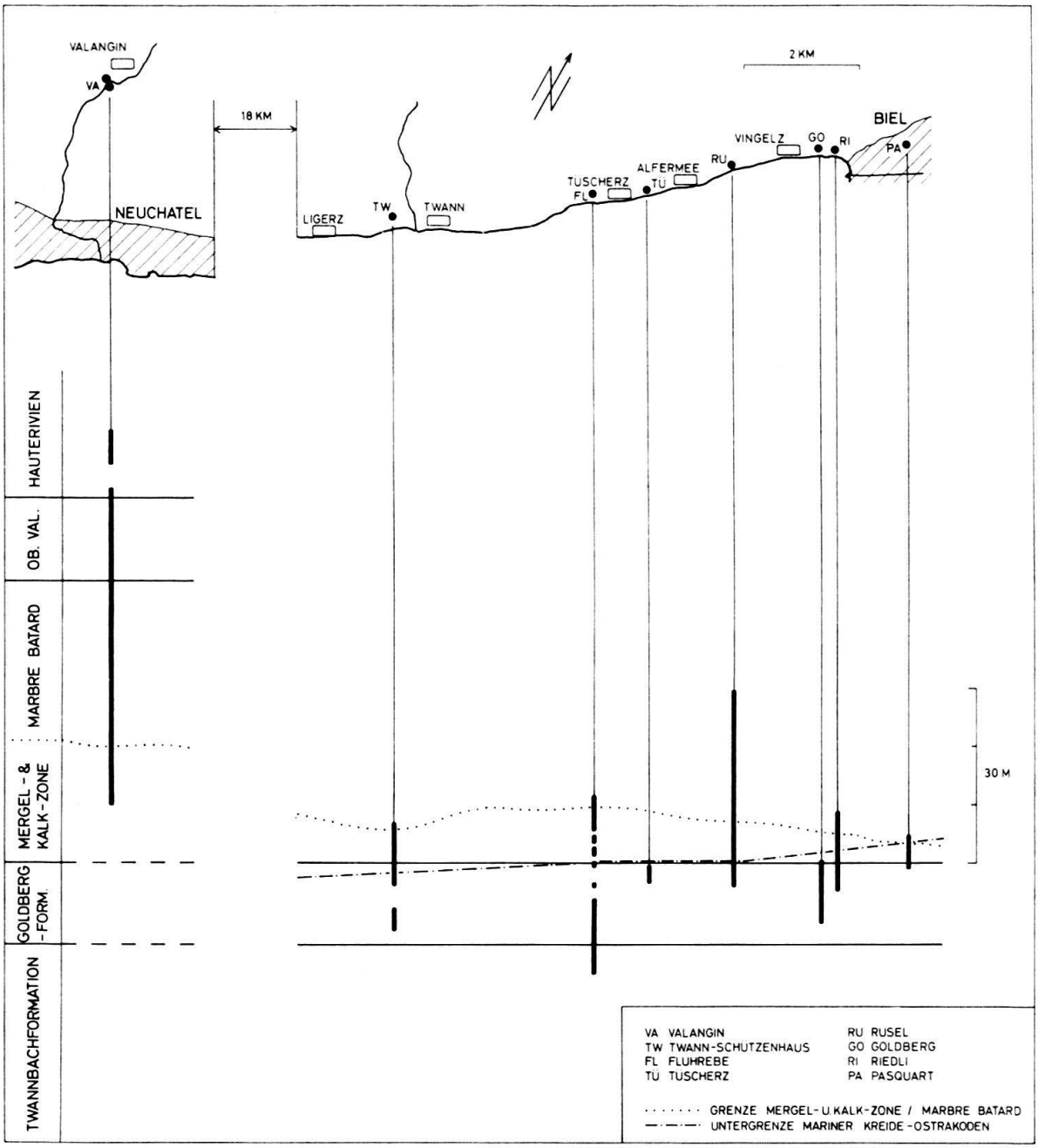


Fig. 25. Situation der Detailprofile aus den Jura/Kreide-Grenzschichten

5.	0,1–0,2 m	Dunkelgelber, graugefleckter, mikrokristalliner, harter Kalk.
6.	0,01–0,03 m	Bunte, tonige Lage.
7.	0,15 m	Grau-gelber, arenitischer Mergelkalk mit weinroten Flecken und Cailloux noirs bis 2 mm Durchmesser.
8.	0,25 m	Grünlich-graue, gegen unten weinrote, blättrige Mergel mit dunkelgelben Flecken und vereinzelten braunen Kalkkonkretionen.
9.	0,3 m	Grau-beiger, arenitischer Kalk mit kleinen glasigen Punkten und dunkelgelben, sowie weinroten Flecken.
10.	0,005–0,01 m	Grau-gelbe, tonige Zwischenlage.
11.	0,3 m	Grau-gelb gefleckter, arenitischer, teilweise oolithischer Kalk mit kleinen glasigen Punkten.

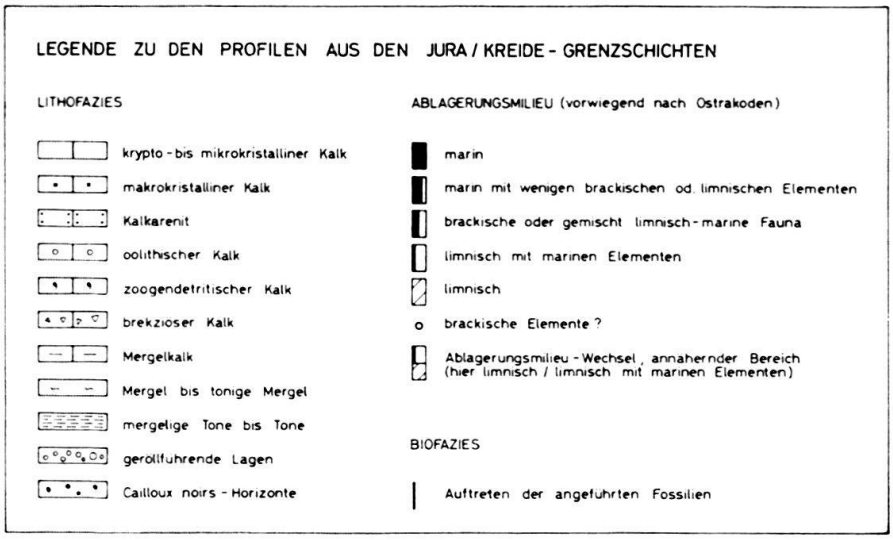


Fig. 26. Legende zu den Profilen aus den Jura/Kreide-Grenzschichten Fig. 27, 28, 30, 31, 32, 33, 34 und 35).

12.	0,3 m	Grau-dunkelgelb gefleckter, kryptokristalliner, organisch detritischer (Characeen, Ostrakoden) Kalk.
13.	0,35 m	Grau-beiger, arenitischer, teilweise kryptokristalliner Mergelkalk bis Kalk mit dunkelgelben Flecken und kleinen hellbraunen, glasigen Punkten, von feinen Tonhäuten durchzogen, grau-gelb knollig verwitternd.
14.	0,03–0,05 m	Hellbräunlich-beiger, arenitischer, z. T. kryptokristalliner Mergelkalk, hellgrau-dunkelgelb verwitternd, Cailloux noirs bis 2 mm Durchmesser.
15.	0,4 m	Grau-beiger, kryptokristalliner Kalk mit dunkelgelben Flecken und Cailloux noirs bis 2 mm Grösse, intensiv von dünnen Mergellagen durchzogen, zuunterst Mergel mit bis 5 mm grossen Cailloux noirs vorherrschend.
16.	0,02–0,03 m	Beige-grauer, arenitischer Mergelkalk voller Cailloux noirs bis 0,8 cm Durchmesser, Kluftflächen gelb anwitternd.
17.	0,03–0,05 m	Weinrote, dunkelgraue und olivgrüne, blättrige, tonige Mergel.
18.	1,6 m	Knollenhorizont: Grau-oliver, kryptokristalliner Mergelkalk mit kleinen Cailloux noirs bis 1 mm Grösse, intensiv von olivgrünen, blassweinroten Mergellagen und- Nestern durchzogen, so dass der Mergelkalk ausgesprochen knollig anwittert, Kluftflächen meist dunkelgelb.

Mergel- und Kalk-Zone:

19.	0,10–0,15 m	Basiskonglomerat: Grau-beige, kryptokristalline Kalkgerölle von 0,5–15 cm Durchmesser mit typischer dunkelgelb-brauner Verwitterungsrinde, meist schlecht gerundet, vereinzelte enthalten bis 3 mm grosse Cailloux noirs, reich an Chara-Oogonien; nebst den graubeigen Geröllen treten Cailloux noirs mit bis 2 mm starker, gelber Verwitterungsrinde und einem Durchmesser bis 6 cm auf; Bindemittel: olivgrüne und weinrote Mergel.
20.	0,20–0,25 m	Dunkelgelbe und weinrote Mergel mit mergelkalkigen Konkretionen von blassbeiger Farbe, vereinzelte Gerölle aus dem Basiskonglomerat.
21.	0,08 m	Geröllhorizont mit ähnlichen Komponenten wie diejenigen des Basiskonglomerates, maximaler Durchmesser der Gerölle 3,5 cm, Bindemittel: vorwiegend graue Mergel.
22.	0,15 m	Grau-dunkelgelb gefleckter, oolithischer, teilweise kryptokristalliner und arenitischer Kalk, vereinzelte Cailloux noirs bis 3 mm Grösse.

22a	0–0,02 m	Dunkelgelbe Mergellage.
23.	0,65 m	Grauer, dunkelgelb gefleckter arenitischer, z.T. kryptokristalliner und oolithischer Kalk, vereinzelte Cailloux noirs bis 3 mm Durchmesser.
24.	0,1 m	Konglomeratischer Horizont bestehend aus bis faustgrossen, schlecht gerundeten dunkelgelben, arenitischen Kalkkomponenten, die fest miteinander verkittet sind und keine Verwitterungsrinde aufweisen.

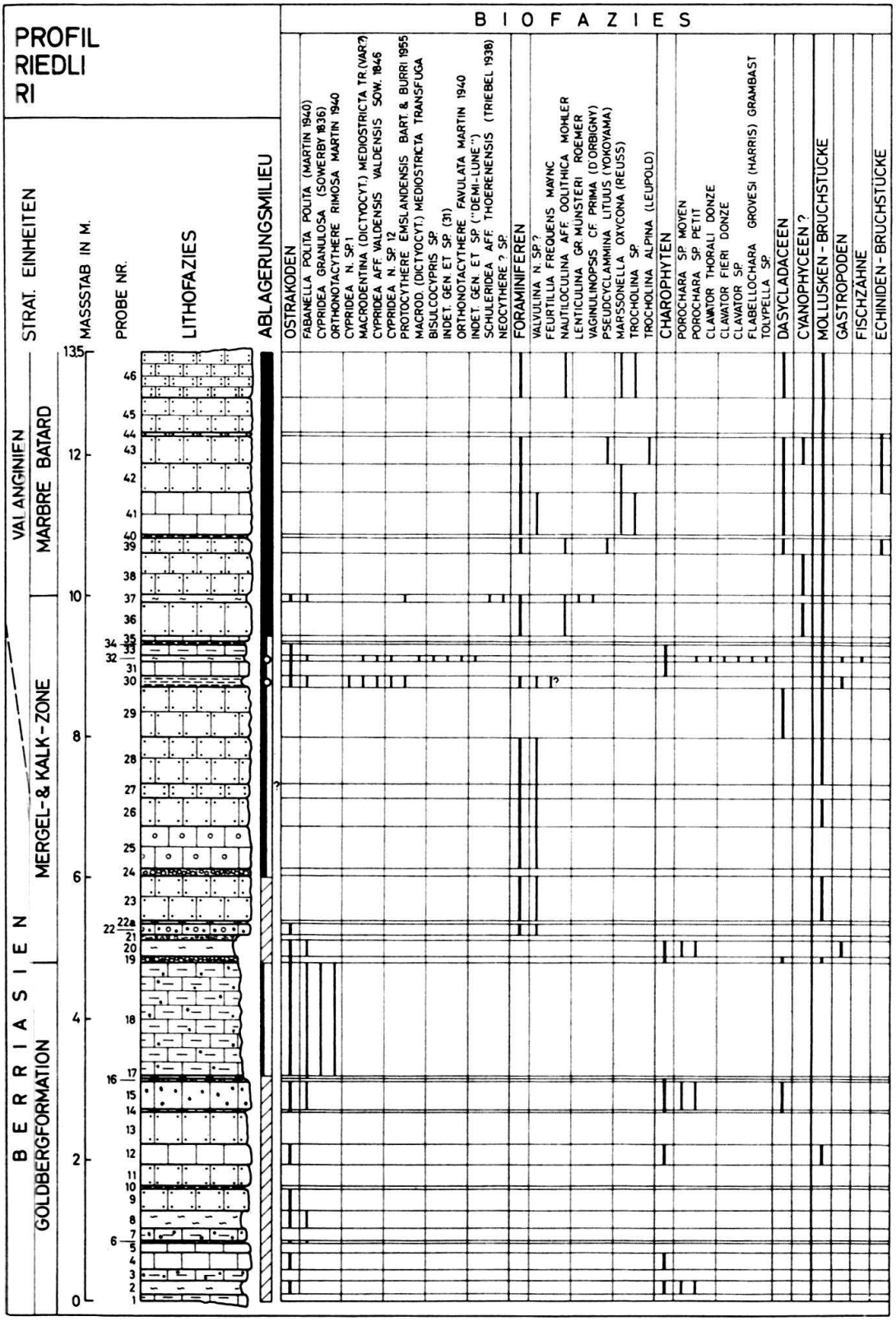


Fig. 27. Profil Riedli (Ri). Legende siehe Fig. 26.

25.	0,6 m	Dunkelgelber, oolithischer Kalk mit hellgrauen Schlieren.
26.	0,4 m	Dunkelgelber, arenitischer, teilweise kryptokristalliner und oolithischer Kalk mit grauen Schlieren.
27.	0,2 m	Dunkelgelber, arenitischer, vereinzelt oolithischer Kalk mit hellgrauen Schlieren.
28.	0,65 m	Dunkelgelber, arenitischer, vereinzelt oolithischer, graugefleckter Kalk.
29.	ca. 0,7 m	Hellgrau-beiger, arenitischer, harter Kalk mit dunkelgelben Flecken ausgeprägte knollige Verwitterung. Quarzgehalt 7%.
30.	0,15–0,2 m	Olivgrünliche bis weinrote mergelige Tone mit vereinzelten dunkelgelben Kalkkonkretionen.
31.	0,2 m	Graubeiger, kryptokristalliner Kalk, Kluftflächen häufig von weinroter Farbe.
32.	0,07 m	Olivgrüne, an der Basis weinrote, tonige Mergel.
33.	0,15 m	Beiger bis dunkelgelber, kryptokristalliner Mergelkalk.
34.	0,005–0,01 m	Dunkelgelbe, tonige Lage.
35.	0,08 m	Dunkelgelb-grau gebänderter, kryptokristalliner Kalk.
36.	0,5 m	Grauer, dunkelgelb gefleckter, arenitischer Kalk, Arenitkörner von rostroter Farbe, an Kluftflächen häufig weinrote Flecken, Quarzgehalt 4 % oben in Nr. 37 übergehend.
37.	0,1 m	Graue bis dunkelgelbe, arenitische Mergel mit rostroten Arenitkörnern und grauen bis beigen Kalkknauern.

Marbre bâtard

38.	0,6 m	Gelber, arenitischer Kalk.
39.	0,2 m	Hellbeiger, arenitischer Kalk, im unteren Teil von zahlreichen olivfarbenen Tonhäuten durchzogen.
40.	0,02 m	Dunkelgelbe, tonige Lage.
41.	0,6 m	Hellbeige-dunkelgelb melierter, kryptokristalliner, teilweise arenitischer Kalk.
42.	0,4 m	Hellbeige-gelb gefleckter, arenitischer harter Kalk.
43.	0,4 m	Hellgrau-gelb gefleckter, arenitischer harter Kalk, der von olivgrünen tonigen Häuten durchzogen ist.
44.	0,03 m	Grau-gelb melierter, arenitischer, harter Kalk, von grünen Tonhäuten durchzogen.
45.	0,5 m	Hellgrau-gelb melierter, arenitischer Kalk.
46,	0,7 m	Dunkelgelber, leicht hellgrau melierter, arenitischer, harter Kalk; dünnbankig.

Profil Goldberg (Go), Typ-Profil der Goldbergformation

Goldberg, alter Steinbruch zwischen Biel und Vingelz, LK-Blatt 1125, Koord. 582. 830/220.320. Vgl. A. Carozzi (1948, 83).

Goldbergformation

1.	x + 0,1 m	Olivgrüne, im obersten Teil etwas hellgraue und dunkelgelbe Mergel.
2.	0,15–0,2 m	Hellgrauer, dunkelgelb gefleckter, makrokristalliner mergeliger Kalk, Quarzgehalt 5 %.
3.	0,1–0,2 m	Olivgrüne und dunkelgelbe, tonige Mergel.
4.	0,5 m	Dunkelgelber, makrokristalliner Kalk, im untersten Teil mit hellgrauen Flecken.
5.	0–0,01 m	Olivgrüne und dunkelgelbe, tonige Mergel.
6.	0,2 m	Dunkelgelber, krypto- teilweise makrokristalliner Kalk.
7.	0,2 m	Dunkel- bis hellgelb gebänderter makrokristalliner Kalk.
8.	0,005–0,01 m	Dunkelgelbe, tonige Zwischenlage.
9.	0,1 m	Dunkelgelber, mikro- teilweise makrokristalliner Mergelkalk.

10.	0,05 m	Bunte, meist graue, tonige Mergel.
11.	0,1 m	Beiger bis grauer, kryptokristalliner Kalk, teilweise von grünen Tonhäten durchzogen.
12.	0,1–0,15 m	Bunte, tonige Mergel.
13.	0,7–0,9 m	Grauer, von dunkelgelben Lagen durchzogener, mikro- teilweise makrokristalliner Mergelkalk mit mergeligen Linsen und Schichten.
14.	0,45–0,6 m	Bunte, vorwiegend weinrote Mergel, im unteren Teil mit vereinzelten kalkigen Konkretionen.
15.	0,6 m	Hellgrauer bis beiger, kryptokristalliner Kalk mit weinroten Flecken und Cailloux noirs bis zu 3 mm Durchmesser, knollig verwitternd.
16.	0,3 m	Olivgrüne bis graue, kryptokristalline, bröckelige Mergel bis Mergelkalke mit bis 5 mm grossen Cailloux noirs. Kluftflächen teilweise dunkelgelb anwitternd, Quarzgehalt 2 %.
17.	0,2 m	Grauer bis hellbeiger, kryptokristalliner, bröckeliger Mergelkalk mit dunkelgelb anwitternden Kluftflächen.
18.	0,03–0,05 m	Weinrote, dunkelgelbe und olivgrüne mergelige Tone.
19.	0,1 m	Grauer, von dunkelgelben Lagen durchzogener, kryptokristalliner Kalk, teilweise rekristallisiert (Calcitrhomboeder).
20.	0,08 m	Dunkelgelb-grau-beige gebänderter, krypto-kristalliner Kalk, Quarz- und Chalcedongehalt 5 %.
21.	0,005–0,02 m	Grünlich-graue, tonige Zwischenlage.
22.	0,15 m	Hellgrauer, dunkelgelb melierter, kryptokristalliner knolliger Mergelkalk, Knollen durch hellbeige Mergellagen voneinander isoliert.
23.	0,1–0,15 m	Dunkelgelbe, graugrün gebänderte, mikrokristalline Mergel bis Mergelkalke, Quarz- und Chalcedongehalt 4 %.
24.	0,15 m	Buntgebänderte, krypto- teilweise makrokristalline Mergel und Mergelkalke, Quarz- und Chalcedongehalt 8 %.
25.	0,25–0,30 m	Hellgraue bis hellbeige, kryptokristalline, bröckelige Mergel bis Mergelkalke.
26.	0,4 m	Bunte Mergel bis mergelige Tone.
27.	0,05 m	Beigelich-grauer, krypto- teilweise makrokristalliner knolliger Kalk.
28.	0,07 m	Hellgrau-dunkelgelb-braun gebänderter, kryptokristalliner, mergeliger Kalk, Quarz- und Chalcedongehalt 2 %.
29.	0,2 m	Dunkelgelbe und graue, z.T. olive, tonige Mergel mit Cailloux noirs bis 8 mm Durchmesser.
30.	0,45 m	Graulich-beiger, kryptokristalliner Kalk, mit dunkelgelben Schlieren.
31.	0,4 m	Olivgrün-graue, teilweise weinrote Mergel mit dunkelgelben Flecken.
32.	0,2 m	Graulich-beiger, arenitischer Kalk mit kleinen glasigen Punkten.
33.	0,1 m	Grau-olivgrüne, bröckelige Mergel.
34.	0,07 m	Hellgrauer, dunkelgelb gefleckter, arenitischer, teilweise kryptokristalliner Kalk mit Cailloux noirs bis 1 mm Durchmesser.
35.	0,08 m	Hellbeiger, etwas bröckeliger, kryptokristalliner Mergelkalk mit dunkelgelb anwitternden Kluftflächen und vereinzelten hellgrauen Flecken.
36.	0,25 m	Beiger, arenitischer Kalk mit vereinzelten hellgrauen Flecken und kleinen glasigen Punkten.
37.	0,25 m	Beiger, kryptokristalliner Kalk mit glasigen Punkten.
38.	0,45 m	Grauer, arenitischer, teilweise kryptokristalliner Mergelkalk bis Mergel mit dunkelgelb anwitternden Kluftflächen und gelben Flecken, z. T. von olivgrünen, tonigen Lagen durchzogen.
39.	0,2 m	Beige, arenitische Kalkbrekzie mit bis nussgrossen Komponenten und Cailloux noirs von derselben Grösse.
40.	0,15–0,25 m	Beiger, kryptokristalliner Mergelkalk mit bis 1,5 cm grossen Cailloux noirs von grauoliven Mergellagen durchzogen, die Cailloux noirs bis zu 3 cm Durchmesser enthalten.
41.	0,25 m	Beiger, bröckeliger, kryptokristalliner Mergelkalk bis Mergel von olivgrünen, tonigen Lagen durchzogen.

42. 0,05 m Beige, arenitische Kalkbrekzie mit Cailloux noirs bis zu 1 cm Grösse.

43. 1,5 m Knollenhorizont: grau-oliver, kryptokristalliner teilweise arenitischer Mergelkalk mit Cailloux noirs bis 3 mm Durchmesser, intensiv von olivgrünen, z. T. dunkelgelben Mergellagen- und Nestern durchzogen, so dass der Mergelkalk ausgesprochen knollig anwittert Kluftflächen meist dunkelgelb, gegen unten Zunahme der Mergel auf Kosten der Mergelkalke, Quarzgehalt 4 %.

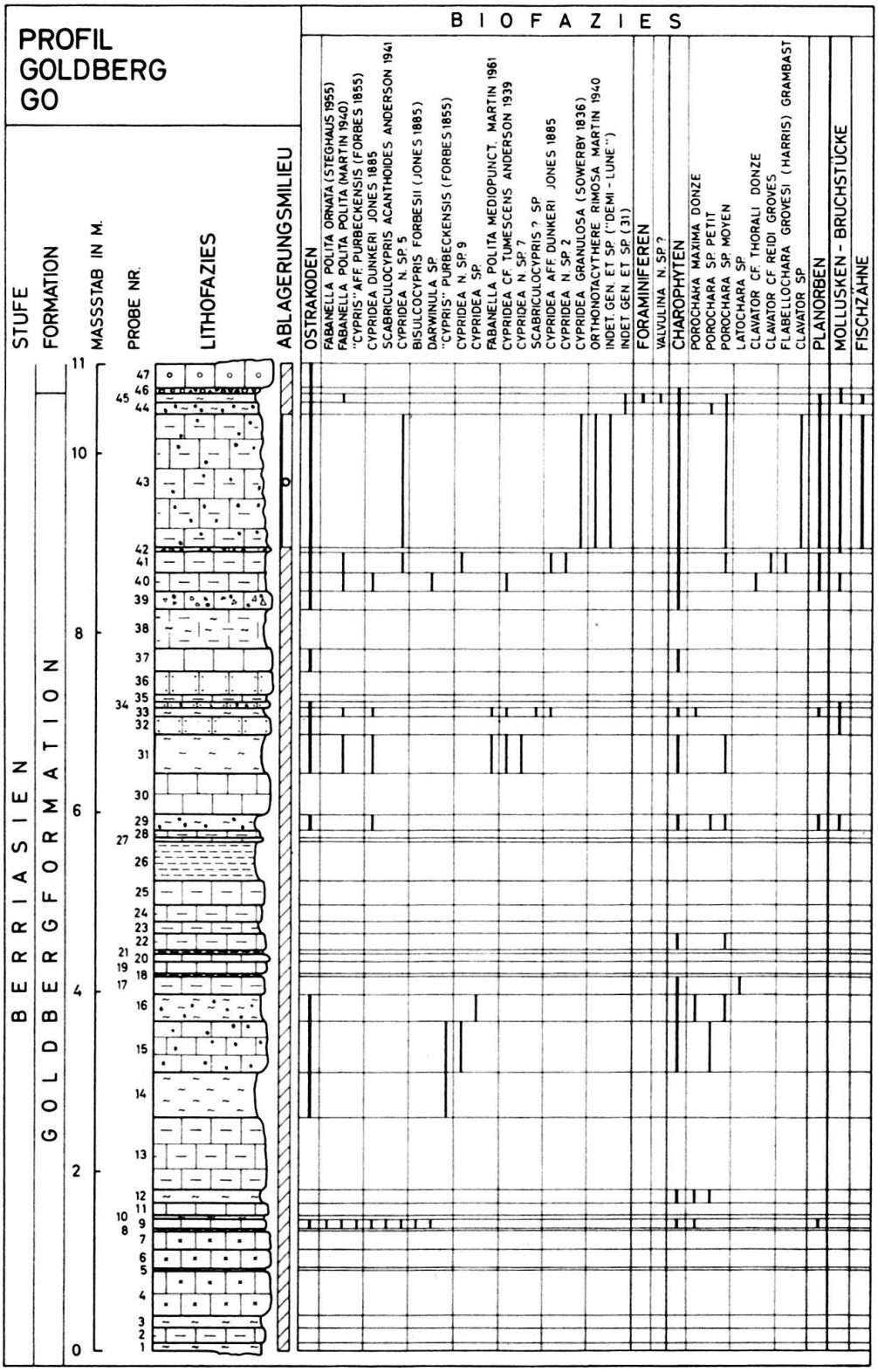


Fig. 28. Profil Goldberg (Go). Legende siehe Fig. 26.

44.	0,1–0,2 m	Olivgrüne, bröckelige Mergel mit dunkelgelben Kluftflächen, vereinzelte Cailloux noirs bis 2 mm Durchmesser.
45.	0,05–0,1 m	bunte, vorwiegend graue, tonige Mergel.

Mergel- und Kalk-Zone

46.	0,08 m	Basiskonglomerat: grau-beige, kryptokristalline, teilweise arenitische Kalkgerölle mit typischer dunkelgelb-brauner Verwitterungsrinde, von 0,2–5 cm Durchmesser, meist schlecht gerundet, vereinzelte enthalten bis 2 mm grosse Cailloux noirs, meist reich an Chara-Cogonien; das Bindemittel ist ein grauer, toniger Mergel.
47.	0,2 + x m	Dunkelgelb-grau gefleckter, oolithischer, teilweise arenitischer Kalk mit vereinzelten dunkelgelben, schlecht gerundeten Geröllen bis zu 1 cm Durchmesser.

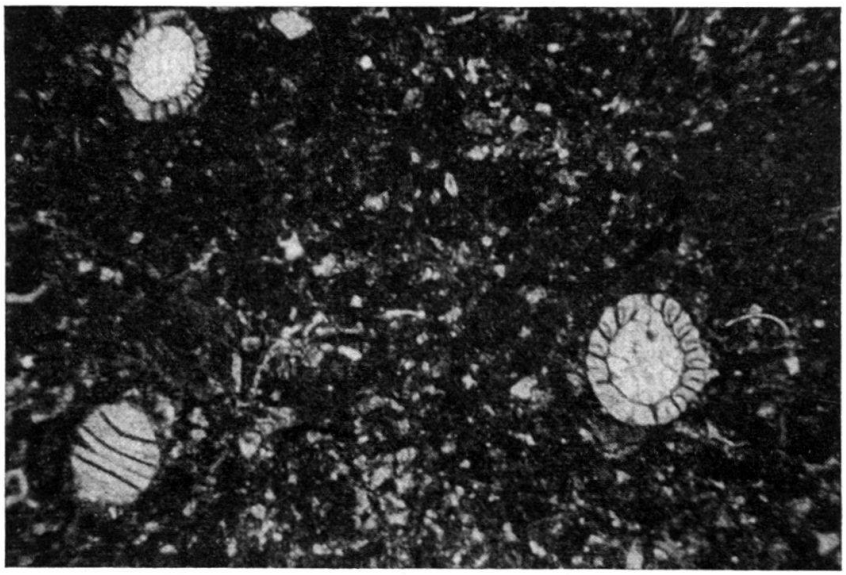


Fig. 29. Geröll aus dem Basiskonglomerat (Ru 11): Detritischer, kryptokristalliner Kalk mit Chara-Oogonien. (Vergrösserung 33 ×)

Profil Rusel (Ru)

Steinbruch Rusel W Vingelz, LK-Blatt 1125, Koord. 582.620/219.320. Vgl. H. Bartenstein und F. Burri (1954, 427), F. Burri (1956, 614).

Goldbergformation:

1.	x + 0,3 m	Grauer bis beiger, arenitischer, z.T. kryptokristalliner, harter Kalk mit vereinzelten kleinen, braunen glasigen Punkten.
2.	0,1 m	Grauer bis leicht beiger, kryptokristalliner Kalk mit dunkelgelben Kluft- und Schichtflächen; blättrig bis dünnplattig.
3.	0,05–0,08 m	Grau-grünliche Mergel, z.T. mit linsenförmigen Kalkknauern; blättrig.
4.	0,45 m	Beiger bis graulicher, arenitischer, harter Kalk, dunkelgelb bis hellbraun verwitternd, mit bis 2 mm grossen Cailloux noirs.
5.	0,9 m	Grauer, arenitischer, teilweise kryptokristalliner Mergelkalk mit gelben Kluftflächen und Cailloux noirs bis zu 3 cm Durchmesser.
6.	0,015 m	Beiger bis graulicher, kryptokristalliner und teilweise arenitischer, harter Kalk, grau verwitternd, Cailloux noirs bis 3 mm Grösse.
7.	0,25 m	Hellgrauer, kryptokristalliner, z.T. arenitischer Mergelkalk mit bis 4 cm grossen Cailloux noirs.

8.	0,05 m	Hellgrauer, arenitischer, harter Kalk, Cailloux noirs bis 1 cm Durchmesser.
9.	0,05 m	Grau-grüne, zuunterst weinrote, tonige Mergel, nach oben in Nr. 10 übergehend.
10.	1,2 m	Knollenhorizont: grau-oliver, kryptokristalliner, zuoberst und zuunterst in Mergel übergehender Mergelkalk, von zahlreichen mergeligen Lagen durchzogen, ausgesprochen knollig anwitternd, Kluftflächen gelb, Cailloux noirs bis 5 mm Grösse.
10a	0,4 m	Grauer, gelbgefleckter, kryptokristalliner Kalk mit vereinzelten bis 5 mm grossen Cailloux noirs.

Mergel- und Kalk-Zone:

11.	0,05–0,1 m	Basiskonglomerat: grau-beige, kryptokristalline Kalkgerölle von 0,2 bis 8 cm Durchmesser mit typischer dunkelgelb-brauner Verwitterungsrinde, meist schlecht gerundet, vereinzelte enthalten kleine, bis 3 mm grosse Cailloux noirs, sehr reich an Chara-Oogonien (Fig. 29); nebst den grau-beigen Geröllen treten verschiedentlich Cailloux noirs mit bis 2 mm starker, gelber Verwitterungsrinde und einem Durchmesser von 2–5 cm auf; das Bindemittel ist ein grünlich-grauer, teilweise brauner, arenitischer Mergel.
12.	0,4 m	Grauer, gelblich anwitternder, oolithischer, teilweise leicht arenitischer und kryptokrstalliner Kalk, von welligen, dünnen Mergellagen durchzogen.
13.	0,15 m	Grüner, arenitischer z.T. oolithischer Mergelkalk, leicht sandig verwitternd, Kluftflächen dunkelgelb, Einlagerungen von graulichen, arenitischen Kalkknauern.
14.	0,1 m	Hellbrauner, leicht dunkelgelber, arenitischer Kalk; zuunterst blättrig.
15.	0,005 m	Bräunliche, tonige Zwischenlage.
16.	0,4 m	Hellbrauner, arenitischer, teilweise oolithischer Kalk mit muscheligem Bruch, dünnbankig.
17.	0–0,005 m	Bräunliche, mergelige Zwischenlage.
18.	1,2 m	Beiger bis hellbrauner, oolithischer z.T. arenitischer Kalk; bankig.
19.	0,05–0,1 m	Grüner, arenitischer, teilweise oolithischer Mergelkalk, die Ooide und arenitischen Körner wittern hellbraun an; blättrig.
19a	0,05 m	Dunkelgelbe, z. T. olivgrüne tonige Mergel.
20.	0,8 m	Grauer, leicht bräunlicher, kryptokristalliner Kalk mit weinroten und dunkelgelben Flecken, Quarzgehalt 3%, an der Schichtunterseite Rippelmarken; bankig.
21.	0,05–0,15 m	Bunte, vorwiegend grün-bräunliche tonige Mergel.
22.	0,85 m	Hellbrauner, arenitischer, leicht spätiger Kalk; bankig.
22a	0,15–0,2 m	Bunte Mergel.
23.	2,2 m	Hellgrauer, fast weisser, grob-arenitischer Kalk; dickbankig.
23a	0–0,02 m	Rötlich-grüne, mergelige Lage.
24.	0,85 m	Hellgelb bis hellgraulicher, kryptokristalliner Kalk mit blassrosa Flecken; bankig.
25.	0,02–0,05 m	Bunte, tonige Mergel.

Marbre bâtard:

26.	1,15 m	Hellgelb bis hellgraulicher, kryptokristalliner Kalk mit blassrosa Flecken, ähnlich wie Nr. 24, bankig.
27.	1,6 m	Dunkelgelber, arenitischer, teilweise kryptokristalliner Kalk; bankig.
28.	1,0 m	Blass dunkelgelber, arenitischer Kalk; bankig.
29.	1,1 m	Hellgrauer, arenitischer Kalk mit muscheligem Bruch.

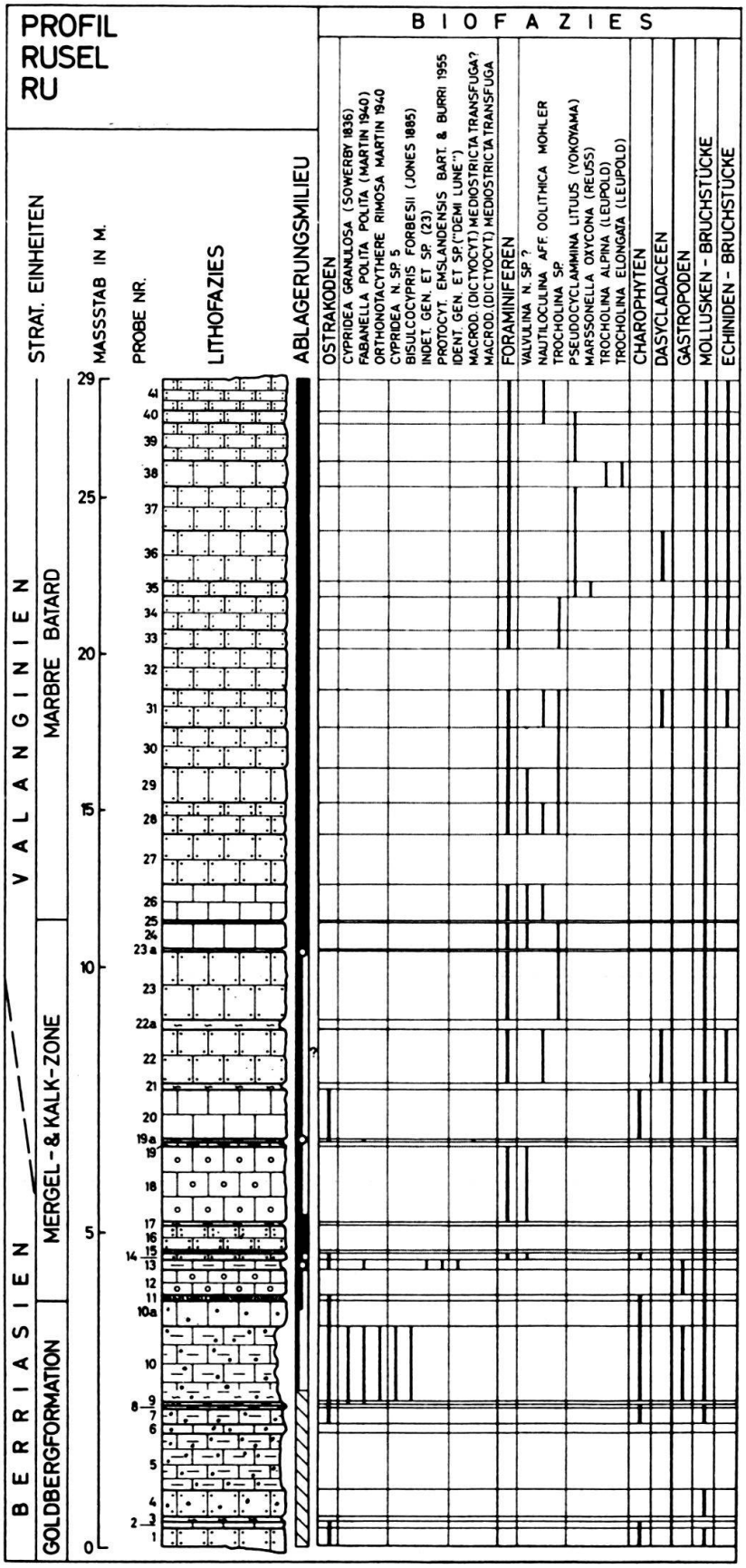


Fig. 30. Profil Rusel (Ru). Legende siehe Fig. 26.

30.	1,3 m	Hellgrauer, arenitischer Kalk, Schichtoberfläche von Pholaden angebohrt.
31.	1,2 m	Gelber, arenitischer Kalk mit hellgrau gefärbten Schlieren; bankig.
32.	1,2 m	Hellgelb-beiger, arenitischer, teilweise kryptokristalliner Kalk, Quarzgehalt 5%.
33.	0,6 m	Hellgelb-beiger, arenitischer Kalk; bankig.
34.	1,1 m	Hellgelber, grobarenitischer Kalk.
35.	0,5 m	Hellgelber, z. T. beiger, arenitischer Kalk, dunkelgelb anwitternd.
36.	1,6 m	Hellgelber, gegen oben hellgrau werdender arenitischer, leicht spätiger Kalk.
37.	1,4 m	Hellbrauner, gegen oben gelb werdender, arenitischer Kalk; bankig.
38.	0,6 m	Grau-beiger, arenitischer, harter Kalk mit dunkelgelben Flecken.
39.	1,25 m	Gelber, z.T. braun-beiger, arenitischer, leicht spätiger Kalk; dünnbankig.
40.	0,4 m	Beiger, arenitischer, harter Kalk.
41.	1,0 + x m	Hellgelber, arenitischer, leicht spätiger Kalk; dünnbankig.

Profil Tüscherz (Tü)

NE Bahnhof Tüscherz, LK-Blatt 1125, Koord. 581.670/218.290.

Goldbergformation:

1.	x + 0,2 m	Bunt gebänderte, knollige, makro- teilweise mikrokristalline Mergelkalke, von tonigen Lagen durchzogen. Quarzgehalt 8 %, Chalcedon 1 %.
2.	0,1–0,15 m	Bunte, tonige Mergel.
3.	0,2 m	Dunkelgelber, mikro- teilweise makrokristalliner Kalk mit kleinen weinroten Punkten.
4.	0,05–0,15 m	Bunte, bröckelige Mergelkalke bis Mergel mit bunten, tonigen Lagen.
5.	0,05–0,08 m	Beige-gelb gebänderter, kryptokristalliner, teilweise rekristallisierter (rhomboedrische Calcitkristalle) Kalk. Chalcedon 2 %.
6.	0,05–0,02 m	Schmutzig graue, tonige Mergel mit vereinzelten bis 1 mm grossen Cailloux noirs.
7.	0,05 m	Grau-beige-rosa gefärbter, kryptokristalliner Mergel-Kalk mit vereinzelten Cailloux noirs bis 1 mm Durchmesser.
8.	0,02–0,05 m	Dunkelgelbe, tonige Mergel mit grau-rosa gefärbten Mergelkalk-Konkretionen.
9.	0,2 m	Dunkelgelber, makro- teilweise mikrokristalliner, harter Kalk mit kleinen weinroten Punkten.
10.	0,03 m	Dunkelgelbe, bröckelige, tonige Mergel.
11.	0,08 m	Graubeiger, mikrokristalliner Kalk mit weinroten Tupfen.
12.	0,35 m	Hellbeige-grauer, bröckeliger, arenitischer Mergelkalk.
13.	0,12 m	Hellgrau-beiger, arenitischer Kalk.
14.	0,07 m	Olivgrünlich-graue, bröckelige Mergel mit teilweise dunkelgelben Flecken.
15.	0,05 m	Graubeiger, arenitischer, harter Kalk mit bis 3 mm grossen Cailloux noirs.
16.	0,2 m	Gelblich-graue Mergel, gegen unten in mergelige Tone übergehend, mit Cailloux noirs bis 3 mm Durchmesser.
17.	0,05 m	Grünlich-graue, kryptokristalline Mergelkalke und Mergel mit bis 3 mm grossen Cailloux noirs.
18.	0,7 + x m	Knollenhorizont: Grau-oliver, kryptokristalliner Mergelkalk mit Cailloux noirs bis 3 mm Durchmesser, intensiv von olivgrünen bis grauen Mergellagen und -Nestern durchzogen, so dass der Mergelkalk ausgesprochen knollig anwittert, Kluftflächen meist dunkelgelb, Quarzgehalt 2 %.

Profil Pasquart (Pa)

Pasquart in Biel, an der Bahnlinie Biel–Frinvillier, LK-Blatt 1126, Koord. 585.120/221.130 (Fortsetzung von Profil Tüscherz, Tü).

Goldbergformation

1.	x + 1,2 m	Knollenhorizont: Grau-oliver, kryptokristalliner Mergelkalk mit vereinzelten Cailloux noirs bis zu 1 mm Grösse, intensiv von olivgrünen bis grauen Mergellagen und -Nestern durchzogen, die gegen die Basis auf Kosten des Mergelkalkes zunehmen, ausgesprochen knollige Verwitterung, Quarzgehalt 2 %, oben in Nr. 1a übergehend.

Mergel- und Kalk-Zone:

1a	0,05–0,2 m	Basiskonglomerat: Graubeige, kryptokristalline Kalkgerölle von maximal 5 cm Durchmesser, mit typischer dunkelgelb-brauner Verwitterungsrinde, meist schlecht gerundet, reich an Chara-Oogonien; die Gerölle kommen in tektonisch bedingten, grauen bis gelben Mergelnestern vor.
2.	0,08 m	Grau-rosa gefärbter, brekziöser, kryptokristalliner, teilweise oolithischer Kalk mit bis 2 mm grossen Cailloux noirs und stellenweise dunkelgelben Flecken.
3.	0,03 m	Oliv-graue, blättrige Mergel mit Cailloux noirs bis 2 mm Durchmesser und bis 3 cm grossen Geröllen, wie sie im Basiskonglomerat enthalten sind.
4.	0,35 m	Dunkelgelber, oolithischer, teilweise arenitischer, brekziöser Kalk mit bis 3 mm grossen Cailloux noirs, grösster Durchmesser der Brekzien-Komponenten 5 mm.
5.	0,3 m	Wie Nr. 4, Cailloux noirs, jedoch nur vereinzelt vorkommend.
6.	0,25 m	Grau-beige melierter, feinbrekziöser, oolithischer teilweise arenitischer Kalk mit hellgrauen Flecken und Cailloux noirs bis 1 mm Durchmesser.
7.	0,3 m	Gelber, leicht grau melierter, kryptokristalliner, teilweise oolithischer Kalk mit hellgrauen Schlieren, Ooide dunkelgelb.
8.	0,15 m	Dunkelgelber, grobarenitischer, teilweise oolithischer Kalk bis Mergelkalk, leicht verwitterbar.
9.	0,6 m	Gelb-hellgrau melierter, arenitischer, teilweise kryptokristalliner und leicht zoogendetritischer (Molluskenschalen) Kalk.
10.	0–0,02 m	Bunte, meist olive, blättrige Mergel.
11.	0,45 m	Beiger, kryptokristalliner, teilweise arenitischer und leicht zoogendetritischer (Molluskenschalen) Kalk mit dunkelgelben Flecken. Quarzgehalt 7 %.
12.	0,03–0,05 m	Olivgrüne und weinrote, blättrige Tone.
13.	0,5 m	Gelber, bunt gefleckter, kryptokristalliner, teilweise arenitischer und leicht zoogendetritischer Kalk.
14.	0–0,03 m	Olive, weinrote, bröckelige Mergel.

Marbre bâtard:

15.	0,25 m	Dunkelgelber, arenitischer Kalk mit vereinzelten kleinen weinroten und hellgrauen Flecken, oben in Nr. 16 übergehend.
16.	0,15 m	Dunkelgelber, arenitischer, leicht verwitternder Kalk mit vereinzelten grauen und weinroten Flecken.
17.	0,4 + x m	Beiger bis hellgrauer, arenitischer, leicht zoogendetritischer (Molluskenschalen) Kalk.

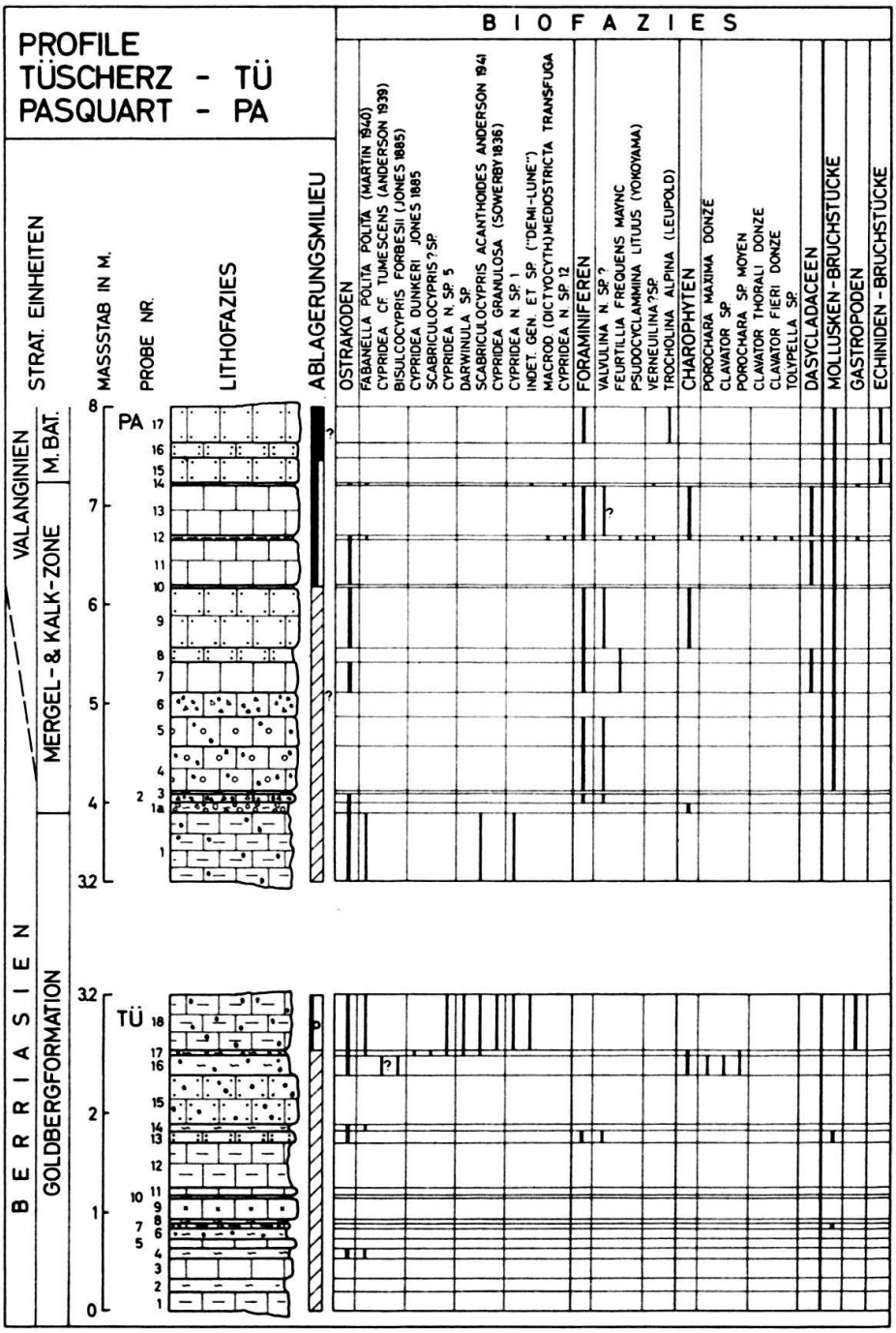


Fig. 31. Profile Tüscherz (Tü) und Pasquart (Pa). Legende siehe Fig. 26.

Profil Fluhrebe (Fl)

Basis des Profils: E-Rand des alten Steinbruches Fluhrebe WSW Tüscherz, LK-Blatt 1145, Koord. 580.880/217.750. Vgl. E. Baumberger (1895, 173; 1903, 13), F. Burri (1956, 615). Fortsetzung des Profils von Seite 585.

Goldbergformation:

13.	0,25 m	Grau- bis graubeiger, kryptokristalliner Kalk mit hellgelben, mergeligen Schlieren, Quarzgehalt 2 %.
14.	0,2 m	Hellgrau-beiger, mikrokristalliner, dolomitischer Kalk mit grauer Verwitterungsrinde, kreidig verwitternd.

15.	0,1 m	Graubeiger, mikro- teilweise makrokristalliner, kalkiger Dolomit.
16.	0,005–0,01 m	Graue Mergelkalklage.
17.	0,15 m	Dunkelgelber, bröckeliger Mergelkalk bis Kalk, bipyramidaler Quarz bis 2 mm Länge.
18.	0,25 m	Hellgrünlich-graue und hellgelb gefleckte, kryptokristalline, brekziöse Mergelkalke, bipyramidaler Quarz bis 2 mm Länge.
19.	1,6 m	Dunkelgelbe, teilweise leicht hellgrau gefleckte Mergel, darin eingelagert bis faustgrosse, mikro- z.T. makrokristalline Kalkknauern, bipyramidaler Quarz bis 3 mm Länge.
20.	0,5 m	Dunkelgelber, hellgrau geeflckter, mikro- teilweise krypto- und makrokristalliner Kalk. Quarzgehalt durchschnittlich 3 %.
21.	0,6 m	Dunkelgelber bis hellbrauner makro- teilweise mikrokristalliner Kalk mit hellgrauer Verwitterungsrinde, vereinzelte Cailloux noirs bis 1 mm Grösse,
22.	0,35 m	Grauer, stark gelb gefleckter, kryptokristalliner Mergelkalk bis Mergel mit kleinen weinroten Flecken, Quarzgehalt durchschnittlich 6 %.
23.	0,8 m	Graue, dunkelgelbe, weinrote Mergel mit vereinzelten Cailloux noirs bis 1 mm Grösse.
24.	0,05 m	Graue, dunkelgelb fleckige Mergel voller beiger Kalkkonkretionen.
25.	0,4 m	Grauer, dunkelgelb gefleckter, kryptokristalliner brekziöser Kalk mit stellenweise kleinen, weinroten Flecken und Cailloux noirs bis zu 2 mm Durchmesser, gegen die Basis treten graue, blättrige Mergellagen auf, der Kalk ist teilweise rekristallisiert (rhomboedrische Calcitkristalle).
26.	0,05–0,15 m	Graue, arenitische Mergelkalke bis Mergel, dicht mit bis 5 mm grossen Cailloux noirs besetzt.
27.	0–0,05 m	Graue, mergelige Lage mit Cailloux noirs bis 8 mm Durchmesser.
28.	0,2 m	Rosa-dunkelgelb gefleckter, arenitischer Mergelkalk mit bis 8 mm grossen Cailloux noirs.
29.	0,3 m	Bunte, blätterige Mergel bis Tone mit vereinzelten Cailloux noirs bis 1 mm Grösse.
30.	0,08 m	Hellbrauner, kryptokristalliner, stellenweise grau und knollig verwitternder Mergelkalk.
31.	0,2 m	Dunkelgelber, graulicher, mikro-, teilweise makrokristalliner Kalk mit 15–50 % Quarz.
32.	0,02 m	Bunte, vorwiegend dunkelgelbe Mergel.
33.	0,03 m	Graulich-rosagefärbter Arenit, bestehend aus 60 % Quarzkörner, 1 % Chalcedon und calcitischem, stellenweise silikatischem Bindemittel.
34.	0,06 m	Graue bis olivgrüne, rosa- und dunkelgelb gefleckte Mergel mit grauen Mergelkalkkonkretionen.
35.	0,3 m	Dunkelgelber, mikro- teilweise makrokristalliner Mergelkalk mit bunten tonigen Zwischenlagen und Nestern und stellenweise grauen, sowie limonitischen Schlieren, z. T. rekristallisiert (Calcit-Rhomboeder).
36.	0,2 m	Olivgrün-graue, bröckelige, krypto-, teilweise makrokristalline Mergelkalke bis Mergel mit grauen, blätterigen, tonigen Linsen und kleinen, graulichen Kalkknauern, stellenweise rekristallisiert (rhomboedrische Calcitkristalle). Quarz- und Chalcedongehalt 3 %, oben in Nr. 37 übergehend.
37.	0,08 m	Dunkelgelb-graulicher Mergelkalk, grau verwitternd.
38.	0,25 m	Grau-gelblicher Mergelkalk mit dunkelgelben Flecken, gegen die Basis in bräunlich-graue, blätterige Mergel übergehend.
39.	0,03 m	Dunkelgelbe, tonige Lage.
40.	0,2 m	Dunkelgelber, mikrokristalliner Kalk mit mergeligen Schlieren und teilweise rostroten Flecken.

41.	0,04 m	Mergelige Lage.
42.	0,1 m	Graugelber, dunkelgelb gefleckter, mikro-, teilweise makrokristalliner Mergelkalk, nach oben in Nr. 43 übergehend.
43.	0,4 m	Gelbgraue, blätterige bis bröckelige Mergel mit kryptokristallinen Mergelkalkknauern, die teilweise weinrote Flecken aufweisen.
44.	0,2 + x m	Hellgrauer, gelb anwitternder, arenitischer Mergelkalk mit stellenweise rosafarbenen Flecken; plattig.

Die nachfolgenden 2,1 ± 0,5 m sind nicht aufgeschlossen.

45.	x + 0,2 m	Graue, arenitische Mergelkalke mit dunkelgelben Flecken und bis 3 cm grossen Cailloux noirs.
46.	0,2 + x m	Brèche multicolore: Meist schlecht gerundete bis eckige Cailloux noirs und graue bis braune Kalkkomponenten von 0,1–4 cm Durchmesser bilden in einem grauen, arenitischen Mergelkalk bis Kalk ein gut sichtbares graded bedding (Fig. 22, Abschnitt 3. 4. 6), Anteil der Matrix 30 bis 70 %.

Die nachfolgenden 2,5 ± 0,5 m sind nicht aufgeschlossen.

50.	x + 0,6 m	Knollenhorizont: Grau-oliver, kryptokristalliner Mergelkalk mit vereinzelten bis 1 mm grossen Cailloux noirs, intensiv von grau-oliven Mergellagen- und Nestern durchzogen, so dass der Mergelkalk ausgesprochen knollig anwittert, Kluftflächen meist dunkelgelb.

Mergel- und Kalk-Zone:

51.	0,02–0,2 m	Olive, teilweise graue Mergel mit 2 cm grossen, graubeigen, kryptokristallinen, schlecht gerundeten Kalkgeröllen, die eine typische dunkelgelbbraune Verwitterungsrinde besitzen und Chara-Oogonien führen.

Mutmassliche, tektonisch bedingte Lücke von höchstens 1 m.

52.	0,65 m	Gelb-beiger, brekziöser, arenitischer Kalk, maximale Grösse der Komponenten 1 cm; bankig.
53.	0,03–0,08 m	Dunkelgelber, kryptokristalliner Mergelkalk mit Ooiden von rotbrauner Farbe und eingelagerten Geröllen bis zu 1 cm Durchmesser.
54.	0,2	Dunkelgelber, arenitischer, teilweise oolithischer und kryptokristalliner Kalk, von hellgrauen Schlieren durchzogen; dünnbankig.
55.	0,5 m	Gelb-beiger, arenitischer, teilweise oolithischer harter Kalk, plattig.
55a	0,1 m	Dunkelgelb-beiger, oolithischer, teilweise krypto-kristalliner Kalk.
56.	0,2 m	Dunkelgelber Mergelkalk mit rostroten Ooiden.
57.	0,2 m	Beiger, leicht grau melierter, arenitischer, teilweise oolithischer Kalk.
58.	0,03 m	Beige, leicht grau melierte Mergel.
59.	0,3 m	Beiger, leicht grau melierter, oolithischer Kalk.
60.	0,05–0,08 m	Dunkelgelber, graufleckiger oolithischer bis arenitischer Mergelkalk.
61.	0,25 + x m	Beiger, teilweise dunkelgelb und rosa gefleckter, kryptokristalliner Kalk mit weinroten Kluftflächen, Quarzgehalt 7 %.

Lücke von höchstens 0,6 m.

62.	x + 0,2 m	Dunkelgelb-beiger, oolithischer, teilweise arenitischer Kalk mit hellgrauen Schlieren.
63.	0,5 m	Beiger, arenitischer Kalk; dünnplattig bis plattig.
64.	0–0,01 m	Dunkelgelbe Mergellage.
65.	0,1 m	Beiger, groboolithischer Kalk, Ooide dunkelgelb gefärbt.

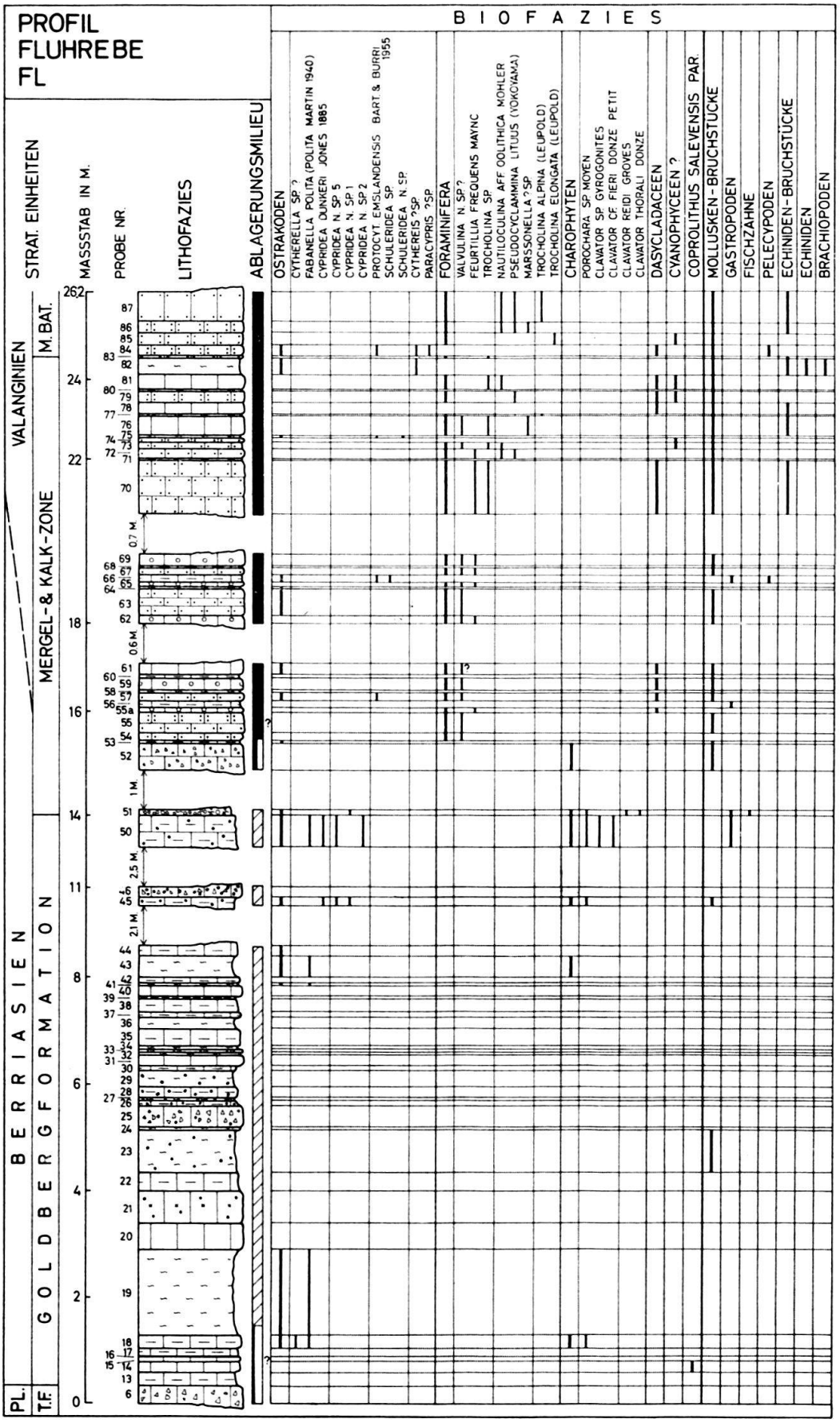


Fig. 32. Profil Fluhrebe (Fl). Legende siehe Fig. 26.

66.	0,2 m	Dunkelgelb-beiger, blättriger, oolithischer bis arenitischer Mergelkalk.
67.	0,14 m	Dunkelgelb-beiger, arenitischer, teilweise oolithischer Kalk.
68.	0–0,01 m	Dunkelgelb-beiger Mergelkalk.
69.	0,3 + x m	Dunkelgelb-beiger, oolithischer, teilweise arenitischer Kalk.

Lücke von höchstens 0,7 m.

70.	x + 1,7 m	Hellgelb-weisser, arenitischer Kalk; bankig.
71.	0–0,01 m	Dunkelgelb-olive Mergellage.
72.	0,25 m	Gelber, leicht hellgrau melierter, arenitischer Kalk.
73.	0,15 m	Dunkelgelber, grobarenitischer, gegen die Basis mergelkalkig werdender Kalk, hellgrau anwitternde Kluftflächen.
74.	0,08 m	Gelber bis dunkelgelber arenitischer Kalk.
75.	0,01–0,03 m	Bunte, vorwiegend graue Mergellage, in Nr. 76 übergehend.
76.	0,5 m	Gelber, kryptokristalliner Kalk, gegen die Basis zu leicht bröckelig, grau anwitternd.
77.	0–0,01 m	Dunkelgelbe Mergellage.
78.	0,3 m	Gelb-beige melierter, kryptokristalliner, teilweise arenitischer Kalk mit hellgrauen Schlieren, zuoberst vereinzelte kleine Kalkgerölle, die mit der Matrix fest verkittet sind.
79.	0,3 m	Gelb-beige melierter, arenitischer Kalk mit hellgrauen Schlieren.
80.	0–0,01 m	Dunkelgelbe, mergelige Lage.
81.	0,4 m	Beiger, kryptokristalliner Kalk, obere Schichtfläche von Pholaden angebohrt.
82.	0,4 m	Dunkelgelber, arenitischer Mergel bis Mergelkalk.
83.	0,06 m	Dunkelgelber, grobarenitischer Kalk.

Marbre bâtard:

84.	0,25 m	Dunkelgelber, arenitischer Kalk mit teilweise hellgrauen Schlieren.
85.	0,3 m	Dunkelgelber, arenitischer Kalk.
86.	0,3 m	Hellgelber, arenitischer, leicht verwitternder Kalk mit teilweise grossen Arenitkörnern.
87.	0,8 + x m	Hellgelb-weisser, arenitischer Kalk.

Profil Twann-Schützenhaus (Tw)

Unterhalb des Schützenhauses von Twann, LK-Blatt 1145, Koord. 577.900/215.660. Vgl. F. Burri (1956, 617).

Goldbergformation:

1a	x + 0,4 m	Dunkelgelbe, bröckelige, arenitische, teilweise kryptokristalline Mergelkalke bis Mergel.
1b	0,5 m	Grauer bis graubeiger, teilweise gelbgefleckter, mikrokristalliner, z.T. makrokristalliner Kalk, Chalcedon 1 %.
1c	0,6 m	Olivgrün-grauer, kryptokristalliner Mergelkalk bis Kalk mit dunkelgelben Flecken und olivgrünen Mergelnestern, Quarzgehalt 3 %.
1d	0,6 m	Braun-beiger, arenitischer, teilweise kryptokristalliner Kalk mit Cailloux noirs bis zu 3 mm Durchmesser, gegen oben von olivfarbenen Tonhäuten durchsetzt, Kluftflächen dunkelgelb anwitternd.
2.	0,9 m	Olivgrüne, gegen die Basis und nach oben stellenweise dunkelgelbe und weinrote Mergel, zuoberst in kryptokristalline, teilweise arenitische Mergelkalke übergehend, Kluftflächen dunkelgelb.
3.	0,05–0,08 m	Grüne, graue und olive, tonige Mergel.
4.	0,15–0,2 m	Bunte, vorwiegend olivgrüne Mergel mit bunten, kryptokristallinen, teilweise Mergelkalk- und Kalkknauern und vereinzelten Cailloux noirs bis 4 mm Grösse (vgl. Fig. 38, Abschmitt 4. 3. 2) und Quarzkristallen bis 3 mm Länge.

5.	0,25 m	Braun-beiger, arenitischer, teilweise mikrokristalliner Kalk mit bis 4 mm grossen Cailloux noirs, Quarzgehalt 3 %.
6.	0,005–0,015 m	Dunkelgelb-graue, tonige Mergel.
7.	0,12 m	Grau-beiger, arenitischer, teilweise kryptokristalliner Mergelkalk mit Cailloux noirs bis 2 mm Durchmesser.
8.	0,1 m	Grau-beiger, arenitischer, teilweise kryptokristalliner Mergelkalk, gegen die Basis in bröckelige Mergel übergehend, dunkelgelb verwitternd, Cailloux noirs bis 2 mm Grösse, Quarzgehalt 2 %.
9.	0,35 m	Grau-beige, bröckelige Mergel mit vereinzelten Cailloux noirs bis 3 mm Durchmesser, dunkelgelb anwitternde Kluftflächen.
10.	0,08 m	Grau-beiger, kryptokristalliner, teilweise arenitischer Mergelkalk mit dunkelgelben Flecken und bis 1 mm grossen Cailloux noirs.
11.	0,01–0,02 m	Graue, tonige Lage.
12.	0,1 m	Gelblich grauer, kryptokristalliner, teilweise rekristallisierter (rhomboedrische Calcitkristalle) Kalk mit Cailloux noirs von maximal 1 mm Durchmesser.
13.	0,1 m	Grau-dunkelgelb gebänderter Arenit bestehend aus 60 % Quarz, 1 % Chalcedon und calcitischem, teilweise silikatischem Bindemittel.

Die nachfolgenden 3,5 ± 0,5 m sind nicht aufgeschlossen.

30.	0,1 m	Grau-beiger, kryptokristalliner, teilweise arenitischer Kalk mit dunkelgelben Flecken.
31.	0,05 m	Dunkelgelb-beige-grau gebänderter, arenitischer Kalk mit 3 mm grossen Cailloux noirs, Quarz- und Chalcedongehalt 2 %.
2. 3	0,2 m	Beige-grauer, teilweise feinbrekziöser, arenitischer z. T. kryptokristalliner Kalk.
33.	0,01–0,02 m	Graue, leicht oliv gefärbte, blätterige, tonige Mergel.
34.	0,05 m	Hellbeiger bis hellgelber, leicht gebänderter, mikrokristalliner Kalk.
35.	0–0,01 m	Graue bis olivgrüne, tonige Lage.
36.	0,25 m	Hellgelb-beiger, kryptokristalliner Mergelkalk.
37.	0,1 m	Dunkelgelb-beige melierter, kryptokristalliner Kalk.
38.	0,03 m	Olivgrüne, tonige Mergel.
39.	0,15 m	Hellgrauer bis weisser, kryptokristalliner, leicht verwitternder, kreidiger Mergelkalk.
40.	0–0,01 m	Olivgrüne bis grüne tonige Lage.
41.	0,2 m	Grau-beiger, kryptokristalliner, teilweise arenitischer Kalk, gegen oben in Nr. 42 übergehend.
42.	0,05 m	Olivgrünlich-graue, blätterige, tonige Mergel.
43.	0,2 m	Grau-beige gefleckter, leicht bröckeliger, kryptokristalliner, teilweise arenitischer Kalk.
44.	0,3 m	Beiger, kryptokristalliner, teilweise arenitischer Kalk.
45.	0,1 m	Hellbräunlich-beiger, arenitischer Kalk.
46.	0,25 m	Graubeiger Mergelkalk bis Mergel mit vereinzelten bis 1 mm grossen Cailloux noirs.
47.	0,2 m	Grauer, leicht beigelicher, arenitischer, teilweise oolithischer Kalk voller Cailloux noirs bis 2 mm Durchmesser.
48.	0,3 m	Hellgrau-olivgrünliche, bröckelige Mergel bis Mergelkalke, vereinzelte Cailloux noirs bis 1 mm Grösse, dunkelgelbe Kluftflächen.
49.	0,25 m	Grauer, kryptokristalliner, plattiger Kalk mit vereinzelten Cailloux noirs bis 1 mm Durchmesser.
50.	0,5 m	Knollenhorizont: grau-oliver, kryptokristalliner Mergelkalk bis Kalk, intensiv von mergeligen Lagen und Nestern durchsetzt, so dass der Mergelkalk ausgesprochen knollig verwittert.
51.	0,15 m	Grauer, kryptokristalliner Kalk mit vereinzelten Cailloux noirs bis 2 mm Durchmesser.

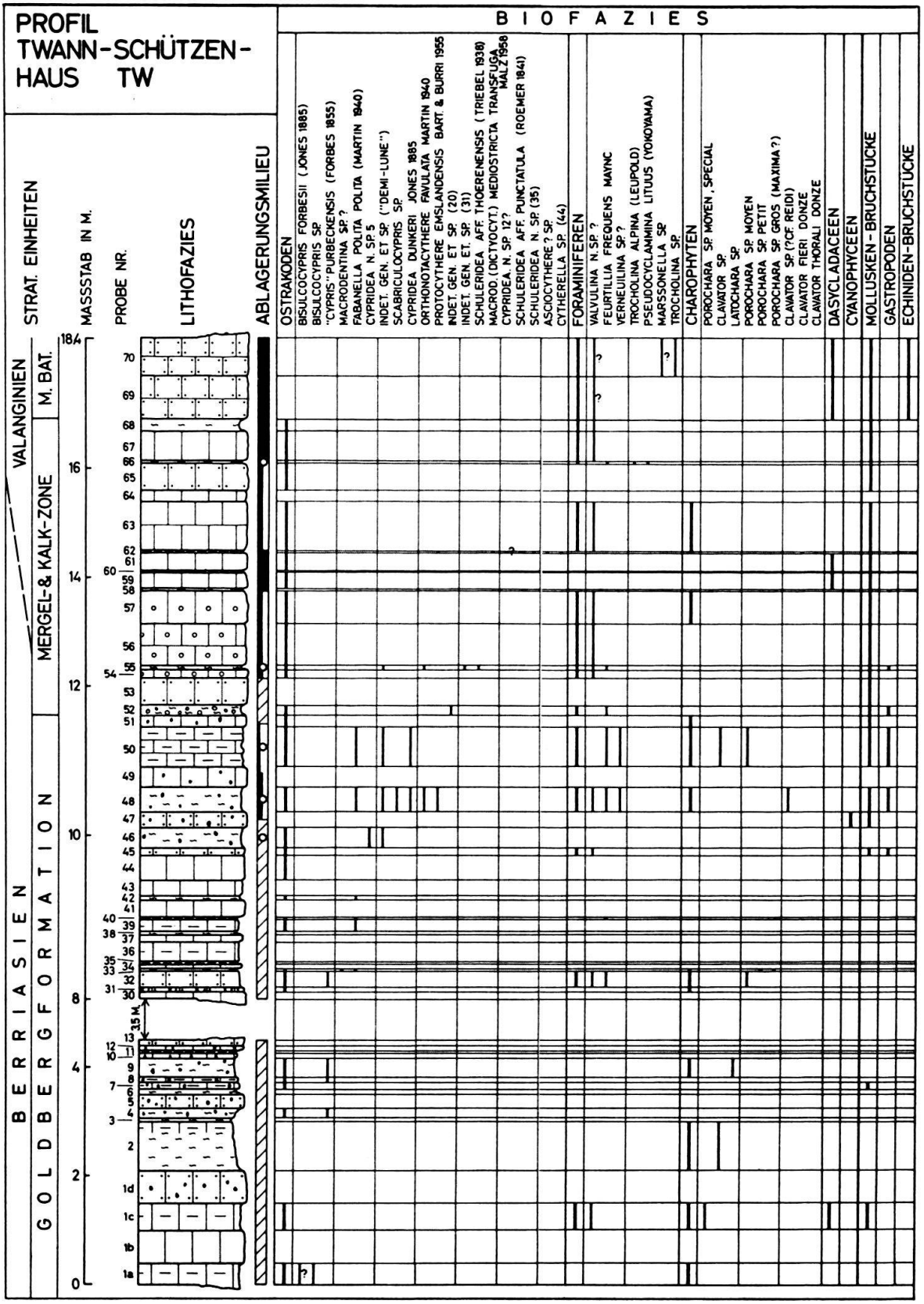


Fig. 33. Profil Twann-Schützenhaus. Legende siehe Fig. 26.

Mergel- und Kalk-Zone:

52.	0,2 m	Basiskonglomerat: Hellgrau-gelblich bis olivgrüne Mergel mit vereinzelten kryptokristallinen, schlecht gerundeten Kalkgeröllen von maximal 2 cm Durchmesser, die eine typisch dunkelgelb-braune Verwitterungsrinde besitzen und Chara-Oogonien sowie Ostrakoden-Schalen enthalten.
53.	0,5 m	Dunkelgelb-hellgrau gefleckter, arenitischer, teilweise oolithischer Kalk; dünnbankig.
54.	0,15 m	Dunkelgelb-hellgrau gefleckter, oolithischer, teilweise kryptokristalliner und arenitischer Kalk.
55.	0,08 m	Dunkelgelbe, bröckelige Mergel.
56.	0,75 m	Dunkelgelber bis hellgrauer, oolithischer, teilweise kryptokristalliner Kalk, gegen oben leicht blätterig werdend.
57.	0,6 m	Dunkelgelb-hellgrau gefleckter, oolithischer Kalk.
58.	0,03 m	Bunte, vorwiegend olivgrün-graue, tonige Mergel.
59.	0,3 m	Dunkelgelb-grau melierter, kryptokristalliner, leicht zoogendetritischer (Molluskenschalen) Kalk mit dunkelgelben Flecken, Quarzgehalt 4 %.
60.	0–0,02 m	Bunte, tonige Lage.
61.	0,3 m	Hellgelber bis hellgrauer, rosafleckiger, kryptokristalliner Kalk.
62.	0,02–0,05 m	Bunte, tonige Lage.
63.	0,9 m	Hellgelber bis hellgrauer, z. T. rosagefärbter, kryptokristalliner, leicht zoogendetritischer (Molluskenschalen) Kalk, Quarzgehalt 4 %.
64.	0,2 m	Dunkelgelbe stellenweise grau und rosa gefärbte, bröckelige, kryptokristalline Kalke von feinen Tonhäuten durchzogen, Quarzgehalt 3 %.
65.	0,5 m	Dunkelgelber, gegen oben knollig verwitternder, arenitischer Kalk, Quarzgehalt 4 %.
66.	0,05 m	Gelb-beige, bröckelige Mergel.
67.	0,55 m	Hellgrauer, kryptokristalliner, teilweise arenitischen Kalk mit dunkelgelb gefärbten Arenitkörnern und z.T. rötlichen Flecken.
68.	0,2 m	Graue, dunkelgelbe bis olivgrüne, kryptokristalline Mergelkalke bis Mergel, Quarzgehalt 2 %.

Marbre bâtard:

69.	0,8 m	Hellbeiger, arenitischer Kalk.
70.	0,7	Beiger, arenitischer, teilweise kryptokristalliner, leicht zoogendetritischer (Molluskenschalen) Kalk mit hellgrauen, scharf begrenzten Flecken.

4.2.2 Typprofil Valangin (Va)

Eingang der Seyonschlucht SSW Valangin, LK-Blatt 1144, Koord. (Basis des Profils) 559.425/206.980 (Ostseite der Seyonschlucht). Vgl. E. Baumberger und H. Moulin (1899, 150), E. Frei (1925, 26).

Mergel- und Kalk-Zone:

1a, b	x + 4,5 m	Graubeige gefleckter, arenitischer, teilweise oolithischer Kalk, Ooide und Arenitkörner beige, wenn angewittert rostrot. Im oberen Teil zwischen einzelnen Kalkbänken graue, olivgrünliche Mergel- bis Mergelkalk-Lagen eingelagert; plattig bis dünnbankig.
2a–c	1,2–1,5 m	Graue, beige gefleckte, oolithische, teilweise arenitische Mergelkalke bis Mergel, Ooide und Arenitkörner beige, wenn angewittert rostrot. Gegen oben hin kalkig werdend.
3.	1,6 m	Grauer bis beiger, arenitischer Kalk, Arenitkörner graubeige, wenn angewittert rostrot; dünnbankig bis bankig.
4.	0,1 m	Grauer, arenitischer, teilweise kryptokristalliner Kalk.
5.	1,8–2,3 m	Graue, teilweise olivgrünliche und leicht weinrötliche, bröckelige Mergel.

Marbre bâtard:

6.	1,9 m	Grauer, leicht beiger, arenitischer, teilweise kryptokristalliner Kalk; schlecht gebankt.
7.	0,9 m	Gelbbeiger, arenitischer, teilweise kryptokristalliner Kalk; ungebankt, im oberen Teil rhomboederförmig zerklüftet, Klüfte teilweise von dunkelgelben Mergeln angefüllt.
8.	1,1 m	Hellgrau-beiger, arenitischer Kalk; bankig.
9.	1,8 m	Hellbeiger, arenitischer Kalk; ungebankt, stark zerklüftet.
10.	2,2 m	Hellbeiger, arenitischer, teilweise kryptokristalliner Kalk; schlecht gebankt.
11.	1,4 m	Hellgrau-beige melierter, kryptokristalliner Kalk; bankig.
12.	1,8	Gelbbeige melierter, arenitischer Kalk; schlecht gebankt.
13.	1,2 m	Beiger, arenitischer Kalk; dünnbankig bis bankig.
14.	1,6 m	Hellbeiger, kryptokristalliner Kalk; ungebankt.
15.	1,5–1,8 m	Dunkelgelb-beiger, arenitischer, teilweise kryptokristalliner Kalk (an der Strasse tektonisch gestört); intensiv zerklüftet, Klüfte teilweise von gelbem, mergeligem Material angefüllt.
16.	1,3 m	Hellbeiger, arenitischer Kalk mit muscheligem Bruch; dünnbankig bis bankig.
17.	2,0 m	Hellbeige-weisser, arenitischer Kalk; ungebankt, stark zerklüftet.
18.	2,4 m	Hellbeiger bis beiger, kryptokristalliner Kalk; bankig bis grobbankig.
19.	0,6 m	Beiger bis dunkelgelber, arenitischer Kalk, Quarzgehalt 3 %.
20.	0,5 m	Hellbeiger, arenitischer Kalk.
21.	1,0 m	Gelbbeiger, teilweise rosa gefleckter, arenitischer Kalk.
22.	0,4 m	Dunkelgelber, arenitischer Kalk.
23.	1,7 m	Gelbbeiger, teilweise rosa gefleckter Kalk; dünnbankig bis bankig.
24.	0,1 m	Dunkelgelb und gelbbeige schlieriger, arenitischer und kryptokristalliner Kalk, Quarzgehalt 3 %.
25.	2,9 m	Dunkelgelb-beiger, arenitischer Kalk; bankig bis grobbankig, Quarzgehalt 3 %.

Marnes d'Arzier, Calcaire roux, Couche de Villers, Astierischicht (Oberes Valanginien):

26.	0,2 m	Niveau der Marnes d'Arzier: Gelber bis gelbbeiger, kryptokristalliner, knollig verwitternder Kalk, von zahlreichen, dünnen, dunkelgelben Mergelkalk- bis Mergellagen durchzogen, Quarzgehalt 20 %.

Fortsetzung des Profils auf der westlichen Seite der Seyonschlucht, Koord. 559,350/207.000.

27.	10,1 m	Calcaire roux in spätiger Fazies: Gelbe bis leicht bräunliche, grobkörnige, arenitische Echinodermenbrekzie, die nach oben hin feinkörniger wird (Übergang zu 28); dünnbankig bis bankig.
28a	3,2 m	Calcaire roux in limonitischer Fazies: Dunkelgelb-braune, arenitische Echinodermenbrekzie, nach oben hin starke Zunahme an limonitischen, kalkigen und mergeligen Arenitkörnern, sowie Ooiden. Zuoberst sind die Kalkplatten zerbrochen und die Zwischenräume mit mergeligem Material angefüllt (Übergang zu 28b). Quarzgehalt 3 %; plattig bis bankig.
28b	0,9 m	Gelbbraune Mergel mit dunkel- und hellbraunen Limonitkörnern, vollständig von harten, braunen, zoogendetritischen (Echinodermentrümmer) Kalkknollen durchsetzt, die bis zu 40 % arenitische und oolitische, teilweise mergelige Limonitkörner enthalten, nach oben Abnahme der Kalkknollen (Übergang zu 29). Quarzgehalt 7 %, Fe_2O_3-Gehalt 15 %.
29.	0,2 m	Couche de Villers: Kalkknollen von ähnlicher Ausbildung wie in Schicht 28b, regellos in dunkelgelben, namentlich im unteren Teil Limonitkörner führenden, plastischen Mergeln eingelagert.
30.	0,15 m	Astieriaschicht: Dunkelgelbe Mergel.

Hauterivien

Mergel- und Knollenmergel-Zone:

31. 1,8 + x m Graue, bröckelige Mergel.

Die nachfolgenden 4 ± 0,5 m sind nicht aufgeschlossen.

32. x + 0,5 m Dunkelgraue Mergel mit vereinzelten Kalkknollen.

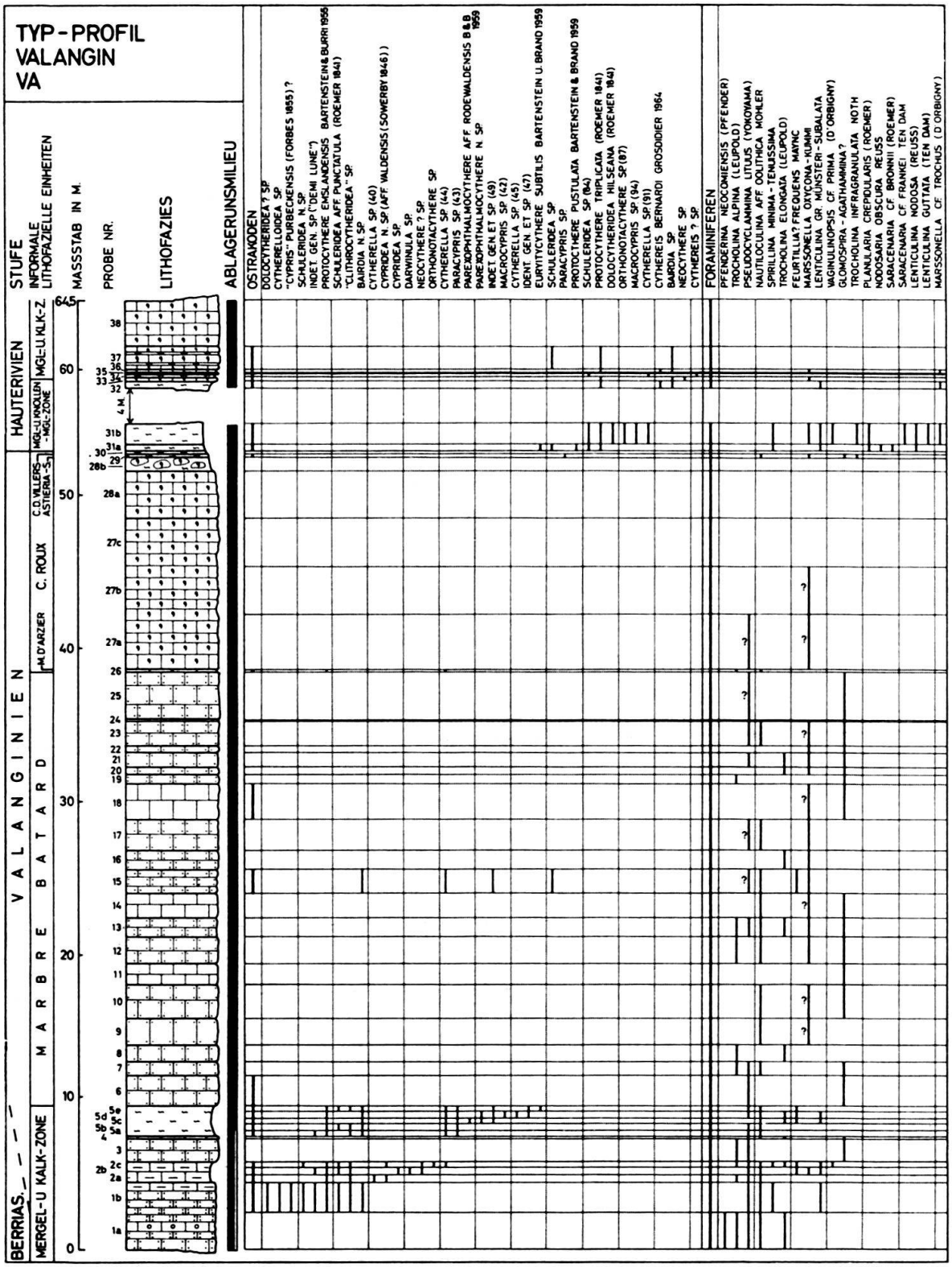


Fig. 34. Typ-Profil Valangin (Va). Legende siehe Fig. 26.

Mergel- und Kalk-Zone:

33.	0,2 m	Grauer, grobarenitischer, zoogendetritischer (Mollusken- und Echinodermentrümmer) Kalk, nach oben von grauen Mergeln durchzogen; Arenitkörner hellbraun, übriger Kalk dunkelgelb anwitternd, ca. 1 % Glaukonit, Quarzgehalt ca. 2 %.
34.	0,25 m	Dunkelgraue Mergel.
35.	0,1 m	Dunkelgrauer, zoogendetritischer (Mollusken- und Echinodermentrümmer), grobarenitischer Kalk; Arenitkörner hellbraun, übriger Kalk hellgrau bis graubeige anwitternd, 2 % Glaukonit, Quarzgehalt 2 %.
36.	0,2 m	Hellgrauer, zoogendetritischer (Mollusken- und Echinodermentrümmer), leicht arenitischer Kalk, hellbraun anwitternd, 1 % Glaukonit, Quarzgehalt 4 %.
37.	1,6 m	Grau-oliver, zoogendetritischer (Mollusken- und Echinodermentrümmer), plattiger bis dünnbankiger Kalk mit dunkelgelben Mergellagen von 0,01 bis 0,08 m Mächtigkeit alternierend, Kalk graubeige anwitternd, 1 % Glaukonit, Quarz- und Chalcedongehalt 2 %.
38.	3,0 + x m	Grau-oliver, zoogendetritischer (Mollusken- und Echinodermentrümmer) Kalk, dunkelgelb anwitternd, intensiv von Bohrgängen durchzogen, 1 % Glaukonit, Quarz- und Chalcedongehalt 2 %; dünnbankig bis bankig.

4.3 Geochemische und sedimentpetrographische Untersuchungen

4.3.1 Sulfat- und Phosphatgehalt

Untersuchungsmethoden

Aus jedem lithologischen Horizont von elf Detailprofilen (Fig. 28) wurde möglichst frisches, unverwittertes Gesteinsmaterial entnommen und im Stahlmörser verkleinert. Insgesamt wurden 306 Proben auf ihren Sulfat- und Phosphatgehalt untersucht. Die Bestimmungen erfolgten seriemässig in einem möglichst kurzen Analysengang:

Phosphatbestimmung:

1. Einwaage 5 g
2. Auflösen in 3-n HNO_3, einige Minuten sieden lassen.
3. Rückstand abfiltrieren.
4. Filtrat in 250 ml Messkolben, mit H_2O auffüllen, schütteln.
5. Molybdivanadat-Methode (nach Praktikumsanleitung von Prof. Th. Huegi und Kitson and Mellon 1944, 379):

   a) 20 ml Analysenlösung in 50 ml Messkolben abpipettieren, Zugabe von 10 ml Molybdivanadat-Lösung, schütteln, Messkolben mit H_2O auffüllen, einige Minuten stehen lassen.
   b) Die Lösung wird bei 430 mμ-Licht photometriert, Schichtdicke 4 cm.

Die verhältnismässig grosse Einwaage ermöglicht, auch kleine Werte mit grosser Genauigkeit zu messen. Da der Phosphor in apatitähnlicher Form vorliegen muss (C. W. Correns 1949, 223), wurde zunächst die Löslichkeit von Apatitkörnern ermittelt und sodann obiges Aufschlussverfahren gewählt. Weitere Vorversuche zeigten, dass die Kieselsäure in kurzer Zeit durch 3-n HNO_3 nicht angegriffen wird, oder wenigstens beim Kolorimetrieren nicht stört. So wurde durch Zugabe von 50 % Quarzstaub zum Aufschluss der Analysenwert nicht verändert. Längeres Stehenlas-

sen (1–2 Std.) nach dem Auffärben ergab ebenfalls keine Auswirkung. Die Extinktion der Analysenlösung wurde mit einem Hilger Uvispek-Spektralphotometer (H 700) gemessen.

Sulfatbestimmung:

Da die klassische quantitative Sulfat-Analyse sehr zeitraubend ist, wurde nachfolgendes Verfahren verwendet, das für unsere Zwecke eine hinreichende Genauigkeit bot und eine grössere Anzahl semiquantitativer Bestimmungen pro Tag erlaubte:

1. Einwaage 2 g
2. Substanz mit H_2O tränken (um Spritzer zu vermeiden), langsam HCl-conc. im Überschuss dazu.
3. 10 Min. sieden lassen.
4. Abfiltrieren, Filtrat in 250 ml-Erlenmeyerkolben, mit H_2O bis 5 cm unter den Rand auffüllen.
5. $BaCl_2$-Lösung dazu, schütteln, 12 Std. stehen lassen.
6. Semiquantitative Analyse mittels Standard-Niederschlägen und quantitativen Kontrollbestimmungen.

Vorversuche bestätigten, dass fein verteiltes Sulfat, das in Karbonaten als Gips oder möglicherweise Anhydrit vorliegt, durch den HCl-Aufschluss restlos in Lösung geht. Sulfide werden dabei, je nach der Korngrösse, mehr oder weniger unter Schwefelabscheidung zersetzt und stören daher bei der Fällung mit $BaCl_2$ nicht. Zur Bestimmung wird der $BaSO_4$-Niederschlag abzentrifugiert und mit ebenfalls zentrifugierten Standardniederschlägen, in unserem Fall 0,01, 0,05, 0,15 und 0,40 % SO_4^{2-}, verglichen und in eine Gruppe, z. B. 0,05–0,15 % eingestuft. Ein Niederschlag von 0,01 % ist bei einer Einwaage von 2 g gerade noch erkennbar. Gehalte von über 0,25 % geben bei Zugabe von $BaCl_2$ sofort eine Trübung. Damit die Niederschläge immer gleich voluminös erscheinen, muss die Zentrifugierzeit stets genau eingehalten werden. Das spezifisch schwere $BaSO_4$ sedimentiert vollständig innerhalb von 2 Minuten bei 2000 Umdrehungen/Min.

Zur Überprüfung der Resultate sind unbedingt quantitative Kontrollbestimmungen notwendig. Diese wurden vorerst nach den Anleitungen von J. Jakob (1952, 103) durchgeführt: Schmelzaufschluss mit Soda. Ausfällen von Kieselsäure und Aluminiumoxyd durch Ammoniumkarbonat, neutralisieren, Bestimmung des $BaSO_4$–Niederschlages. Es zeigte sich aber, dass bei den vorliegenden karbonatischen Gesteinen ein weniger langwieriges Verfahren zum selben Ergebnis führte:

1. Verfahren wie semiquantitative Bestimmung bis Punkt 5.
2. Niederschlag abfiltrieren, Filter mehrere Male gut auswaschen. Da Niederschlag sehr feinkörnig, besonders dichtes Filter verwenden (Blauband-Filter, Schleicher und Schuell).
3. Nasses Filter in tariertem Platintiegel veraschen: Bei unbedecktem Tiegel unter kleiner Flamme Filter trocknen und verbrennen, sodann bedeckt bei ca. 800° C veraschen.
4. Im Exsikkator erkalten lassen, wägen.

Tab. 13. SO_4^{2-}-Werte einiger Gesteinsproben nach dem Aufschlussverfahren in Soda resp. HCl

Proben	% Nichtkarbonat	Soda-Aufschluss, % SO_4^{2-}	HCl-Aufschluss, % SO_4^{2-}
Tw 32	26,0	0,37	0,33
Ru 8	8,4	0,29	0,29
Ri 15	38,1	0,25	0,22
Tb 10	3,2	0,12	0,10
Ru 16	4,5	0,05	0,03

Die Vergleichswerte in Tabelle 13 zeigen, dass sich auch ein hoher Tongehalt beim HCl-Verfahren nicht störend auswirkt. Die kleinen Differenzen zwischen den Werten der beiden Bestimmungsarten liegen im Bereich der Analysenfehler (0,01 % = 0,2 mg).

Eine ganze Anzahl Gesamtschwefelbestimmungen nach J. Jakob (1952, 100) ergaben nur einen merklichen Sulfidgehalt (Differenz Gesamtschwefel-Sulfatschwefel) in Gesteinen der Mergel-, Knollenmergel-, sowie Mergel- und Kalk-Zone des Hauterivien. In den grau getönten Schichten der Twannbach- und Goldbergformation, die einen Sulfidgehalt vermuten liessen, wurden nur vereinzelt Höchstwerte von 0,02 % festgestellt. Die schwarz gefärbten Mergel- und Knollenmergel ergaben 0,3–0,4 %, die graulich getönten Hauterivienkalke 0,03–0,04 % Schwefel in Sulfidform. Um einen Überblick zum Gesamtschwefelgehalt zu erhalten, wurde der Sulfidschwefel der Hauterivien-Sedimente als Sulfat berechnet in den nachfolgenden Abbildungen einbezogen.

Analysenwerte

Sämtliche Bestimmungsresultate sind in Figur 35 dargestellt. Der Gehalt an Phosphat schwankt zwischen 0,000 (Ru 30) und 0,210 % (Gh 1), derjenige an Sulfat zwischen 0,00 und 0,37 % (Tw 32). Umgerechnet entsprechen die Höchstwerte 0,091 % P und 0,13 % S. Die Mittelwerte an Phosphat und Sulfat für die verschiedenen lithofaziellen und stratigraphischen Einheiten sind in Figur 36 angegeben.

Zum Vergleich seien einige Werte anderer Analysen von Karbonatgesteinen angeführt. F. W. Clarke (1924, 30) gibt aus 345 Kalkanalysen Durchschnittsgehalte von 0,04 % P_2O_5 und 0,06 % SO_4 an. 400 Bestimmungen an Karbonatgesteinen aus dem Malm α, β und γ des süddeutschen Jura gaben Werte zwischen 0,012 und 0,34 % P_2O_5 (E. Seibold 1955, 582).

Für zehn brackische Kalkgesteine mit Chara-Oogonien und Ostrakoden aus der Unteren Kreide von Oklahoma werden von J. R. Wayland und W. E. Ham (1955, 44) 0,007 % P_2O_5 und 0,007 % S (= 0,021 % SO_4^{2-}) angegeben. Vergleichsweise ergibt ein brackischer Kalk der Mergel- und Kalk-Fazies des Berriasien mit Characeen und Ostrakoden (Tw 63) 0,009 % P_2O_5 und $SO_4^{2-} < 0{,}01$ %.

L. Cayeux (1935, 463) bestimmte in einem Glaukonit und Quarz führenden Kalk, der Mollusken, Echiniden und Foraminiferen enthält, 0,20 % P_2O_5. Der lithofaziell identische Hauterivienkalk Ha 8 besitzt 0,168 % P_2O_5.

Lithographenkalk aus dem Mississipian von Illinois führt nach J. E. Lamar (1957, 33) 0,011 P_2O_5 und 0,18 % SO_4^{2-}. Ähnliche Gehalte enthält ein kryptokristalliner Kalk der Goldbergformation (Tw 51): 0,009 % P_2O_5 und 0,14 % SO_4^{2-}.

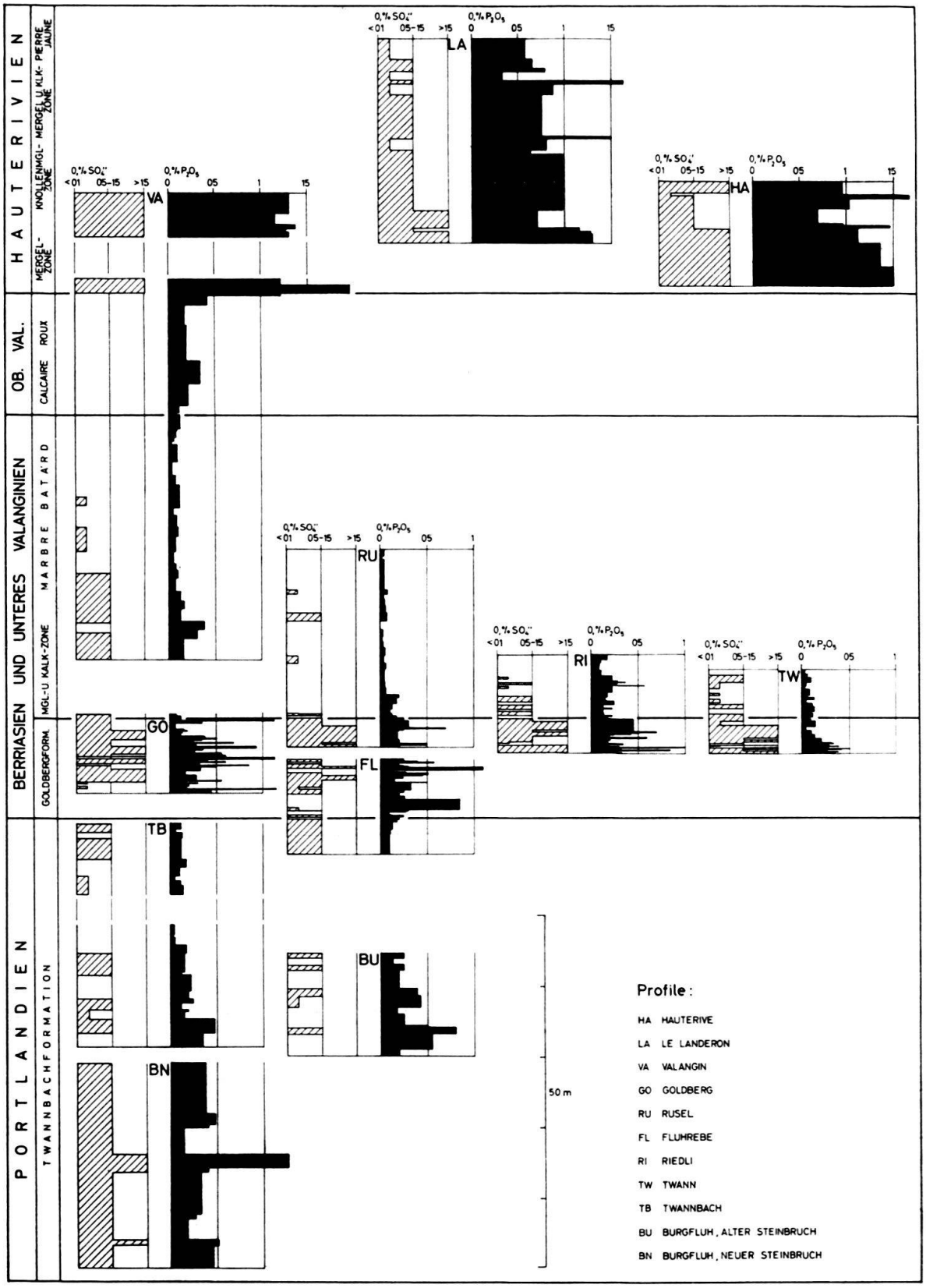


Fig. 35. Analysenwerte der Sulfat- und Phosphatbestimmung.

Gesetzmässigkeiten in der Phosphat- und Sulfatführung

Vergleicht man den Sulfat-, Phosphat- und Kalkgehalt untereinander, so sind folgende Tendenzen erkennbar:

1. Der Sulfat- und Phosphatgehalt ist annähernd proportional. – Werden die einzelnen Horizonte verglichen (Fig. 35), so sind oft Abweichungen von dieser Regel festzustellen, betrachtet man jedoch gesamthaft die faziellen Einheiten (Fig. 36), kommt die Proportionalität deutlich zum Vorschein.

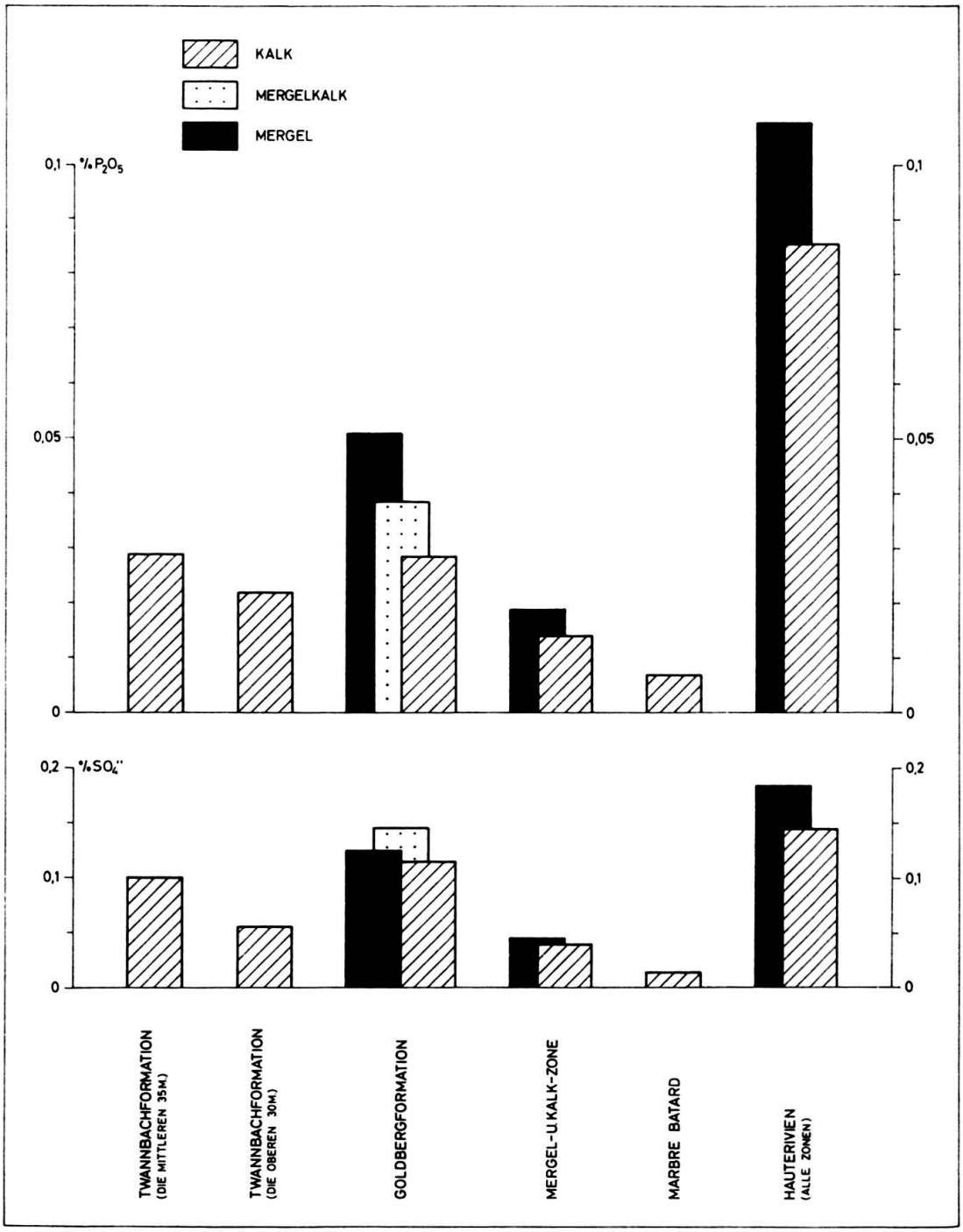


Fig. 36. Die Sulfat- und Phosphatführung in den verschiedenen stratigraphischen Einheiten des Jura/Kreide-Überganges.

2. Der Phosphatgehalt steigt mit fallender Karbonatführung. – Diese Tendenz wurde schon von E. SEIBOLD (1955, 575) festgestellt. Wie Fig. 37 zeigt, ist dies schon bei 2–3 % Unterschied im Karbonatgehalt deutlich bemerkbar. Sehr gut ist die Abhängigkeit zu beobachten, wenn Mergel, Mergelkalke und Kalke vorliegen.

3. Die Sulfat- und Phosphatführung ist abhängig von der Fazies (Fig. 35, 36). – Die Abhängigkeit Phosphat/Karbonat kommt nur zur Geltung, wenn annhähernd einheitliche Sedimentationsverhältnisse vorliegen, andernfalls wird sie durch die fazielle Beziehung überprägt. Dies ist schon innerhalb der lithofaziell monotonen, fossilarmen Twannbachformation der Fall. Die oberen 30 m enthalten durchnittlich 0,4 % mehr Karbonat als die mittleren 35 m, eine Differenz, die kaum einen unterschiedlichen Phosphatgehalt von 0,008 % hervorrufen dürfte, was die Sulfatführung auch bestätigt (Fig. 36). Ausgesprochen deutlich kommt der Fazieswechsel im Sulfat- und Phosphatgehalt zwischen dem Valanginien und Hauterivien zum Ausdruck.

4. Eine eindeutige Proportionalität zwischen dem Anteil an Sulfat und Karbonat kann nicht festgestellt werden, im allgemeinen scheint jedoch der Sulfatgehalt in mergeligen Gesteinen höher zu liegen (Fig. 36). – Dieses leicht abweichende Verhalten gegenüber dem Phosphat dürfte mit ein Grund für das teilweise unproportionale Verhalten der beiden Spurenelemente in einzelnen Horizonten sein.

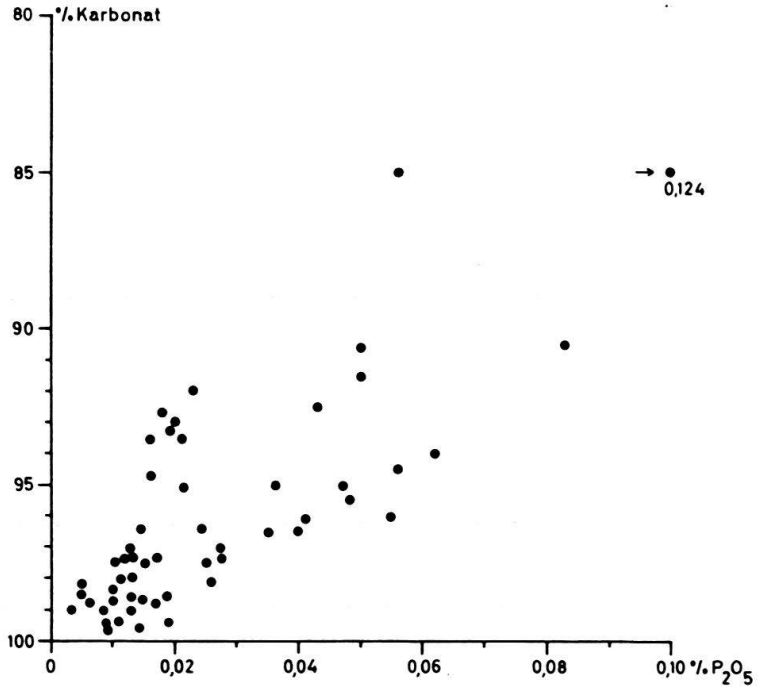


Fig. 37. 54 Phosphatanalysen aus der Twannbachformation. Mit fallendem Karbonatgehalt steigt die Phosphatführung.

Fazielle Abhängigkeit, Herkunft des Sulfat- und Phosphatgehaltes

Die Sulfat- und Phosphatführung dürfte unabhängig von der Salinität sein, da in marinem und limnischem Milieu identische Werte auftreten. Obwohl in keinem Dünnschliff Apatitkörner festgestellt werden konnten, wurden einige Schweremi-

neral-Untersuchungen durchgeführt, um eine mögliche detritische Phosphatzufuhr mit Sicherheit feststellen zu können. Eine Auflösung des Apatits beim Dekarbonatisieren wurde dabei durch die Verwendung von zehnprozentiger Essigsäure vermieden. Drei Präparate aus der Goldbergformation (Tw 13, Fl 31, Fl 33) wiesen überhaupt keinen Apatit auf. Einzig eine Probe aus der Knollenmergel-Zone des Hauterivien (TCr 1) ergab bei einem Gehalt von 0,14 % P_2O_5, 0,001 % Apatit (= 0,0004 % P_2O_5). – Demnach liegt der Phosphor vermutlich als submikroskopisch fein verteiltes Kollophan vor.

Um irgendwelche bio- und lithofazielle Gesetzmässigkeiten in der Sulfat- und Phosphatführung zu erfassen, wurden verschiedene Durchschnittswerte innerhalb der stratigraphischen und faziellen Einheiten (Tab. 14) berechnet.

Tab. 14. P_2O_5-und SO_4^{2-}-Gehalt charakteristischer Gesteine verglichen mit Mittelwerten (Kolonnen A = Mittelwerte)

Stratigraphische Einheit	Sediment	Mikrolithofazies, vorherrschende Fossilien, Dolomit-Quarz- u. Glaukonitführung	0,% P_2O_5		0,% SO_4^{2-}	
A		B	A	B	A	B
Twannbachformation (obere 30 m)	Kalk	Dolomitgehalt > 3 %	026	032	08	10
		Koprolithen v. Crustaceen	022	013	05	05
Goldbergformation	Kalk	Characeen	028	030	12	16
		Ostrakoden	028	027	12	17
	Mergel	Characeen	051	061	13	17
		Ostrakoden	051	044	13	17
		Characeen, Ostrak., Gastrop.	051	045	13	15
Mergel- und Kalk-Zone	Kalk	kryptokristallin	014	014	04	02
		arenitisch	014	015	04	03
		oolithisch	014	015	04	06
		Quarzgehalt > 2 %	014	07	04	02
		Pelecypoden, Gastropoden	014	014	04	05
		Foraminiferen	014	012	04	04
Marbre bâtard	Kalk	Dasycladaceen, Foraminiferen, Mollusken	007	008	02	03
Calcaire roux	Kalk	Echiniden-Brekzie	026	026	00	00
Hauterivien	Kalk	Echiniden-Brekzie mit Mollusken	085	094	15	16
		Glaukonitgehalt > 1 %	085	176	15	13
	Mergel	vereinzelte Wirbeltierzähne	108	137	18	22

Eine Abhängigkeit zur Mikrolithofazies oder zur Mineralführung kann nicht festgestellt werden. Da selten mehr als 20 Resultate (B) vorlagen, kam es zu Abweichungen gegenüber den Mittelwerten (A), die jedoch 0,010 % beim Phosphat und 0,02 % beim Sulfat nicht übersteigen. Eine Beziehung zum Fossilinhalt scheint beim Phosphor nur bei den Wirbeltierzähnen vorzuliegen. — Zur Kontrolle wurde der P_2O_5- Gehalt einiger Schalen und Steinkerne bestimmt (Tab. 15).

Tab. 15. P_2O_5-Gehalt einiger Fossilien und des umgebenden Sedimentes

Probe	Schalen und Steinkerne	$\%P_2O_5$	Sediment $\%P_2O_5$
Ri 32	Chara – Oogonien	0,038*)	0,030
Ri 30	Ostrakoden	0,045*)	0,056
Tw 42	Ostrakoden	0,045*)	0,037
Ha 1f	Rhynchonella	0,065	0,136
Va 1b	Terebratula	0,017	0,034
Tw 56	Gastropoda	0,012[1])	0,015

*) ± 0,010, da sehr kleine Einwaage
[1]) nur Steinkern.

Die Mikro- und Makrofossilien scheinen im allgemeinen eine leichte Schwefelgehaltserhöhung zu bewirken (Tab. 14).

Von allen untersuchten Schichten enthalten nur diejenigen des Hauterivien Glaukonit. Die in rezenten marinen, kalkhaltigen Sedimenten gemachte Feststellung, dass eine Anreicherung von Phosphorsäure oft mit Glaukonitbildungen verknüpft ist (P. und E. Niggli 1952, 398), bestätigt sich bei den Hauterivien-Ablagerungen. Wie jedoch Tab. 14 zeigt, verursacht ein erhöhter Glaukonitgehalt nicht eine entsprechende Phosphatführung. So enthält z. B. die Probe La 23 mit 8 % Glaukonit nur 0,075 % P_2O_5.

Aus den Jura/Kreide-Grenzschichten konnten in 12 von über 200 Schlämmproben Wirbeltierzähnchen gefunden werden. Weitaus am meisten treten sie in der Mergel- und Knollenmergel-Zone des Hauterivien auf, was mit der maximalen Phosphat- und Sulfatführung zusammenfällt (Tab. 14, Fig. 29). Vereinzelte Zähne kommen in der oberen Goldbergformation (Go 43, Go 45), sowie in der Mergel- und Kalk-Zone des Berriasien vor (Ri 32). Beim Gottstatterhaus (Koord. 583.180/219.790) waren einige Zähnchen in einem mergeligen Horizont des obersten Marbe bâtard zu finden. Teilweise treten sie auch in den unteren 70 m der Twannbachformation auf (E. Baumberger 1894, 183 – Abschnitt 111); ein Anstieg in der Sulfat- und Phosphatführung ist ebenfalls in diesen Schichten erkennbar. Vergleicht man die einzelnen zähnchenführenden Horizonte mit den Phosphatwerten, so zeigt sich, dass die höchsten Gehalte in der Goldbergformation, im Valanginien und im Hauterivien je in den Schichten mit Wirbeltierzähnchen vorkommen:

Hauterivien, Ha 8 : 0,168 % P_2O_5
Valanginien, Gh 1 : 0,210 % „
Goldbergformation, Go 45 : 0,183 % „

Dies sind zugleich die drei Höchstwerte aus sämtlichen 306 Analysen. Da ein erhöhter Phosphatgehalt immer mit dem Auftreten von Zähnchen verknüpft ist, müssen demnach die Vertebraten als die Hauptlieferanten für Phosphor betrachtet werden. Nebst dem Skelett mit einem mittleren P_2O_5-Gehalt von 34 % (C.W. Correns 1949, 233) und den Weichteilen, kommen namentlicht die Koprolithen, die ein Mehrfaches des Lebendgewichtes betragen, als Phosphatlieferanten in Betracht. Nach G. Berg (1929, 346) enthalten die Fäkalien fossiler Saurier 50–75 % Ca-Phosphat. Da die Sulfatführung parallel zum Phosphat verläuft, ist anzunehmen, dass die Vertebraten ebenfalls zu einem erheblichen Teil für den Schwefelgehalt verantwortlich sind.

4.3.2 Mineralneubildungen

Es wurden nur Mineralien untersucht, die mindestens 1 ‰ des Gesteins betragen. In Spuren vorkommende Schwermetall-Sulfide und -Oxyde, sowie Silikate bleiben unberücksichtigt. In der Folge sei auch nicht auf die nichtidiomorphen, kryptobis makrokristallinen Calcit- und Dolomitkristalle eingegangen.

Quarz, Chalcedon

A. Carozzi (1948, 15) hat in der Purbeckfazies des schweizerischen Jura mit Hilfe der detritischen Quarzführung paläogeographische und fazielle Studien durchgeführt. Auf Grund von Korngrössebestimmungen wurde als Herkunftsort des Quarzes das Aar- und Gotthardmassiv angenommen (A. Carozzi 1948, 131).

Eingehende morphoskopische – und Dünnschliff-Untersuchungen zeigten jedoch, dass in der gesamten Goldbergformation am Bielersee kein detritischer Quarz vorkommt. Es treten ausschliesslich idiomorphe, nicht selten doppelpyramidale Kristalle auf, die häufig miteinander verwachsen sind (Fig. 38). Kantenrundungen oder abgeschliffene Oberflächen, die von irgendwelchem Transport herrühren müssten, sind bei allen Fraktionen zwischen 0,02 und 3 mm nicht zu beobachten.

Fig. 38. Bipyramidale Quarzkristalle aus der Goldbergformation (Profil Twann-Schützenhaus, Tw 4). (Vergrösserung 15 ×)

Auch die häufig auftretenden, konzentrisch gebauten Chalcedonkörner weisen keine mechanische Beanspruchung auf. Die SiO_2-Mineralien müssen daher diagenetisch entstanden sein. Um irgendwelche Einschwemmungen aus herzynischen Massiven feststellen zu können, wurden zur Kontrolle einige Schweremineral-Untersuchungen durchgeführt. Pro Präparat wurden 7 g Körner der Fraktion 0,06–0,4 mm verwendet; 0,2–0,5 % davon waren Schweremineralien in Form von Limonit. An nicht opaken Schweremineralien konnten je Probe nur ein bis zwei Muskowitschüppchen beobachtet werden. Einschwemmungen kristalliner Herkunft liegen daher nicht vor. Da A. Carozzi (1948, 81) mit Hilfe des Goldberg-Profils die Paläogeographie des detritischen Quarzes festlegte, möchten wir das Vorhandensein von detritischem Quarz auch in der weiter westlich gelegenen Purbeckfazies bezweifeln.

Der authigene Quarz tritt in der gesamten Goldbergformation, sowie weniger häufig in den obern Schichten der Twannbachformation und in der Mergel- und Kalk-Zone des Berriasien auf. In einigen Horizonten (Tw 13, Fl 31, Fl 33) beträgt sein Anteil im Gestein bis über 50 %. Im allgemeinen ist er im unteren Teil der Goldbergformation, wo verschiedentlich doppelpyramidale Quarze bis zu 3 mm Länge beobachtet werden können (Fig. 38) angereichert. Eine Abhängigkeit des Quarzes von der Lithofazies ist nicht zu beobachten. Die Quarzführung kann sowohl in Mergel, Mergelkalken und Kalken 10 % übersteigen. Eine Beziehung zum Makrofossilinhalt ist ebenfalls nicht festzustellen.

Tonmineralien

Durch das «Centre de Recherches» der SNPA in Pau (SE-Frankreich) wurde in freundlicher Weise die Tonfraktion des Profils Tw untersucht. Wie die nachfolgenden Ergebnisse zeigen (Tab. 16), sind die Tonmineralien in der Goldbergformation teilweise authigen entstanden, was wohl durch die reichlich vorhandene Kieselsäure begünstigt wurde.

Tab. 16. Ablagerungsmilieu und Tonmineralien im Profil Twann-Schützenhaus (Tw)

Stratigraphische Lage	Ablagerungsmilieu	Probe Nr.	Tonmineral
Mergel- und Kalk-Zone	marin	66	Montmorillonit (Diagenese)
	marin	62	,, ,,
	brackisch	55	,, ,,
	limnisch	52	Illit
Goldbergformation	limnisch bis brack.	50	Illit
	brackisch	48	Montmorillonit und Illit (Neogenese)
	limnisch	46	,, ,,
	,,	42	,, ,,
	,,	40	,, ,,
	,,	39	,,
	,,	38	,, ,,
	,,	33	,, ,,
	,,	32	,, ,,

Eine eindeutige Beziehung zwischen der Salinität und den Tonmineralien ist nicht erkennbar. Dagegen tritt mit der Transgression in der Mergel- und Kalk-Zone ausschliesslich diagenetischer, aus verwittertem Glimmer entstandener Montmorillonit auf. Durch den Meereseinbruch dürfte somit feindetritisches Fremdmaterial eingeschwemmt worden sein.

Calcit

In der Goldbergformation, der Mergel- und Kalk-Zone des Berriasien, sowie in den obersten Schichten der Twannbachformation sind öfters bis 0,5 mm grosse rhomboedrische Kristalle zu beobachten. Häufig beträgt ihr Anteil am Gestein 5–10 %, in einigen Fällen (Fl 37) bis zu 30 %. Da die Dolomitkristalle im allgemeinen eigengestaltiger sind als diejenigen des Calcits (P. und F. Niggli 1952, 443), wurde die Existenz der ersteren vermutet. Dolomitbestimmungen an derartigen Gesteinen ergaben jedoch nur Höchstwerte von 2 % $CaMg(CO_3)_2$. Somit müssen Calcitkristalle vorliegen, die durch partielle Rekristallisation der Kalke entstanden sind.

Glaukonit

Glaukonit ist auf die Hauteriviensedimente beschränkt, die sich dadurch vom teilweise lithologisch sehr ähnlichen Calcaire roux deutlich unterscheiden. Meistens beträgt sein Gehalt im Gestein 1–2 %. Teilweise kommt er angehäuft in Konkretionen von über 1 cm Durchmesser vor. Im allgemeinen ist der Glaukonit mit Schalentrümmern vergesellschaftet und füllt häufig die Porenräume der Echinodermenskelette auf oder bildet die Steinkerne der Foraminiferen. Die Grösse der isolierten, tiefgrünen, im Dünnschliff teilweise gelblich grünen, rundlichen Körper übersteigt selten 0,5 mm. Irgendwelche Gesetzmässigkeiten in der Gestalt der Glaukonitkörner sind nicht erkennbar.

Pyrit

In nennenswerten Mengen tritt Pyrit nur in der Mergel- und Knollenmergel-Zone des Hauterivien auf. Sein maximaler Gehalt liegt laut den Schwefelbestimmungen (Abschnitt 4.3.1) bei 1 %, was für eine vollständige Schwarzfärbung der Gesteine genügt. Die grössten idiomorphen Pyritkristalle besitzen einen Durchmesser von ca. 0,05 mm. Isolierte Kristalle kommen selten vor, im allgemeinen sind sie fladenförmig miteinander verwachsen und bilden Flächen bis zu 1 cm^2. Durch die Oberflächenverwitterung wird der feinverteilte Pyrit unter Aufnahme von Wasser zu Limonit und Gips oxydiert. Je mergeliger das Gestein ist, um so rascher erfolgt die Umwandlung. In den Kalken ist die Grenze zwischen der dunkelgelben, verwitterten Zone und dem dunkelgrauen, ursprünglichen Sediment meist sehr scharf. Die Verwitterungsrinde kann mehrere Meter betragen, was (vgl. Abschnitt 1.2.1) früher irrtümlich mit wechselnden Ablagerungstiefen in Zusammenhang gebracht wurde.

4.4 Ablagerungsmilieu, Sedimentationsverhältnisse

Die Regression im zentralen Juragebirge verursachte schon im «Sequanien» die ersten, vorübergehenden, kontinentalen Verhältnisse (vgl. Abschnitt 3.2). Im obersten Malm häuften sich die lokalen Verlandungen, was zur Bildung zahlreicher Cailloux noirs- und Aufarbeitungshorizonten führte.

Trotz den verschiedenen Niveauschwankungen, die vielleicht der Grund für eine teilweise Dolomitisierung (Abschnitt 1.1.3) der Kalke in der Twannbachformation unseres Untersuchungsgebietes bilden, wurde die chemische Ausfällung der Karbonate nur selten von detritischen Einschwemmungen unterbrochen. Das Ausbleiben von Cephalopoden und Echiniden, die ausgesprochene Armut an Mikrofossilien, sowie die in Anhäufungen vorkommenden Koprolithen von Crustaceen in der obersten Twannbachformation, deuten auf lagunäre Verhältnisse hin.

Zu Beginn der Goldbergformation ändert sich die Litho- und Biofazies schlagartig. Die Verwitterung des östlich gelegenen Festlandes verursachte detritische Einschwemmungen und die Zufuhr gelöster Substanzen. Dies führte zu den mergeligen, z. T. aus authigenen Mineralien gebildeten Ablagerungen (Abschnitt 4.4.2). Die teilweise in grosser Zahl auftretenden Charophyten und Ostrakoden weisen auf ein limnisches, in der obersten und möglicherweise in der untersten Goldbergformation auf ein brackisches Milieu hin. Je nach den Strömungsverhältnissen, den Ionenkonzentrationen und Temperaturschwankungen bildeten sich tonige Mergel bis Kalke in regelloser Folge. Die rasch auskeilenden Schichten, sowie der laterale biofazielle Wechsel lassen auf seichte, teilweise voneinander isolierte Sedimentationsräume schliessen. In der obersten Goldbergformation bildete sich ein zusammenhängender Süsswassersee mit einheitlichen Sedimentationsbedingungen: Arenitische Ablagerungen (Fig. 40), sowie der darüberliegende Knollenhorizont (vgl. Abschnitt 1.2.2) können über grössere Strecken verfolgt werden. Ein brackischer Einbruch in der obersten Goldbergformation aus westlicher bis südlicher Richtung (Fig. 39) verursachte keine lithofazielle Veränderung.

In der Goldbergformation treten, verursacht durch die unterschiedliche Wertigkeit des Eisens, sowohl grünlich und gelbbraun gefärbte Schichten auf. Die Durchlüftung der Süsswasserbecken muss demnach verschieden gut gewesen sein. Eine ausgesprochene Sauerstoffuntersättigung, die zu Sulfidbildung geführt hätte (vgl. Abschnitt 4.3.1), wurde jedoch durch die geringe Wassertiefe vermieden.

Die Mergel- und Kalk-Zone (Übergang Berriasien/Unteres Valanginien) setzt mit dem vorwiegend limnischen, teilweise brackischen Basiskonglomerat ein (Fig. 39, 40). Da die Grösse der Gerölle gegen Südwesten abnimmt (Abschnitt 1.2.3), muss eine kräftige, limnische Strömung aus der Gegenrichtung angenommen werden. Die intensive, dunkelgelbe Verwitterungsrinde der Komponenten deutet auf eine Sedimentationslücke hin. Auf weitere Unterbrüche in der Sedimentation dürften ebenfalls die verschiedenen, über angebohrte Schichtflächen transgredierenden, geröllführenden Horizonte im Unteren Valanginien hinweisen.

Mit dem Einsetzen des Basiskonglomerates ändert insbesondere die Lithofazies der Kalke. Die kryptokristallinen Karbonatgesteine werden zunächst durch oolithische abgelöst, die allmählich in arenitische und teilweise wieder in kryptokristalline übergehen (Fig. 40). – Sowohl in marinem, brackischem und limnischem Milieu traten Oolithbildungen ein. Die Niveauschwankungen verursachten vorerst nur partielle Transgressionen (Fig. 39), was im raschen lithofaziellen Wechsel zum Ausdruck kommt (Fig. 40). Die detritischen Ablagerungen (Arenite, Oolithe) wurden durch stark bewegtes Wasser verursacht. Möglicherweise stellen die kryptokristallinen Sedimente in der Mergel- und Kalk-Zone lagunäre Bildungen dar. Im durch-

gehenden, marinen Milieu des Marbre bâtard wurden die Sedimentationsverhältnisse wieder einheitlich (Fig. 40).

Die durchschnittliche Phosphat- und Sulfatführung ist im kryptokristallinen, arenitischen und oolithischen Kalk der Mergel- und Kalk-Zone annähernd gleich (Tab. 14). Unter der Annahme gleichbleibender Phosphatzufuhr müsste somit die Wachstumsgeschwindigkeit der drei verschiedenen Kalksedimente gleich gross

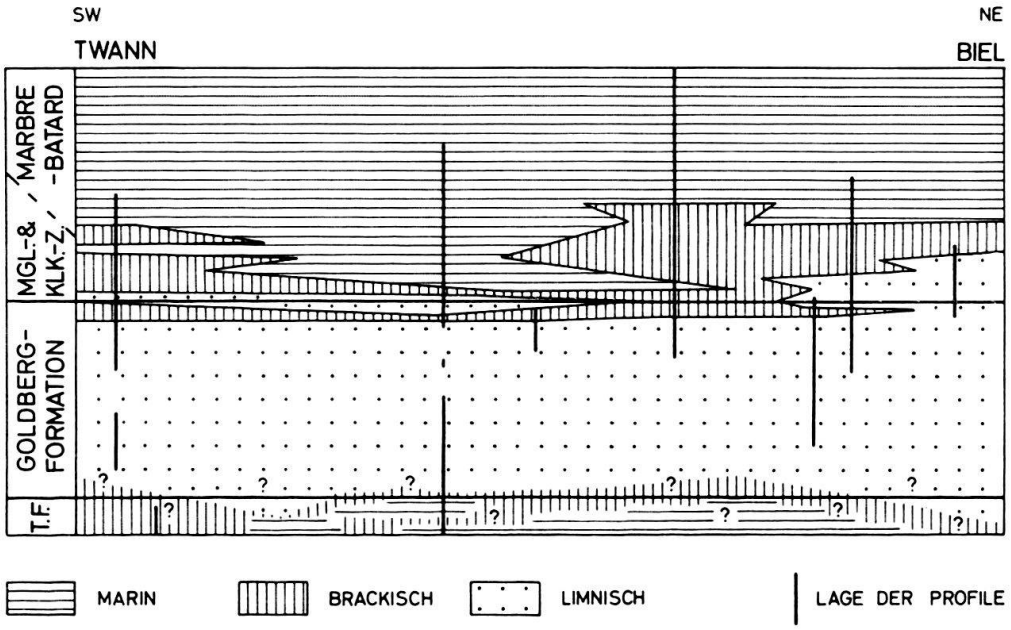


Fig. 39. Das Ablagerungsmilieu im Bereich der Jura/Kreide-Grenze. (T.F.: Twannbachformation).

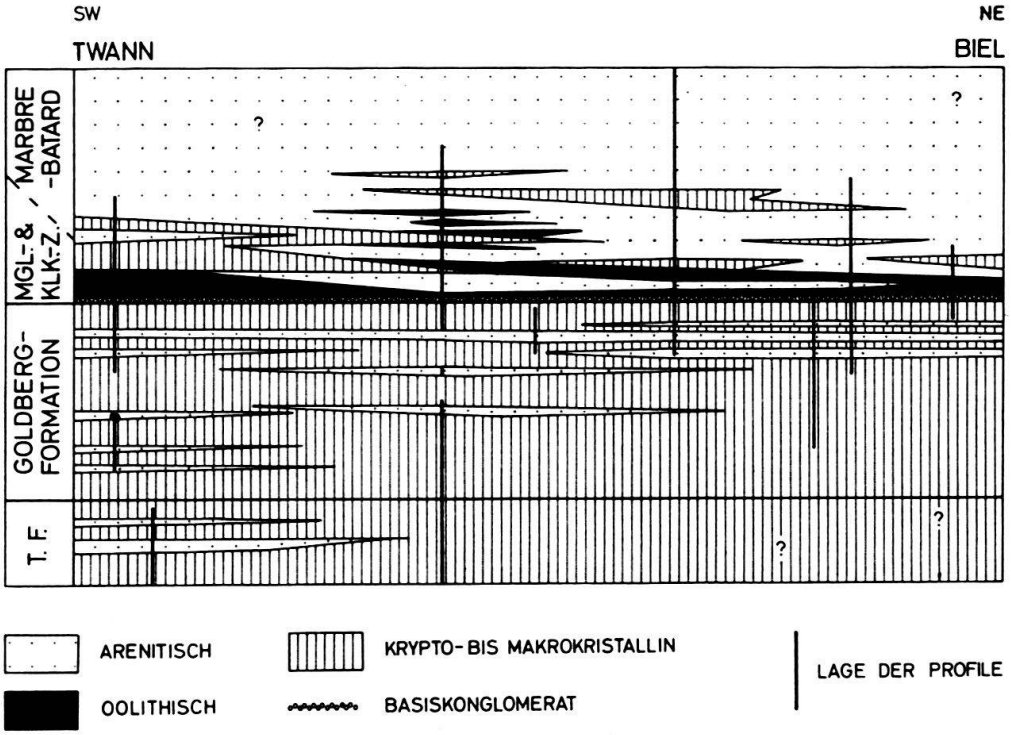


Fig. 40. Die Lithofazies der Karbonatgesteine im Bereich der Jura/Kreide-Grenze. (T.F.: Twannbachformation).

gewesen sein. Auf Grund der Mikrofauna existierten während der Sedimentation des Marbre bâtard völlig normale Lebensbedingungen in einem flachmarinen Milieu. Der ausserordentlich geringe Phosphat- und Sulfatgehalt in der Marbre bâtard-Zone ist daher vielleicht auf ein rasches Sedimentwachstum mit damit verbundener geringer S- und P-Zufuhr zurückzuführen.

Im gesamten Schichtstoss zwischen der Twannbachformation und dem Hauterivien konnten nirgends, weder beim Basiskonglomerat noch bei den andern Aufarbeitungshorizonten, anormal hohe Phosphatgehalte oder sogar Bone beds festgestellt werden. Es dürften daher sehr langsame Salinitätswechsel anzunehmen sein (vgl. Fig. 39), die kein Massensterben der Fauna zur Folge hatten. Als Vergleich dazu seien die Verhältnisse in der Kreide des Pariser Beckens angeführt, wo vier Ca-Phosphatlager an Transgression und Regression gebunden sind (L. Cayeux 1905, 750).

Da der Gipsgehalt in den Sedimenten des Jura/Kreide-Überganges 0,5 % nicht überschreitet und zudem parallel mit der Phosphatführung verläuft, hat keine chemische Ausfällung von Sulfat stattgefunden. In der Region des Bielersees haben daher keine ausgesprochen stark übersalzene Becken existiert. Im Gegensatz dazu herrschten im unteren Teil der Purbeckien-Fazies des Neuenburger und östlichen Waadtländer Jura, in der «Domaine des marnes à gypses» (A. Carozzi 1948, 10) hypersaline Becken mit einer Salinität von über 110 ‰, was zu ausgedehnten Gipsausfällungen führte (E. Posnjak 1940, 559).

Ausgesprochene Reduktionsbedingungen, wie sie in stagnierenden Becken anzutreffen sind, existierten nur zur Zeit der Mergel- und Knollenmergel-Zone im Hauterivien.

4.5 Grenzziehung Jura/Kreide

Wie die vorangehenden Untersuchungen zeigen, setzte die Transgression in der Gegend des Bielersees nicht überall gleichzeitig ein.

Das fast ausschliesslich limnische Basiskonglomerat reicht nicht über unser Untersuchungsgebiet hinaus; es ist daher nur von rein lokaler Bedeutung. Die Grenze «Purbeckien»/Mergel- und Kalk-Zone verläuft im übrigen Juragebirge sehr fluktuierend und ist nicht paläontologisch festgelegt.

Die ersten marinen, kretazischen Ostrakoden treten im SW in der obersten Goldbergformation, im NE dagegen erst in der Mergel- und Kalk-Zone auf. Die biofazielle Grenze schneidet somit die lithologische diagonal (vgl. Fig. 25, Abschnitt 4.2.1)

Demnach fehlen sämtliche Voraussetzungen, die die Festlegung einer chronostratigraphischen Grenze am Bielersee ermöglichen würden.

Auf Grund der phylogenetischen Entwicklung der Cephalopodenfauna, wurde durch W. Killian (1907) erstmals die Jura/Kreide-Grenze in der «fosse vocontienne» (SE-Frankreich) klar definiert; durch G. Mazenot (1939) fand sie eine Präzisierung: Mit der Zone von *Berriasella chaperi* endet das Jurasystem, mit der Zone von *Berriasella grandis* beginnt das Berriasien und damit die Kreide.

Die Transgression setzte an der Jura/Kreide-Wende in NW-Deutschland, S-England und im Juragebirge nicht gleichzeitig ein und war von zahlreichen nicht-

marinen Einschaltungen begleitet. Sie ist daher für die Festlegung der Jura/Kreide-Grenze nur von untergeordneter Bedeutung. Sedimentationslücken, wie sie im Bielerseegebiet in der Mergel- und Kalk-Zone mit Sicherheit auftreten, dürften ebenfalls andernorts in kontinentalen, zeitgleichen Ablagerungen vorkommen.

Die Festlegung der Jura/Kreide-Grenze sollte somit in tiefmarinem Milieu erfolgen, das einheitliche Ablagerungsbedingungen und eine kontinuierliche Evolution der Fauna weitgehend gewährleistet. Wir halten uns daher in der vorliegenden Arbeit an die Jura/Kreide-Grenze von KILIAN und MAZENOT.

Eine Korrelation der Goldbergformation mit den zeitlich entsprechenden Schichten S-Englands, SE-Frankreichs und NW-Deutschlands ist nur mittels Ostrakoden möglich. Nach Dr. H. J. OERTLI (persönl. Mitteilung) eignen sich vor allem folgende Ostrakodenarten aus der Goldbergformation zu Korrelationszwecken: *Cypridea dunkeri* (JONES 1885) als Zonenfossil der Goldbergformation (vgl. Tab. 1), ferner «*Cypris*» *purbeckensis* (FORBES 1855), *Bisulcocypris forbesii* (JONES 1885), *Cypridea granulosa* (SOWERBY 1836), *Fabanella polita mediopunctata* (MARTIN 1961).

Der Goldbergformation entsprechen folgende Schichten in NW-Deutschland (Dr. H. J. OERTLI, persönl. Mitteilung): Obere Münder Mergel (unten), Serpulit, Wealden 1 (oben).

Die Korrelation der Jura/Kreide-Grenzschichten aus dem Bielerseegebiet mit den zeitlichen Ablagerungen in SE-Frankreich («fosse vocontienne») und S-England ist aus nachstehender Tabelle 17 ersichtlich. Während die Basis der Goldbergformation mit Sicherheit derjenigen des Berriasien und Lower Purbeckien gleichgesetzt werden kann, erlauben die gegenwärtigen Kenntnisse noch keine eindeutige Zuordnung der darüberliegenden Schichten. Namentlich steht die Grenze Berriasien/Valanginien in unserem Untersuchungsgebiet noch nicht fest.

Tab. 17. Korrelation der Jura/Kreide-Grenzschichten aus dem Bielerseegebiet mit den zeitgleichen Ablagerungen in SE-Frankreich und S-England

		SE-FRANKREICH	BIELERSEE	S-ENGLAND
KREIDE	VALANGINIEN	KILIANELLA ROUBAUDIANA	UNTERES VALANGINIEN (MARBRE BATARD)	WEALD CLAY
		?		HASTINGS BEDS
	BERRIASIEN	BERRIASELLA BOISSIERI	ÜBERGANG BERRIASIEN / UNTERES VALANGINIEN (MERGEL-UND KALK-ZONE)	? UPPER PURBECKIAN
		?	?	? MIDDLE PURBECKIAN
		BERRIASELLA GRANDIS	GOLDBERGFORMATION	LOWER PURBECKIAN
JURA	PORTANDIEN / TITHONIEN	BERRIASELLA CHAPERI	TWANNBACHFORMATION	TITANITES GIGANTEUS

5. ZUSAMMENFASSUNG

5.1 Stratigraphie und Tektonik des Gebietes zwischen Taubenloch- und Twannbachschlucht

Da die stratigraphischen Verhältnisse im Obersten Malm am Jura-Südfuss keine durchgehende Zonierung erlauben, wurden als Grundlage für stratigraphische Korrelationen genau definierte, kartierbare, lithostratigraphische Einheiten ausgeschieden. Die bis dahin im zentralen Jura nicht immer einheitlich verwendeten Stufenbezeichnungen «Kimmeridgien» und «Portlandien» entsprechen annähernd der neugeschaffenen Reuchenette- und Twannbachformation.

Für das «Purbeckien» des Untersuchungsgebietes, dem nur eine fazielle Bedeutung zukommt (Jura-Kolloquium Luxemburg 1962), wurde die lithostratigraphische Einheit «Goldbergformation» eingeführt.

Die Reuchenetteformation umfasst die Schichten zwischen dem Verena-«Oolith» und dem Dach der Grenznerineenbank (Typlokalität: Reuchenette, LK-Blatt 1126, Koord. der Basis 585.840/226.240).

Die durchgehend kalkige, 158 ± 10 m mächtige Reuchenetteformation tritt auf dem Seerücken zwischen Magglingen und dem Twannberg, sowie in der Twannbach- und Taubenlochschlucht zutage. Die Twannbachschlucht schneidet 70 m, die Taubenlochschlucht 110 m in die Gesteinsserie. In unserem Untersuchungsgebiet sind die über der Grenznerineenbank liegenden Virgulamergel, wenn überhaupt, nur als dünne Schalenpflsater ausgebildet. Die Grenznerineenbank von 1,0–1,8 m Mächtigkeit besitzt eine konstante Ausdehnung und stellt den einzigen kartierbaren Horizont im Bereich der Grenze zwischen Reuchenette- und Twannbachformation dar.

Die 102 ± 5 m mächtige Twannbachformation umfasst die Schichten zwischen dem Dach der Grenznerineenbank und dem Dach des Calcaire âpre (Typlokalität: Twannbachschlucht, LK-Blatt 1145, Koord. der Basis 577.850/216.420). Die aus Kalken bestehende Twannbachformation lässt sich nicht unterteilen. Der Calcaire âpre, eine sedimentäre Brekzie, und der Calcaire saccharoide, eine makrokristalliner Kalk sind die einzigen Horizonte mit grösserer flächenhafter Verbreitung. Sie nehmen die obersten zwei bis drei Meter der Twannbachformation ein. Die «Calcaires à plaquettes» und die «Fleckenkalke» der früheren Autoren stellen keine lithostratigraphischen Einheiten dar.

Die bis dahin im zentralen und westschweizerischen Juragebirge gebräuchliche Bezeichnung «Krebsscherenplatten» für die Calcaires à plaquettes wurde vermutlich aus dem schwäbischen Weissen Jura zeta übernommen. Da jedoch die beiden Begriffe keine zeitgleichen Schichten bezeichnen, sollte der Ausdruck «Krebsscherenplatten» im schweizerischen Juragebirge nicht mehr verwendet werden.

Die obere Twannbachformation besitzt nur sehr wenige dolomitische Horizonte. Wir möchten daher anregen, die für diese Schichten verwendete Bezeichnung «Dolomies portlandiennes» fallen zu lassen.

In der meist sterilen Twannbachformation treten an Fossilien Koprolithen (*Coprolithus salevensis* Paréjas 1948) in grösserer Zahl in den obersten 20 m auf.

Auf Grund von drei Leitfossilien, *Aulacostephanus* (*Pararasenia*) *quenstedti* Durand aus der obersten Reuchenetteformation und *Gravesia* sp., sowie *Macroden-*

tina (*M.*) *klingleri* MALZ aus der unteren Twannbachformation muss die Grenze Reuchenette-/Twannbachformation im Grenzbereich «Kimmeridgien/Portlandien» (d. h. *A. autissiodorensis/G. gravesiana*) liegen.

Die Goldbergformation umfasst die Schichten zwischen dem Calcaire âpre (unten) und dem Basiskonglomerat (oben), (Typlokalität: Goldbergsteinbruch W Biel, LK-Blatt 1125, Koord. 583.825/220.325). Die östlichsten Aufschlüsse der 14 ± 1 m mächtigen Goldbergformation liegen nördlich Biel.

Sie besteht aus wechsellagernden, bunten, vorwiegend grau getönten Mergeln, Mergelkalken und Kalken. Nach dem Vorkommen von dolomitischen Gesteinen an ihrer Basis liegt unser Untersuchungsgebiet in der «domaine des couches dolomitiques inférieures», die keine Gipseinlagerungen enthält. In der gesamten Goldbergformation, insbesondere jedoch im unteren Teil kommt authigener, meist bipyramidaler Quarz vor. Detritisch eingeschwemmte Mineralien (Tonmineralien ausgenommen) treten nicht auf. Besonders charakteristisch für die Goldbergformation sind die zahlreichen Cailloux noirs führenden Horizonte, die jedoch wie sämtliche andern Schichten, eine sehr beschränkte laterale Ausdehnung besitzen. Eine Ausnahme bildet der Knollenhorizont, eine 0,5–1,8 m mächtige, mergelkalkige, knollig anwitternde Schicht unterhalb des Basiskonglomerates, die sich über eine Strecke von 9 km verfolgen lässt.

Die Mächtigkeit der Mergel- und Kalk-Zone und des Marbre bâtard kann den Aufschlussverhältnissen entsprechend nur annähernd mit 40 ± 5 m angegeben werden.

Da über der Goldbergformation sowohl arenitische, kryptokristalline und oolithische Kalke auftreten, sollte die bis dahin verwendete Bezeichnung «oolithisch» für die Mergel- und Kalk-Zone vermieden werden. Die Grenze Marbre bâtard/Mergel- und Kalk-Zone verläuft fluktuierend und hat keinen lithostratigraphischen Wert. Sie ist über der höchsten Mergellage zu ziehen.

Die Mergel- und Kalk-Zone setzt in unserem Untersuchungsgebiet mit einer Kalkgerölle führenden, mergeligen, 2–15 cm mächtigen Schicht, dem Basiskonglomerat ein. Es erstreckt sich von Biel nach Twann und ist daher nur von lokaler Bedeutung. Aufarbeitungshorizonte mit begrenzter Ausdehnung sind verschiedentlich anzutreffen. Meist handelt es sich um dünne, brekziöse, geröllführende Lagen, die z. T. über angebohrte Dachflächen von Kalkbänken transgrediert sind.

Irgendwelche Leithorizonte, die eine Unterteilung des Marbre bâtard ermöglichen würden, treten nicht auf.

Am Bielersee besteht das Obere Valanginien aus den Marnes d'Arzier (unten), dem Calcaire roux und den Bryozoenmergeln (oben). Gegenwärtig ist nur der gelb- bis rostbraune, eisenschüssige, arenitische Calcaire roux aufgeschlossen. Teilweise ist er ausgesprochen zoogendetritisch aus Mollusken- und Echinodermenschill aufgebaut. Der Calcaire roux lässt sich in eine spätige (unten) und eine limonitische (oben) Fazies unterteilen. Letztere kann bis über 20 % Fe_2O_3 besitzen.

Die Mächtigkeiten nehmen nach Osten deutlich ab. In Valangin erreicht die Mergel- und Kalk-Zone und der Marbre bâtard ca. 50 m, das Obere Valanginien 14 m, am Bielersee sind die entsprechenden Werte 40 und 6 m.

Das Hauterivien lässt sich lithologisch in vier Schichtglieder unterteilen: Zone der Pierre jaune de Neuchâtel (oben), Mergel- und Kalk-Zone, Knollenmergel-Zone, Mergel-Zone (unten). Eine scharfe Grenze zwischen den einzelnen Einheiten besteht in der Regel nicht.

Das gesamte Hauterivien besteht ausschliesslich aus detritischen (meist zoogendetritischen), glaukonit- und quarzführenden Sedimenten, die nach oben hin kalkreicher werden. Die unteren beiden Schichtglieder (Mergel-Zone und Knollenmergel-Zone) besitzen primär eine dunkelgraue Farbe, die durch sehr fein verteilten Pyrit bedingt ist. Durch die Verwitterung wird der Pyrit oxydiert, was eine dunkelgelbe Verwitterungsrinde von oft mehreren Metern verursacht.

Zwischen Biel und Twann ist das Hauterivien nur reliktisch vorhanden. Die Mächtigkeit der untersten drei Schichtglieder dürfte 20 m nicht überschreiten.

Die Obere Kreide ist am Bielersee durch das Cénomanien und Maestrichtien vertreten. Teilweise sind diese Sedimente an der Füllmasse der Hauterivien-Taschen beteiligt. Der kreidige, rötliche und brekziöse Cenomankalk liegt bei Alfermée der Twannbachformation auf. Nach dem Auftreten von *Rotalipora turonica* gehört das Cénomanien am Bielersee der oberen *Mantelliceras mantelli*-Zone an. Das Maestrichtien tritt nur vergesellschaftet mit dem Cénomanien auf. Die beiden einzigen Maestrichtien-Vorkommen im schweizerischen Jura liegen bei Alfermée und nördlich Biel. Die gelbbraunen Maestrichtien-Kalke sind vollständig zoogendetritisch und z. T. aus Grossforaminiferen (Sideroliten, Orbitoiden, Lepidorbitoiden) aufgebaut. Teilweise füllen sie transgressiv Vertiefungen im Cenomankalk, oder kommen als lose Kalkbrocken vor.

Grössere Ablagerungen von Bolustonen und Quarzsanden sind am Bielersee selten. In einem vorübergehenden Aufschluss bei Wingreis konnten über den Hauterivien-Mergeln Quarzsande mit Hauterivien-Kalkblöcken beobachtet werden.

Die bei Wingreis vorkommende sterile Molasse dürfte den chattischen Sedimenten der St. Petersinsel entsprechen.

Während der Risseiszeit war die gesamte Seekette vergletschert. Das Würmmaximum ist durch einige Wallmoränen markiert, die bei Prés de Macolin Derrière in 970, bei Magglingen in 920 m liegen. Das nordöstlich gerichtete Gefälle des Würmmaximums beträgt 12 %. Die erwähnten Wallmoränen kennzeichnen das Überfliessen des Gletschers ins Tal von Orvin und Lamboing.

Die Verbreitung der Glazialgeschiebe an der Seekette ist durch die Morphologie der Antiklinalschenkel, d. h. insbesondere vom Böschungswinkel abhängig. Mulden und flache Zonen, die bis 400 erratische Blöcke pro km² enthalten, sind prädestiniert für Gletschermaterialanhäufungen. Die eckigen, unverwitterten Blöcke bestehen ausschliesslich aus kristallinen Gesteinen (90 % Mt.-Blanc-Granite). Im Schotter von Orvin und Lamboing dagegen überwiegen nebst den Jurakalken die sedimentären Alpengesteine.

Der Verwitterung ausgesetzte, grössere Schichtflächen der Reuchenette- und Twannbachformation sind meist intensiv verkarstet. Im allgemeinen verhält sich die Verkarstung zum Fallen annähernd umgekehrt proportional.

Das Gebiet zwischen der Twannbach- und Taubenlochschlucht lässt sich in folgende tektonische Hauptelemente gliedern: Seekette-Antiklinale, Kapf-Antiklinale und Chros-Synklinale, sowie Jorat-Synklinale.

Die Seekette bildet ein Gewölbe mit einer SW–NE gerichteten Faltenachse, die ein beidseitig gerichtetes Axialgefälle von 4–5° besitzt. Die Antiklinale ist mit einem steil einfallenden NW-Schenkel und einem langgestreckten SE-Schenkel asymmetrisch. Die gesamte Südflanke der Seekette besteht aus zahlreichen, axial verlaufenden, einander ablösenden Sekundärfalten.

Zwischen Twann und Gaicht verläuft mit einem Axialgefälle von 11° die NNE gerichtete Kapf-Antiklinale und Chros-Synklinale. Vor der Erosion geschützt, sind in ihrem Muldenkern die Hauterivien-Mergel und der Calcaire roux erhalten geblieben. Die Enge der teilweise von Kreide bedeckten Jorat-Synklinale ist durch die sehr steil einfallenden Synklinalschenkel bedingt (keine Überschiebungen).

5.2 Hauterivientaschen

Die Hauterivientaschen sind vor allem auf die Seekette zwischen Biel und Neuenburg beschränkt; vereinzelt treten sie auch in der Gegend von St.-Imier und La Chaux-de-Fonds auf. Das Gebiet Bielersee–St.-Imier–La Chaux-de-Fonds stellt den östlichen Erosionsrand der Kreide dar. Diese für die Kreidesedimente besonders exponierte Lage dürfte weitgehend für die Verkarstung und anschliessende Taschenbildung verantwortlich sein.

In sämtlichen 28 untersuchten Taschen treten ausschliesslich Kreidesedimente, und an einer Stelle vermutlich alttertiäre Süsswasserkalke auf. Irgendwelche siderolithische oder erratische Spuren, sowie Material aus der Molasse fehlen in der Taschenfüllmasse vollständig. Diese wird vor allem durch die Hauterivienmergel, den Calcaire roux und Marbre bâtard gebildet.

Die spalt-, gang-, höhlen- oder schlotförmigen Taschen befinden sich in der Mergel- und Kalk-Zone des Berriasien und im Marbre bâtard; vereinzelte reichen bis in die obere Goldbergformation.

Die Hohlraumbildung erfolgte durch unterirdische Verkarstung während einer Festlandsperiode zwischen der Hauterivien- und Pliocaen-Zeit. Der Auffüllung der Erosionsformen gingen Deckeneinbrüche voraus: Die Marbre bâtard-Decke stürzte ein und bedeckte mit Blockschutt den Boden, das darüberliegende Material, insbesondere der Calcaire roux und die Hauterivienmergel füllten den restlichen Hohlraum auf. Die Auffüllung der Hohlräume ist am wahrscheinlichsten nach der Erosion der Molasse aber vor der Eiszeit erfolgt. Sie dürfte zwischen dem Unter- und Oberpliocaen während der zweiten Hauptphase der Jura-Auffaltung stattgefunden haben.

5.3 Die Cailloux noirs

Die Cailloux noirs sind an bestimmte, immer wiederkehrende Sedimentationsbedingungen gebunden. Sofern diese erfüllt sind, können sie in den verschiedensten stratigraphischen Lagen auftreten. Sie sind vorläufig vom Séquanien bis ins Helvétien bekannt.

Die Cailloux noirs sind nicht auf das Juragebirge beschränkt, sondern kommen auch südlich und westlich der tiefmarinen «fosse vocontienne» (SE-Frankreich) vor. Ihr Auftreten beweist für das umgebende Sediment ein limnisch

bis brackisches, ausnahmsweise auch ein flachmarines Ablagerungsmilieu.

Zusammen mit weiteren eckigen, meist hellgefärbten Kalkkomponenten bilden die Cailloux noirs die «Brèche multicolores». Sie sind graubraun bis tiefschwarz gefärbt, meist schlecht gerundet bis eckig und erreichen eine Grösse bis über 30 cm.

Mit einigen Ausnahmen besitzen die Cailloux noirs den gleichen mikroskopischen Aufbau wie das angrenzende Sediment. Nach dem Fossilinhalt zu schliessen, ist ihr Ausgangsmaterial nichtmarin.

Die Cailloux noirs sind durchwegs kalkig. Der Kalkgehalt ist von der Lithofazies des umgebenden Sedimentes unabhängig. Ihre Schwarzfärbung ist rein organischer Natur. Sie rührt in erster Linie von sehr fein verteilter kohliger Substanz her. Für eine Schwarzfärbung der Kalke genügt 0,01 % submikroskopisch feiner Kohlenstoff.

Das Ausgangssediment der Cailloux noirs ist eine detritusarme Kalkgyttia, die sich in einem nicht normal marinen (z. B. Lagune) bis limnischen Becken bildet. Je nach dem organischen Anteil und dem Inkohlungsgrad nimmt sie eine graubraune bis tiefschwarze Farbe an. Niveauschwankungen bewirken eine Aufarbeitung des mehr oder weniger stark verfestigten Sedimentes durch Wellen, Gezeiten oder Strömungen. Das Material wird über eine kurze Strecke verfrachtet oder bleibt in speziellen Fällen am Ort seiner Aufarbeitung.

Je nach der Aufarbeitungs- und Transportart entstehen Sedimente, die gleichmässig verteilte, angehäufte oder gradiert geschichtete Cailloux noirs von verschiedenem Rundungsgrad enthalten. Mit aufgearbeitetem Fremdmaterial bilden die Cailloux noirs die «Brèche multicolores».

5.4 Die Jura/Kreide-Grenzschichten

Die Sulfat- und Phosphatanalyse in einem durchgehenden, von der Twannbachformation bis ins Hauterivien reichenden Profil ergab folgende allgemeine Ergebnisse:

1. Die Sulfat- und Phosphatgehalte verlaufen proportional zueinander.
2. Der Phosphatgehalt steigt mit fallender Karbonatführung.
3. Die Mikro- und Makrofossilien bewirken eine Schwefelgehaltserhöhung.
4. Erhöhter Phosphat- und Sulfat-Gehalt ist vor allem auf die Vertebraten und deren Koprolithen zurückzuführen.
5. Ausgesprochene hypersaline Becken, die Gipsausscheidungen verursacht hätten, existierten in unserem Untersuchungsgebiet nicht.
6. Extreme Reduktionsbedingungen, wie sie in stagnierenden Becken anzutreffen sind, traten nur zur Zeit der Mergel- und Knollenmergel-Fazies des Hauterivien auf.
7. Rasche Salinitätswechsel, die ein Massensterben der Fauna bewirkt hätten, kamen nicht vor.
8. 1 % feinkörniger Pyrit genügt für die Schwarzfärbung eines kalkigen Sediments.

— In grösserem Masse treten folgende Mineralneubildungen auf (nichtidiomorphe Calcit- und Dolomitkristalle ausgeschlossen): Quarz, Chalcedon (Goldbergformation), Montmorillonit (Goldbergformation). Calcit (Twannbach- und Goldbergformation), Pyrit und Glaukonit (Hauterivien).

Die Regression im zentralen Juragebirge verursachte schon im Séquanien die ersten, vorübergehenden, kontinentalen Verhältnisse. Im obern Malm häuften sich die lokalen Verlandungen, was zur Bildung zahlreicher Cailloux noirs- und Aufarbeitungshorizonten führte. Zur Zeit der obersten Twannbachformation herrschten lagunäre Verhältnisse.

Die rasch auskeilenden Schichten sowie der laterale biofazielle Wechsel (Ostrakoden, Charophyten) lassen in der Goldbergformation auf seichte, fast durchwegs limnische, teilweise voneinander isolierte Sedimentationsräume schliessen. Die Mergel- und Kalk-Zone des Berriasien setzt mit einem limnischen, teilweise brackischen Basiskonglomerat ein. Auch die weiteren, über angebohrte Schichtflächen transgredierenden, geröllführenden Horizonte in der Mergel- und Kalk-Zone deuten auf Unterbrüche in der Sedimentation hin. Niveauschwankungen verursachten vorerst nur partielle Transgressionen mit lithofaziell stark wechselnden, meist detritischen Ablagerungen. Im durchgehenden marinen Milieu des Marbre bâtard herrschten einheitliche Sedimentationsverhältnisse.

Der Stratotyp des Berriasien (Coquand 1871) in Südostfrankreich ist zu einem wesentlichen Teil sicher älter als der Stratotyp des Valanginien (E. Désor 1853) in Valangin. Der Typus des Berriasien umfasst in SE-Frankreich die Zonen mit *Berriasella boissieri* (unten) und *Berriasella grandis* (oben). Makrofossilien, die eine Unterteilung des Valanginien im westschweizerischen Jura in Zonen ermöglichen würden, fehlen. In SE-Frankreich setzt das Valanginien mit dem Zonenfossil *Kilianella roubaudiana* ein.

Im zentralen Juragebirge sind die Jura/Kreide-Grenzschichten am besten zwischen Biel und Twann aufgeschlossen. Die stratigraphischen Profile aus diesem Gebiet liegen 20–30 km NE der Typlokalität Valangin. Sie bilden die stratigraphisch tiefere Fortsetzung des unvollständigen Typprofils. Sämtliche Voraussetzungen, die die Festlegung einer chronostratigraphischen Grenze am Bielersee ermöglichen würden, fehlen.

Die Transgression setzte an der Jura/Kreide-Wende in NW-Deutschland, S-England und im Juragebirge nicht gleichzeitig ein und war von zahlreichen nichtmarinen Einschaltungen begleitet. Sie ist daher für die Festsetzung der Jura/Kreide-Grenze nur von untergeordneter Bedeutung.

Die Definition der Grenze zwischen Jura- und Kreidesystem sollte in tiefmarinem Milieu erfolgen, das einheitliche Ablagerungsbedingungen (keine Sedimentationslücken) und eine kontinuierliche Evolution der Fauna weitgehend gewährleistet. Wir halten uns daher an die Jura/Kreide-Grenzziehung von Kilian und Mazenot in SE-Frankreich (*Berriasella chaperi*/*Berriasella grandis*).

Mittels Ostrakoden kann die Basis der Goldbergformation mit derjenigen des Berriasien in SE-Frankreich und des Lower Purbekkien in S-England, sowie mit der Basis der Oberen Münder Mergel in NW-Deutschland korreliert werden.

Die Grenze Jura/Kreide fällt somit in unserem Untersuchungsgebiet mit derjenigen der Twannbach- und Goldbergformation zusammen.

Die gegenwärtigen Kenntnisse erlauben noch keine eindeutige Grenzziehung Berriasien/Valanginien im schweizerischen Juragebirge.

LITERATUR

AEBERHARDT, B. (1907): *Les Gorges de la Suze.* Beil. Jber. Gymnasium Biel 1906/07.
– (1911): *Rapport sur l'excursion aux Gorges de la Suze.* Eclogae geol. Helv. *11*, 6, 782.
AGASSIZ, L. (1838): *Excursion dans le Jura de la société géologique de France; environs de Bienne.* Bull. Soc. géol. Fr. *9*, 417.
ALLEN, P. (1949): *Wealden petrology: the top ashdown pebble bed and the top ashdown sandstone.* Quart. J. geol. Soc. London, *104* (2), 257.
AMERICAN COMMISSION on stratigraphic nomenclature (1961): *Code of stratigraphic nomenclature.* Bull. Am. Ass. Petrol. Geol. *45* (5), 645.
ANDEREGG, H. (1941): *Maestrichtien-Cénomanien-Aufschluss am Franzosenweg bei Alfermée.* Eclogae geol. Helv. *34* (2), Taf. XI.
ANTENEN, F. (1903): *Beitrag zur Kenntnis der Alluvialbildungen am unteren Ende des Bielersees.* Eclogae geol. Helv. *8* (4), 445.
– (1905): *Beitrag zur Quartärforschung im Seelande.* Eclogae geol. Helv. *8* (2) 184.
– (1930): *Die Alluvionen des Seelandes.* Separat: Mitt. naturf. Ges. Bern 1930.
– (1936): *Geologie des Seelandes.* (Biel).
ARBEITSKREIS deutscher Mikropaläontologen (1962): *Leitfossilien der Mikropaläontologie*, Bd. 1 u. 2 (Berlin).
ARKELL, W. J. (1956): *Jurassic Geology of the World.* p. 80 (London).
AUBERT, D. (1943): *Monographie géologique de la Vallée de Joux (Jura vaudois).* Beitr. geol. Karte Schweiz, [N. S.] *78*, 22.
BACHMANN, I. (1884): *Verzeichniss der im Kanton Bern erhaltenen Fündlinge.* Jb. Schweizer Alp-Klub *19*, 551.
BAER, A. (1956): *Contribution à la stratigraphie de Chaumont.* Bull. Soc. neuch. Sci. nat. *79* [3e s.], 75.
BANDI, H. G. (1947): *Die Schweiz zur Rentierzeit.* p. 209.
BARTENSTEIN, H. (1952): *Standard-Gliederung der nordwestdeutschen Unterkreide nach Foraminiferen von Franz E. Hecht. Taxonomische Revision und Nomenklatur.* Senckenbergiana *33*, (416), 297.
– (1956): *Zur Mikrofauna des englischen Hauterive.* Senckenbergiana *37* (5, 6), 509.
– (1959): *Die Jura-Kreide-Grenze in Europa.* Eclogae geol. Helv. *52* (1), 15.
– (1962): *Neue Foraminiferen aus Unterkreide und Oberkeuper NW-Deutschlands und der Schweiz.* Senckenbergiana *43*, (2), 135.
– (1962): *Die biostratigraphische Einordnung des NW-deutschen Wealden und Valendis in die schweiz. Valendis-Stufe.* Paläont. Z. Festband Hermann Schmidt.
BARTENSTEIN, H., BETTENSTAEDT, F., BOLLI, H. M. (1957): *Die Foraminiferen der Unterkreide von Trinidad, Teil I.* Eclogae geol. Helv. *50* (1), 5.
BARTENSTEIN, H., & BURRI, F. (1954): *Die Jura-Kreide-Grenzschichten im schweizerischen Faltenjura und ihre Stellung im mitteleuropäischen Rahmen.* Eclogae geol. Helv. *47* (2), 426.
BASCHONG, J. H. (1921): *Beiträge zur Kenntnis der Bryozoen-Horizonte in der Untern Kreide des westschweiz. und franz. Jura.* Diss. Zürich (Genf).
BAUMBERGER, E. (1894): *Über die geologischen Verhältnisse am linken Ufer des Bielersees.* Mitt. naturf. Ges. Bern, p. 150.
– (1896): *Über die Entstehung der Hauterivientaschen* Mitt. naturf. Ges. Bern, p. IX.
– (1899): *Vorläufige Mitteilungen über die Ammonitenfauna des Valanginien und Hauterivien im Schweizerjura.* Eclogae geol. Helv. *6* (2), 159.
– (1901): *Über Facies und Transgressionen der untern Kreide am Nordrande der mediterrano-helvetischen Bucht im westlichen Jura.* Ber. Töchterschule Basel (Basel).
– (1903): *Fauna der untern Kreide im westschweizerischen Jura. Teil I.* Abh. schweiz. paläont. Ges. *30*.
– (1903b): *Beiträge zur Kenntnis der Kreidebildungen auf dem Tessenberg und im Jorat.* Separat: Mitt. naturf. Ges. Bern, 1903.
– (1904): *Die Felsenheide am Bielersee.* Ber. Töchterschule Basel 1903/04 (Basel).
– (1905a): *Die Hauteriviensedimente im westschweizerischen Jura.* Abh. schweiz. paläont. Ges. *32*.

BAUMBERGER, E, (1905b): *Fauna der unteren Kreide im westschweizerischen Jura, Teil II.* Abh. schweiz. paläont. Ges. *32*.

– (1906): *Fauna der unteren Kreide im westschweizerischen Jura, Teil III.* Abh. schweiz. paläont. Ges. *33*.

– (1907a): *Fauna der unteren Kreide im westschweizerischen Jura. Teil IV.* Abh. schweiz. paläont. Ges. *34*.

– (1907b): *Die Eisenerze im Schweizerjura.* Mitt. naturf. Ges. Bern 1907.

– (1908): *Fauna der unteren Kreide im westschweizerischen Jura, Teil V.* Abh. schweiz, paläont. Ges. *35*.

– (1910): *Fauna der unteren Kreide im westschweizerischen Jura, Teil VI.* Abh. schweiz. paläont. Ges. *36*.

– (1915): *Beiträge zur Geologie der Umgebung von Biel und Grenchen.* Verh. naturf. Ges. Basel *26*, 109.

BAUMBERGER, E., u. MOULIN, H. (1899): *La série néocomienne à Valangin.* Bull. Soc. neuch. Sci. nat. *26*, 150.

BÉGUIN, F. (1900): *Un pli-faille à Chatollion.* Bull. Soc. neuch. Sci. nat. *28*, 206.

BEHNE, W. (1953): *Untersuchungen zur Geochemie des Chlor und Brom.* Geochim. Cosmochim. Acta, *3*, 186.

BENOIT, E. (1897): *De l'extension géographique et stratigraphique du Purbeckien dans le Jura.* Bull. Soc. géol. Fr. [3e s.] *7*, 484.

BENTZ, A. (1961): *Lehrbuch der angewandten Geologie.* Bd. 1 (Stuttgart).

BERG, G. (1929): *Vorkommen und Geochemie der mineralischen Rohstoffe.* (Leipzig).

BERSIER, A. (1937): *Les oolithes noires du récif kiméridgien de Valfin (Jura) et leur genèse.* Bull. Lab. Géol. Géogr. Phys., Minér. Paleont. Univ. Lausanne, p. l.

BERTSCHY, R. (1958): *Geologie der Kreide und Molasse in der Umgebung von Grandson (Kt. Waadt).* Eclogae geol. Helv. *51* (2), 218.

BILTZ, H. u. B. (1955): *Ausführung quantitativer Analysen.* (Stuttgart).

BITTERLI, P. (1963a): *Classification of bituminous rocks of western Europe.* Preprint for: Proceedings sixth World Petroleum Congress 1963 (Frankfurt a. M.), Section 1 – Paper 30 (Shell, Rijswijk).

– (1963b): *Aspects of the genesis of bituminous rock sequences.* Geol. Mijnb. *42*, 183.

BOUÉ, A. (1833): *Forage pour le sel à Bienne.* Bull. Soc. géol. Fr. [1e s.] *3*, 183.

BOURQUIN, Ph. (1946): *Erläuterung zum Geologischen Atlas der Schweiz, 1: 25 000,* Blatt 114–117 (Bern).

BRONGNIART, A. (1829): *Tableau des terrains qui composent l'écorce du globe.* (Paris).

BUCH, L. von (1818): *Helvetischer Almanach.* p. 127, Taf. 2.

BULLE, J., u. ROLLET, M. (1961): *Sur un niveau à coprolites de Crustacés du Purbeckien de Nods.* C. r. sommaire Séanc. Soc. géol. Fr. *9*, 251.

BURRI, F. R. (1956): *Die Rhynchonelliden der unteren Kreide* (Valanginien-Barrémien) im westschweizerischen Jura. Eclogae geol. Helv. *49* (2), 599.

BURRI, F., u. WAIBEL, A. (1960): *Stratigraphisches Lexikon,* Fasc. 7a.

BUSNARDO, R., HEGARAT, G. le, MAGNE, J. (1963): *Le stratotyp du Berriasien.* Preprint: Colloque français de Stratigraphie, Lyon 1963.

CAROZZI, A. (1945): *Sur la découverte d'oogones de Fucacées dans le Purbeckien du Noirmont (Jura vaud.).* C. r. Séanc. Soc. Phys. Hist. nat. Genève, *62* (2) 67.

– (1946): *Sur quelques Dasycladacées du Purbeckien du Jura.* C. r. Séanc. Soc. Phys. Hist. nat. Genève, *63* (1) 24.

– (1948): *Etude stratigraphique et micrographique du Purbeckien du Jura Suisse.* Diss. Genf.

– (1951): *Turbidity currents et brèches multicolores du Purbeckien du Grand-Salève.* Arch. Sci. *4* (3), 39.

– (1956): *Une nouvelle espèce de «Clypeina» (Dasycladacée) dans le Berriasien du Salève et du Jura central.* Arch. Sci. *9* (4), 471.

CAYEUX, L. (1905): *Genèse des gisements de phosphates de chaux sédimentaires.* Bull. Soc. géol. Fr. [4e s] *5*, 750.

– (1935): *Les roches sédimentaires de France; roches carbonatées (calcaires et dolomies).* p. 463 (Paris).

CAYEUX, L. (1939 u. 1941): *Les phosphates de chaux sédimentaires de France (France métropolitaine et d'outre-mer)*. Bd. 1. u 2. Serv. Carte géol. Fr.

CÉLET, P. (1954): *Partie méridionale du faisceau de Quingey région de la Chapelle-By-Ivrey*. Bull. serv. Carte géol. Fr. Nr. 246, fasc. A, *53*, 79.

CHOFFAT, P. (1876): *Sur les couches à Ammonites acanthicus dans le Jura occidental*. Bull. Soc. géol. Fr. [3e s] (3), 764.

CLARKE, F. W. (1924): *The data of geochemistry*. U. S. geol. Surv. Bull. *770*, 30.

CLARKE, F. W., u. WHEELER, W. C. (1922): *The inorganic constituents of marine invertebrates*. U. S. geol. Surv. Prof. Paper *124*.

COQUAND, H. (1871): *Sur le Klippenkalk du département du Var et des Alpes-Maritimes*. Bull. Soc. géol. Fr. *28* 232.

CORRENS, C. W. (1949): *Einführung in die Mineralogie*.

CUSTER, W. (1928): *Etude géologique du pied du Jura vaudois*. Beitrag geol. Karte Schweiz [N.F.] *59*.

DÉSOR, E. (1854): *Quelques mots sur l'étage inférieur du groupe néocomien (étage valanginien)*. Bull. Soc. Sci. nat. Neuch. *3* 172.

– (1864a): *Sur l'étage dubisien*. Bull. Soc. Sci. nat. Neuch. *6*, 544.

– (1864b): *Tableau des formations géologiques du canton de Neuchâtel*. Extrait: Bull. Soc. Sci. nat. Neuch. *6*.

DÉSOR, E., u. GRESSLY, A. (1859): *Etudes géologiques sur le Jura neuchâtelois*. Mém. Soc. Sci. nat. Neuch. *6*, 1.

DONZE, P. (1951): *Présence de calcaires lacustres dans le Virgulien de la Montagne-de-l'Epine (Jura méridional)*. C. r. Soc. géol. Fr. [6e s], *1* (15–16), 296.

– (1958): *Les couches de passage du Jurassique au Crétacé dans le Jura français et sur les pourtours de la «fosse vocontienne»*. Diss. Lyon.

– (1962): *Les formations de la limite jurassique-crétacé dans le sud-est de la France*. Preprint für: Colloque du Jurassique, Luxemburg 1962.

DONZE, P. (1963): *Les Ostracodes du Berriasien inférieur et moyen dans les massifs subalpins des Bauges et de la Chartreuse*. Preprint: Colloque français de Stratigraphie, Lyon 1963.

DUBOIS, A. (1917): *Une nouvelle poche à fossiles albien au pied sud de la montagne de Boudry*. Bull. Soc. Sci. nat. Neuch. *42* 54.

ERNST, W., u. WERNER, H. (1960): *Die Bestimmung der Salinitätsfazies mit Hilfe der Bor-Methode*. Glückauf *96* (17), 1064.

FAIRBRIDGE, R. W. (1957): *The dolomite question, Regional aspects of carbonate deposition*. Soc. econ. Pal. Mineral., Spec. Public. *5* (Oklahoma).

FAVRE, J. (1911): *Description géologique des environs du Locle et de La Chaux-de-Fonds*. Diss. Lausanne.

FAVRE, J., u. JOUKOWSKY, E. (1913): *Monographie géologique et paléontologique du Salève (Haute-Savoie)*. Mém. Soc. Phys. Hist. nat. Genève, *37* (4), 310.

FAVRE, J., u. RICHARD, A. (1927): *Etude du Jurassique supérieur de Pierre-Châtel et de la cluse de la Balme (Jura méridional)*. Mém. Soc. pal. Suisse *46*, 6.

FEIGL, F., u. LEITMEIER, H. (1930): *Ein neuer Nachweis für Sulfidschwefel*. Tschermaks miner. pétrogr. Mitt *40*, [N.F.] (1), 20.

FLEMING, H. R., u. REVEILLE, R. (1939): *Physical processes in the ocean*. In Trask, P.: *Recent marine sediments*, p. 48 (London).

FREI, R. (1912): *Über die Ausbreitung der Diluvialgletscher in der Schweiz*. Beitr. geol. Karte Schweiz [N.F.] *41*, 41.

FREI, E. (1925): *Zur Geologie des südöstlichen Neuenburger-Jura*. Beitr. geol. Karte Schweiz [N.F.] *55*.

GÄRTNER, H. R. v., u. KRÖPELIN, H. (1956): *Petrographische und chemische Untersuchungen am Posidonienschiefer Nordwestdeutschlands*. Erdöl und Kohle 1956, *1*, 680.

GIGNOUX, M. (1950): *Géologie stratigraphique*. (Paris).

GIGNOUX, M., u. MORET, L. (1946): *Nomenclature stratigraphique du crétacé inférieur*. Trav. Lab. Géol. Univ. Grenoble, *25*, 59.

GILLIÉRON, V. (1865): *Structure géologique des environs de Bienne.* Actes Soc. jurass. d'émulation, 17e session, p. 36.
– (1873): *Alpes de Fribourg en général et Monsalven en particulier.* Beitr. geol. Karte Schweiz.
GIRARDOT, A. (1885): *Le purbeckien de Pont-de-La-Chaux.* Bull. Soc. géol. Fr. (3), *11*, 747.
GOLDSCHMIDT, V. M. (1933): *Grundlage der quantitativen Geochemie.* Fortschr. Miner. Kristallogr. Petrogr. *17*, 112.
GRAF, D. L. (1960a): *Geochemistry of Carbonate Sediments and Sedimentary Rocks. Part 1.* Illinois St. geol. Surv. *297*.
– (1960b): do *Part 2. 298.*
– (1960c): do *Part 3, 301.*
– (1960d) do *Part 4–A, 308.*
– (1960e): do *Part 5-B, 309.*
GREPPIN, J. B. (1866): *Tableau des terrains géologiques du Jura suisse.* Actes Soc. jurass. d'émulation, 18e session, p. 131.
– (1867): *Essai géologique sur le Jura suisse.* (Delémont.)
– (1870): *Description géologique du Jura Bernois et quelques districts adjacents.* Matér. Carte géol. Suisse, *8*, 1.
– (1900): *Über den Parallelismus der Malmschichten im Juragebirge.* Verh. naturf. Ges. Basel, (3), 402.
GRESSLY, A. (1841): *Observations géologiques sur le Jura soleurois.* Nouv. Mém. Soc. helv. Sci. nat., *5*, 282.
GRESSLY, A. (1864): *Rapport géologique sur les terrains parcourus par les lignes du réseau des chemins de fer jurassiens par le Jura bernois.* Ber. projekt. Eisenbahnnetz Bern. Jura (Bern).
GRUBENMANN, U., u. NIGGLI, P. (1915): *Steinbrüche der Schweiz.* Beitr. Geol. Schweiz [geotech. S.] *5* (1), 7.
GRUNAU, H. R. (1959): *Mikrofazies und Schichtung ausgewählter jungmesozoischer, radiolaritführender Sedimentserien der Zentral-Alpen.* (Leiden.)
GUILLAUME, S., u. A., MATTAUER, M. (1959): *Observations sur le Jura supérieur de la feuille au 50.000 de Champagnole (Jura). Etude détaillé du Kimméridgien-Portlandien.* Bull. serv. Carte géol. Fr. *57* (261), 76.
GUILLAUME, H., u. REICHEL, M. (1957): *Neotrocholina friburgensis n. sp., foraminifère de l'Urgonien alpin.* Eclogae geol. Helv., *50* (2), 285.
HÄFELI, CH. (1964a): *Ein Maestrichtien-Vorkommen nördlich von Biel (Kt. Bern).* Bull. Ver. schweiz. Petrol.-Geol.-Ing. *30* (79), 65.
– (1964b): *Bericht über das Colloque français de Stratigraphie* Lyon 1963. Bull. Ver. schweiz. Petrol.-Geol.-Ing. *30* (79), 88.
– (1964c): *Zur Jura/Kreide-Grenze im Bielerseebegiet (Kt. Bern).* Bull. Ver. schweiz. Petrol.-Geol.-Ing. *31* (80), 33.
HANTKE, R. (1959): *Zur Jura-Kreide-Grenze im mittel- und südhelvetischen Faziesbereich der Ostschweiz.* Eclogae geol. Helv. *52* (2), 547.
HAENTZSCHEL, W. (1939): *Tidal flat deposits (Wattenschlick).* In Trask, P.: *Recent marine sediments,* p. 195 (London).
HARVEY, H. W. (1939): *Biological oceanography.* In Trask, P.: *Recent marine sediments,* p. 142 (London).
HEIM, A. (1915): *Gedanken zur Entstehung der Hauterivien-Taschen im Valanginienkalk am Bielersee.* Vjschr. naturf. Ges. Zürich *60*, 611.
– (1919): *Geologie der Schweiz,* Bd. 1, Teil 2: *Das Juragebirge.* (Leipzig).
HEIM, A., u. HARTMANN, A. (1919): *Untersuchungen über die petrolführende Molasse der Schweiz.* Beitr. Geol. Schweiz, [geotechn. S.], *6*, Karte.
HISELEY, M. (1854): *Aspects géologique pris depuis la maison dite de Berne à Neuveville.* Soc. jurass. d'émulation 1854, p. 61.
HÖLDER, H. (1962): *Bericht über das Internationale Jura-Kolloquium in Luxemburg und Nancy im August 1962.* Jber. Mitt. oberrh. geol. Ver. [NF] *44*, 165.
HOLLANDE, M. D. (1911): *Extrémité Nord du Massif de la Grande-Chartreuse.* Bull. Soc. géol. Fr. (4) *11*, 195.
HOLLEMANN, A. F., u. RICHTER, F. (1957): *Lehrbuch der organischen Chemie (Berlin).*

JACCARD, A. (1864): *Le charbon de pierre du Locle.* Etrennes neuch. 3e année.
– (1869): *Description géologique du Jura vaudois et neuchâtelois.* Matér. Carte géol. Suisse *6*, 172.
– (1870): *Supplément à la description géologique du Jura vaudois et neuchâtelois.* Beitr. geol. Karte Schweiz, *7* (1).
– (1884): *Le Purbeckien du Jura.* Mém. Soc. Phys. Hist. nat. Genève *18*, 504.
– (1893): *2ème supplément à la Description géologique du Jura neuchâtelois et vaudois.* Beitr. geol. Karte Schweiz *7* (2).
JÄCKLI, H. (1962): *Die Vergletscherung der Schweiz im Würmmaximum.* Eclogae geol. Helv. *55* (2), 285.
JAKOB, J. (1952): *Chemische Analyse der Gesteine und silikatischen Mineralien.* (Basel).
INTERNATIONAL SUBCOMMISSION OF STRATIGRAPHIC TERMINOLOGY (1961): *Report of the twenty-first session Norden.* Part. *15*, 19, (Copenhagen).
JORDI, H. A. (1955): *Geologie der Umgebung von Yverdon.* Beitr. geol. Karte Schweiz, [N.F.], *99.*
ITTEN, H. (1953): *Bericht der Naturschutzkommision des Kantons Bern 1951/52: Verzeichnis der geschützten Naturdenkmäler im Kanton Bern.* Mitt. naturf. Ges. Bern [N.F.] *10*, 118.
KILLIAN, W. (1894): *Le crétacé inférieur de la Provence et du Jura.* Bull. Soc. vaud. Sci. nat. [3e s.] *39* (114), 16.
– (1907): *Allgemeines über Palaeocretacicum; Unterkreide im südöstlichen Frankreich, Einleitung; Lethaea geognostica*, 2, *Mesozoicum.* (Stuttgart).
KITSON and MELLON (1944): *Industrial and Eng. Chem. 16*, p. 379.
KLAUS, J. (1959): *Le «Complexe schisteux intermédiaire» dans le synclinal de la Gruyère.* Eclogae geol. Helv. *52* (2), 753.
KORITNIG, S. (1951): *Ein Beitrag zur Geochemie des Fluors.* Geochim. cosmochim. Acta 1951, *1* 89.
KRUMBEIN, W. C. (1941): *The effects of abrasion on the size, shape and roundness of rock fragments.* J. Geol. *49*, 482.
KRYNINE, P. D. (1948): *The megascopic study and field classification of sedimentary rocks.* Reprinted from the J. Geol. *56*, (2).
KUEBLER, B. (1962): *Etude de l'Oehningien (Tortonien) du Locle (Neuchâtel-Suisse).* Bull. Soc. neuch. Sci. nat. *85*, 6.
LAMAR, J. E. (1957): *Chemical analyses of Illinois limestones and dolomites.* Illinois geol. Surv. Rept. Inv. *200*, 33.
LEUPOLD, W., u. BIGLER, H. (1935): *Coscinoconus, eine neue Foraminiferenform aus Tithonien-Unterkreide-Gesteinen der helvetischen Zone der Alpen.* Eclogae geol. Helv. *28*, (2) 607.
LEXIQUE STRATIGRAPHIQUE INTERNATIONAL (1963): *Vol. 1 Europe, part. 3a X – Jurassique* (Paris).
LINIGER, H. (1953): *Zur Geschichte und Geomorphologie des nordschweizerischen Juragebirges.* Geographica helvetica, *8* (4), 289.
LORIOL, P., u. GILLIÉRON, V. (1869): *Monographie paléontologique et stratigraphique de l'étage urgonien inférieur du Landeron.* Neue Denkschr. schweiz. naturf. Ges. *23*, 109.
LORIOL, P., u. JACCARD, A. (1865): *Etude géologique et paléontologique de la formation d'eau douce infracrétacée du Jura et en particulier de Villers-le-Lac.* Mém. Soc. Phys. Hist. nat. Genève *18*, 63.
LORY, CH. (1849): *Observation sur une couche à fossiles d'eau douce située dans le jura entre le terrain jurassique et le terrain néocomien.* Arch. Sci. Phys. nat., Genève, *8*, 157.
– (1857): *Mémoire sur les terrains crétacés du Jura.* Extrait: Mém. Soc. d'émulation du Doubs.
LUNDQVIST, G. (1927): *Bodenablagerungen und Entwicklungstypen der Seen.* In Thienemann, A.: *Die Binnengewässer 2*, 21 (Stuttgart).
LÜTHI, E. (1954): *Geologische Untersuchungen im Gebiete zwischen Tessenberg und St. Immertal.* Diss. ETH Zürich.
MAILLARD, G. (1884a): *Etude sur l'étage purbeckien dans le Jura.* Diss. Zürich.
– (1884b): *Monographie des Invertébrés du Purbeckien du Jura.* Abh. schweiz. pal. Ges., *11.*
– (1884c): *Supplément à la monographie des invertébrés du Purbeckien du Jura.* Mém. Soc. pal. Suisse *12*, 1.
– (1885a): *Note sur le Purbeckien.* Bull. Soc. géol. Fr. [3 s.] *13*, 844.
– ((1885b): *Quelques mots sur le Purbeckien du Jura.* Bull. Soc. vaud. Sci, nat. [3 s.] *11* (93), 208.
MARCOU, J. (1845): *Notice sur les différentes formations des terrains jurassiques dans le Jura occidental.* Mém. Soc. Sci. nat. Neuch. *3*, 1.

MARCOU, J. (1857): *Lettres sur les roches du Jura et leur distribution géographique dans les deux hémisphères.* Arch. Sci. Phys. nat. *36*, 260.

MATTAUER, M. (1958): *Présence de brèches à cailloux noirs et de calcaires lacustres dans le Kimméridgien du Jura central.* C. r. somm. Soc. géol. Fr., *1–2*, 47.

MATTAUER, M., u. ROLLET, M. (1959): *Remarques sur un banc bréchique à caillous noirs du Kimméridgien de la route de St. Claude à Montépile (Jura).* C. r. somm. Soc. géol. Fr., 21.

MAYNC, W. (1938): *Grenzschichten von Jura und Kreide in der Titliskette.* Eclogae geol. Helv. *31* (1).

– (1949): *The foraminiferal genus Choffatella Schlumberger in the Lower Cretaceous (Urgonian) of the Caribbean Region (Venezuela, Cuba, Mexico and Florida).* Eclogae geol. Helv. *42* (2), 529.

– (1952): *Critical taxonomic study and nomenclatural revision of the lituolidae based upon the prototype of the family, lituola nautiloidea lamarck, 1804.* Contrib. Cushman Found. Foraminiferal Res. *3* (2), 35.

– (1954): *The genus navarella ciry and rat, 1951 in the maestrichtian of Switzerland.* Contrib. Cushman Found Foraminiferal Res. *5* (3), 137.

– (1958): *Feurtilla frequens, N. Gen., N. Sp., a new genus of lituolid foraminifera.* Contrib. Cushman Found. Foraminiferal Res. *9* (1).

– (1959a): *Biocaractères et analyse morphométrique des espèces jurassiques du genre Pseudocyclammina.* Rev. Micropal. *2* (3), 153.

– (1959b): *Torinosuella n. gen., eine mesozoische Gattung der lituoliden Foraminiferen.* Eclogae geol. Helv. *52*, (1), 5.

MAZENOT, G. (1939): *Les Palaehoplitidae tithoniques et berriasiens du sud-est de la France.* Mém. Soc. géol. Fr. [n. s.] *41*, 1.

MINDER, L. (1936): *Untersuchungen am Bielersee. Studien über die Nutzbarmachung des Sees zu Wasserversorgungszwecken.* Separat: Vjschr. naturf. Ges. Zürich *81*.

MÖSCH, C. (1867): *Der Aargauer-Jura und die nördlichen Gebiete des Kantons Zürich.* Beitr. geol. Karte Schweiz *4*, 201.

MONTMOLLIN, A. de (1834): *Sur les couches de pierre jaune adossées au pied du Jura.* Verh. schweiz. naturf. Ges., 19. Jverslg., p. 78.

– (1835): *Mémoire sur le terrain crétacé du Jura.* Mém. Soc. Sci. nat. Neuch. *1*, 49.

MUHLETHALER, CH. (1931): *Etude géologique de la région des Verrières.* Soc. neuch. Sci., nat,. Bull. du centenaire, *56*, 181.

MÜLLER, G. (1956): *Die Schnellbestimmung des $CaCO_3/MgCO_3$-Anteils in karbonatischen tonreichen Gesteinen mit dem Dinatriumsalz der Äthylendiamintetraessigsäure (AeDTE).* N-Jb. Geol., Mh. 1956.

NABHOLZ, W. (1956): *Untersuchungen über Faltung und Klüftung im nordschweizerischen Jura.* Eclogae geol. Helv. *49*, (2) 373.

NAUMANN, E. (1930): *Einführung in die Bodenkunde der Seen.* In Thienemann, A.: *Die Binnengewässer. 9*, p. 60 (Stuttgart).

NIGGLI, P. u. E. (1952): *Gesteine und Minerallagerstätten.* Bd. 1 u. 2 (Basel).

OERTLI, H. J. (1953): *Karbonathärte von Karstgewässern.* Separat: «Stalactite» -Z. schweiz. Ges. Höhlenforsch., 4.10.53.

– (1957): *Ostracodes du jurassique supérieur du bassin de Paris (Sondage Vernon I).* Rev. Inst. fr. Pétrole, *12*, (6), 647.

– (1959): *Malm-Ostrakoden aus dem schweizerischen Juragebirge.* Denkschr. schweiz naturf. Ges. Abb. *83*, 1.

– (1963a): *Ostracodes du «Purbeckien» du bassin parisien.* Rev. Inst. fr. Pétrole *18* (1), 5.

– (1963b): *Faunes d'ostracodes du mesozoique de France.* (Leiden).

– (1963c): *Fossile Ostrakoden als Milieuindikatoren.* Fortschr. Geol. Rheinld. Westf. *10*, 53.

OERTLI, H. J., BROTZEN, F., BARTENSTEIN, H. (1961): *Mikropaläontologisch-feinstratigraphische Untersuchung der Jura-Kreide-Grenzschichten in Südschweden.* Sve. geol. Unders. [Ser. C] *579*.

OERTLI, H. J., u. ZIEGLER, M. (1958): *Présence d'un Séquanien dans la région de Pontarlier* (Dép. Doubs, France). Eclogae geol. Helv. *51* (2), 385.

PARÉJAS, E. (1935): *L'organisme B de E. Joukowsky et J. Favre.* C. r. Séanc. Soc. Phys. Hist. nat. Genève, *52* (3), 221.

– (1948): *Sur quelques coprolithes de Crustacés.* Arch. Sci. *1* (1), 512.

PASQUIER, L. du (1892): *Sur les limites de l'ancien glacier du Rhône le long du Jura*. Bull. Soc. Sci. nat. Neuch. *20*, p. 32.

PETTIJOHN, F. J. (1957): Sedimentary rocks. (New York).

PHILIPP, H. (1942): *Die Stellung des Jura im alpin-saxonischen Orogen*. Z. geol. Ges. *94* (1 u. 2), 374.

PIDANCET u. LORY, Ch. (1847): *Note géologique sur la Dôle*. Mém. Soc. libre d'émulation du Doubs *3* (1), 2e livr., p. 79.

POKORNY, V. (1958): *Grundzüge der zoologischen Mikropaläontologie*, 1 u. 2 (Berlin).

PORTNER, C. (1951): *La formation du sédiment calcaire du Lac de Neuchâtel*. Diss. Neuchâtel.

POSNJAK, E. (1940): *Deposition of calcium sulfate from sea water*. Am. J. Sci. *238*, 559.

QUENSTEDT, F. A. (1858): *Der Jura* (Tübingen).

REICHEL, M. (1955): *Sur une Trocholine du Valanginien d'Arzier*. Eclogae geol. Helv. *48* (2), 397.

– (1957): (1957): *Neotrocholine friburgensis n. sp., foraminifère de l'Urgonien alpin*. Eclogae geol. Helv. *50* (2).

REMANE, A., u. SCHLIEPER, C. (1958): *Die Biologie des Brackwassers*. In A. Thienemann: *Die Binnengewässer*, 22 (Stuttgart).

RENEVIER, E. (1853): *Note sur le terrain néocomien qui borde le pied du Jura, de Neuchâtel à La Sarraz*. Soc. vaud. Sci. nat., Bull. *31* (3), 261.

– (1855): *Sur la classification des terrains crétacés*. Bull. Séanc. Soc. vaud. Sci. nat. *35* (4) 191.

– (1857): *Note sur les fossiles d'eau douce inférieurs au terrain crétacé dans le Jura*. Bull. Soc. vaud. Sci. nat. 259.

RENZ, O. (1936): *Über ein Maestrichtien-Cénomanien-Vorkommen bei Alfermée am Bielersee*. Eclogae geol. Helv. *29* (2), 545.

RENZ, O., LUTERBACHER, H. P., SCHNEIDER, A. (1963): *Stratigraphisch-paläontologische Untersuchungen im Albien und Cénomanien des Neuenburger-Jura*. Eclogae geol. Helv. *56* (2), 1073.

RÉVIL, J. (1911): *Géologie des chaines jurassiennes et subalpines de la Savoie*. Thèse, Mém. Ac. Savoie *1*, 142.

RITTENER, Th. (1902): *Etude géologique de la Côte-aux-Fées et des environs de Ste.-Croix et Baulmes avec carte au 1:25.000*., Matér. Carte géol. Suisse, [n. s.] *13*.

ROLLIER, L. (1888a): *Excursion de la société géologique Suisse au Weissenstein et dans le Jura bernois*. Eclogae geol. Helv. *1*, 285.

– (1888b): *Les Facies du malm jurassiens*. Arch. Sci. Phys. nat. Genève [3e pér.] *19*, 5.

– (1888c): *Etude stratigraphique sur le Jura bernois. Les facies du Malm jurassien*. Arch. Sci. Phys. nat., Genève [3e pér.] *19* (2), 27.

– (1893): *Structure et histoire géologique de la partie du Jura central*. Beitr. geol. Karte Schweiz. [n. s.] *8*.

– (1894a): *Le malm du Jura et du Randen*. C. r. Congrès géol. int., Zürich, 332.

– (1894b): *Sur les lapiés du Jura*. Bull. Soc. neuch. Sci. nat. *22*, 2.

– (1894c): *Excursion géologique dans le Jura bernois*. Livret-Guide géol. Jura Alpes Suisse, Pl. III, p. 19.

– (1895): *Über den Jura zwischen Doubs, Delsberg, See von Neuenburg und Weissenstein*. N. Jb. Miner. *2*, 203.

– (1896): *Notice géologique sur les gorges de la Suze*. Le Rameau de Sapin, *30*, p. 1.

– (1898a): *Deuxième supplément à la description géologique de la partie jurassienne de la feuille VII. Matér. Carte géol. Suisse*, [n. s.] *8*, 62.

– (1898b): *Une poche d'Albien dans les gorges de la Reuse*. Bull. Soc. Sci. nat. Neuch., *26*, 89.

– (1898c): *Note sur les surfaces de roches et striées par dislocation*. Bull. Soc. Sci. nat. Neuch. *26*.

– (1898d): *Poches d'Albien à Neuchâtel*. Eclogae geol. Helv. *5*, 514.

– (1904a): *La poche sidérolithique du Fuet*. Bull. Soc. Sci. nat. Neuch. *32*, 147.

– (1904b): *Sur les relations du Sidérolithique avec le Hils et l'Albien*. Arch. Sci. Phys. nat. Genève *18*, 293.

– (1905): *2e Edition de la carte du Jura bernois*. Eclogae geol. Helv. *8*, 410.

– (1910): *3e supplément à la description géologique de la partie jurassienne de la feuille 7*. Beitr. geol. Karte Schweiz [N. F.] *25*.

– (1914): *Sur les cartes géologiques du Jura bernois*. Extrait: Actes Soc. jurass. d'émulation (Saignelégier).

ROLLIER, L., u. JUILLERAT, E. (1902): *Sur une nouvelle poche sidérolithique à fossiles albiens.* Archives Sci. Phys. nat. Genève, *14*, [4], 59.

RUSSELL J. R., u. RUSSEL, R. D. (1939): *Mississippi River Delta Sedimentation.* In Trask, P.: *Recent marine sediments*, p. 153 (London).

RUTSCH, R. F. (1934): *Stampische Fossilien von der St. Petersinsel.* Verh. naturf. Ges. Basel, *45*, 89.

– (1962): *Zur paläogeographie der subalpinen Unteren Meeresmolasse (Rupélien) der Schweiz.* Bull. Ver. schweiz. Petrol.-Geol. -Ing., *28* (75), 13.

RUTSCH, R. F., u. BERTSCHY, R. (1955): *Der Typus des Néocomien.* Eclogae geol. Helv. *48* (2), 353.

RYNIKER, K. (1923): *Geologie der Seekette zwischen Biel und Ligerz unter besonderer Berücksichtigung der anormalen Lagerstätten in der untern Kreide (sog. Hauterivientaschen).* Eclogae geol. Helv. *18* (1), 1.

SAUTIER, A. (1854): *Notice sur les dépots néocomiens et waeldiens.* Mém. Soc. libre d'émulation du Doubs, [2e s.] *5*, 1re livr. p. 25.

SCHALCH, F. (1916): *Geologische Spezialkarte des Grossherzogtums Baden, Erläuterungen zu Blatt Wiechs-Schaffhausen.* (Heidelberg).

SCHARDT, H. (1891): *Première chaine du Jura.* (Lausanne).

– (1898a): *Über die Requrenzphase der Juragletscher nach dem Rückzug des Rhonegletschers.* Eclogae geol. Helv. *5*, 511.

– (1898b): *Sur l'origine des lacs du pied du Jura Suisse.* Eclogae geol. Helv. *5*, 257.

– (1899a): *Note sur des Remplissages sidérolithiques dans une carrière sous Belle-Roche près Gibraltar (Neuch.).* Bull. Soc. neuch. Sci. nat. *27*, 3.

– (1899b): *Excursion de la société géologique Suisse 1899.* Eclogae geol. Helv. *6*, 124.

– (1899c): *Sur un lambeau de calcaire Cénomanien.* Bull. Soc. neuch. Sci. nat. *26*, 239.

– (1900): *Une poche hauterivienne dans le Valanginien aux Fahys, près Neuchâtel.* Mélanges géol. Bull. Soc. neuch. Sci. nat. *28*, 180.

– (1902): *Liste des fossiles du Purbeckien.* Eclogae geol. Helv. *13*, 688.

– (1904): *Observations géologiques sur la Montagne de Diesse.* Mélanges géol. Bull. Soc. neuch. Sci. nat. *32*.

– (1905): *Sur divers gisements anormaux du Crétacique.* Mélanges géol. Bull. Soc. neuch. Sci. nat., *32*, 81.

– (1908a): *Sur l'avenir de l'exploitation de la pierre jaune de Hauterive.* Mélanges géol. Bull· Soc. neuch. Sci. nat., *34*.

– (1908b): *Crevasse sidérolithiques avec nodules phosphatés et fossiles remaniés dans la pierre jaune de Hauterive.* Mélanges géol. Bull. Soc. neuch. Sci. nat. *34*, 206.

– (1908c): *Sur le résultat de sondages dans le Néocomien au Vausyon et le profil géologique d'une nouvelle percée pour le détournement du Seyon.* Mélanges géol. Bull. Soc. neuch. Sci. nat. *34*, 186.

– (1911a): *Découverte d'une nouvelle poche hauterivienne dans le Valanginien aux Fahys sur Neuchâtel.* Mélanges géol. Bull. Soc. neuch. Sci. nat. *37*, 386.

– (1911b): *Sur la découverte d'un rognon manganésifère dans le Hauterivien supérieur.* Mélanges géol. Bull. Soc. neuch. Sci. nat. *37*, 383.

SCHARDT, H., u. BAUMBERGER, E. (1897): *Über die Entstehung der Hauterivientaschen im untern Valanginien zwischen Ligerz und Biel.* Eclogae geol. Helv. *5* (3), 159.

SCHLAG NACH NATUR (1958): Bibliogr. Inst., Mannheim, p. 589 (Mannheim).

SCHLATTER (1825): *Bericht über die Bohrversuche auf Salz von Eglisau, Kt. Zürich, von Biel im Kt. Bern...* Berner Mschr. *1*, (1) 24; (2), 37.

SCHMALZ, M. K., u. BAUMGARTNER, R. (1955): *Blocs erratiques dans le Jura bernois.* Rev. jurassienne 1955, p. 96.

SCHÖNER, H. (1960): *Über die Verteilung und Neubildung der nichtkarbonatischen Mineralkomponenten der Oberkreide aus der Umgebung von Hannover.* Beitr. Mineral. Petrogr. *7*, 76.

SCHÜRER, W. (1928): *Geologische Aufnahmen des Jura- und Molassegebietes zwischen Dotzigen und Tavannes.* Diss. Zürich.

SCHWAB, R. F. (1960): *Zur Stratigraphie und Tektonik der Molasse der Umgebung von Biel.* Bull. Ver. schweiz. Petrol.-Geol. -Ing., *26*, (71) 21.

SCHWARZENBACH, G. (1960): *Die komplexometrische Titration.* (Stuttgart).

SEIBOLD, E. u. I. (1953): *Foraminiferenfauna und Kalkgehalt eines Profils im gebankten unteren Malm Schwabens.* Neues Jb. Geol. Paläont. *98* (1), 28.
– (1955): *Zum Phosphat-, Eisen- und Kalkgehalt einiger Horizonte des süddeutschen Jura.* Geol. Jb. *70*, 577.
SIEGFRIED AG (1961): *Komplexon - Titration mit Hilfe von Komplexon nach Prof. Schwarzenbach.* (Zofingen).
STÄHELIN, P. (1924): *Geologie der Juraketten bei Welschenrohr (Kt. Solothurn).* Beitr. geol. Karte Schweiz, [N. F.] *55.*
STEINMMANN, G. (1899): *Über glaciale Stauchungserscheinungen (sogen. Taschen) am Bielersee.* Neues Jb. Min., Geol. u. Paläont. *1*, 216.
STRINATI, P. (1958): *Höhleloch (Twann), Koord. 578.460/216.160.* «Stalactit», *8* (1).
STUDER, B. (1853): *Geologie der Schweiz, Bd. 2: Nördliche Nebenzone der Alpen, Jura und Hügelland.* (Bern und Zürich).
SVERDRUP, H. U., JOHNSON, M. W., FLEMING, R. H. (1942): *The Ocean* (New York).
THALMANN, H. (1965): *Zur Stratigraphie des Oberen Malms im südlichen Berner- und Solothurner-Jura.* (Diss. Bern).
THURMANN, J. (1832): *Essai sur les soulèvements jurassiques de Porrentruy.* (Paris).
– (1835): *Sur le terrain crétacé du Jura.* Bull. Soc. géol. Fr. *7*, 209.
– (1852a): *Lettres écrites du Jura à la Société d'histoire naturelle de Berne.* Mitt. naturf. Ges. Bern.
– (1852b): *Lettres écrites du Jura à la Société d'histoire de Berne. Lettre 9: Coup d'œil sur la stratigraphie du groupe Portlandien aux environs de Porrentruy.* Mittl. naturf. Ges. Bern, *250/251*, 209.
THURMANN, J., u. ÉTALLON, A. (1861-64): *Lethea bruntrutana ou études paléontologiques et stratigraphiques sur le Jura bernois.* Neue Denkschr. schweiz naturf. Ges., *18–20*, 21.
TRIBOLET, M. de (1871): *Les marnières de Hauterive.* Le Rameau de Sapin, Février, Mars.
– (1875): *Sur le véritable horizon stratigraphique de l'astartien dans le Jura.* Extrait: Mém. Soc. d'émulation du Doubs.
VONDERSCHMITT, L. (1941): *Bericht über die Exkursionen der Schweiz. Geol. Gesellschaft im nordschweizerischen Jura.* Eclogae geol. Helv. *34* (2), 205.
WAIBEL, A., u. BURRI, F. (1960): *Lexique stratigraphique international.* Vol. I, fasc. 7a: *Juragebirge und Rheintalgraben.* (Paris).
WATTENBERG, H. (1938): *Zur Chemie des Meerwassers. Über die in Spuren vorkommenden Elemente.* Z. anorg. allg. Chemie, *236*, 339.
– (1943): *Zur Chemie des Meerwassers.* Z. anorg. allg. Chemie *251*, 86.
WAYLAND, J. R., u. HAM, W. E. (1955): *General and economic geology of the Baum limestone, Ravia-Mannsville area, Oklahoma.* Oklahoma geol. Surv. Circ. *33*, 44.
WELLS, R. C. (1937): *Analyses of Rocks and Mineral.* Laboratory of the U. S. geol. Surv. Bull. *878.*
ZIEGLER, M. A. (1962): *Beiträge zur Kenntnis des unteren Malm im zentralen Schweizer Jura.* Mitt. geol. Inst. ETH, Zürich [Serie c], *82.*
ZIEGLER, P. A. (1956): *Geologische Beschreibung des Blattes Courtelary.* Beitr. geol. Karte Schweiz [N. F.] *102.*

GEOLOGISCHE KARTEN:

AEBERHARDT, B. (1907): *Carte géologique de la région des gorges de la Suze, ca. 1:33000.* Beil. Jber. Gymnasium Biel 1906/07.
BAUMBERGER, E. (1894): *Geologische Karte der Umgebung von Twann,* 1 :25000. Mitt. naturf. Ges. Bern, p. 150.
CARTE GÉOLOGIQUE DE LA FRANCE 1 :80000:
– (1895): Feuille *149:* St. Claude.
– (1887): Feuille *160: Nantua.*
– (1901): Feuille *169: Chambéry.*
CARTE GÉOLOGIQUE DE LA FRANCE 1 :1000000, 3e Ed. (1933).
GEOLOGISCHE GENERALKARTE DER SCHWEIZ 1 :200000:
– (1942): Blatt *2: Bern.*
– (1944): Blatt *1: Neuchâtel.*
– (1946): Blatt *5: Genf–Lausanne.*

GREPPIN, J. B., u. BACHMANN, J. (1868): *Geologische Karte der Schweiz 1:100000*, Blatt *7: Porrentruy/Solothurn.*

ROLLIER, L., u. KISSLING, E. (1904): *Geologische Karte der Schweiz 1:100000* Blatt *7: Porrentruy/Solothurn.* (2. Aufl.).

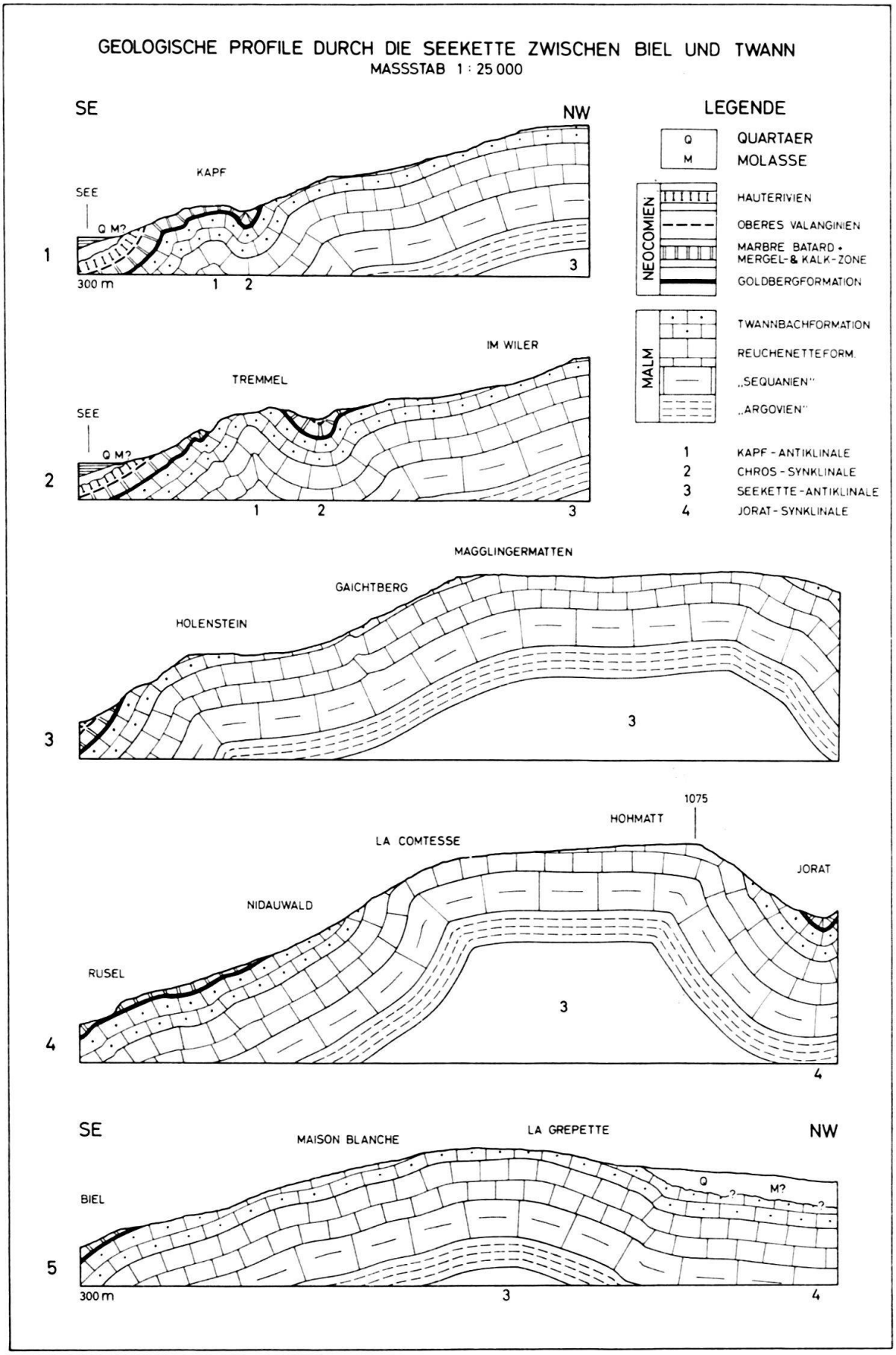
RYNIKER, K. (1923): *Geologische Kartenskizze der Seekette zwischen Biel und Ligerz.* Eclogae geol. Helv. *18*, (1).

SCHÜRER, W. (1928): *Geologische Karte des Jura- und Molassegebietes zwischen Dotzigen und Tavannes.* Diss. Zürich.

STUDER,, B. u. ESCHER, A. (1855): *Geologische Karte der Schweiz.*

THURMANN, J. (1832b): *Carte orographique et géologique du Jura bernois.* (*Paris*).

– (1852a): *Esquisses orographiques de la chaine du Jura.* Carte (Porrentruy).

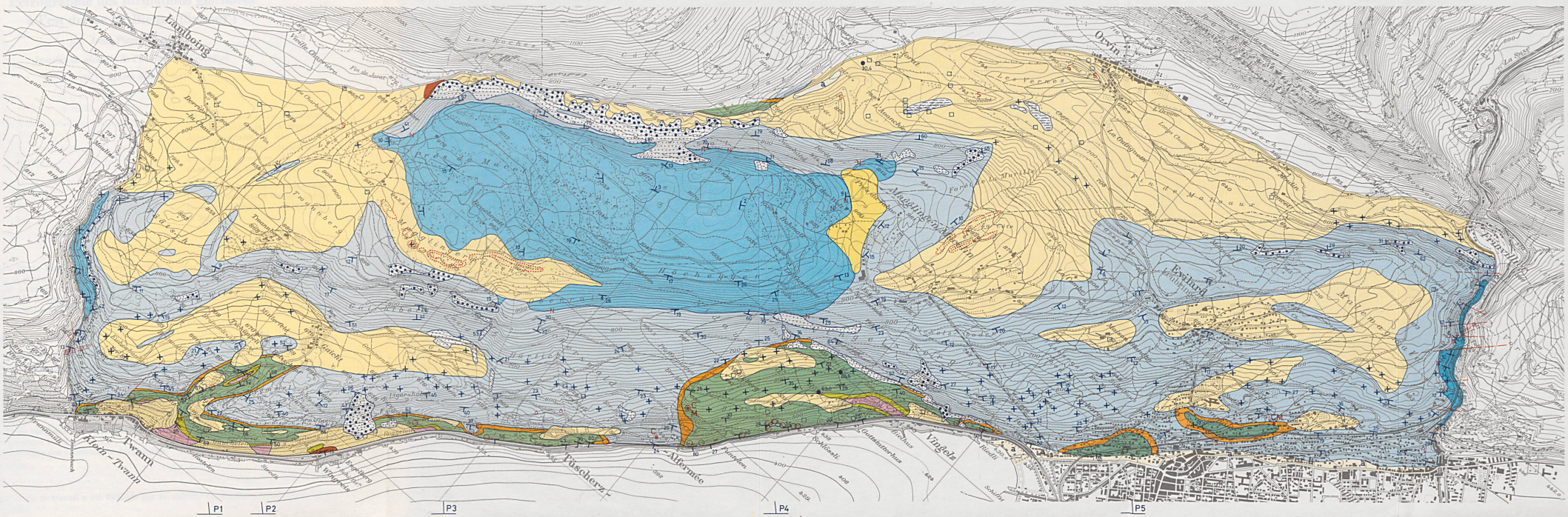

GEOLOGISCHE PROFILE DURCH DIE SEEKETTE ZWISCHEN BIEL UND TWANN
MASSSTAB 1 : 25 000
SE
NW
KAPF
SEE
Q M?
1
300 m
1 2
3
TREMMEL
IM WILER
SEE
Q M?
2
1 2 3
MAGGLINGERMATTEN
GAICHTBERG
HOLENSTEIN
3
3
1075
HOHMATT
LA COMTESSE
JORAT
NIDAUWALD
RUSEL
3
4
4
SE
MAISON BLANCHE
LA GREPETTE
NW
BIEL
Q
M?
5
300 m
3
4
LEGENDE
Q QUARTAER
M MOLASSE
NEOCOMIEN
HAUTERIVIEN
OBERES VALANGINIEN
MARBRE BATARD + MERGEL- & KALK-ZONE
GOLDBERGFORMATION
MALM
TWANNBACHFORMATION
REUCHENETTEFORM.
„SEQUANIEN"
„ARGOVIEN"
1 KAPF - ANTIKLINALE
2 CHROS - SYNKLINALE
3 SEEKETTE - ANTIKLINALE
4 JORAT - SYNKLINALE

GEOLOGISCHE KARTE DER SEEKETTE ZWISCHEN BIEL UND TWANN

von CH. HÄFELI

MASSSTAB 1:25 000

GEOLOGISCHE AUFNAHMEN : 1961 — 1964



QUARTAER

HOLOCAEN

- KÜNSTLICHE AUFSCHÜTTUNG
- a ALLUVIONEN DER TIEFSTEN TALSOHLEN
- RIED, SUMPF
- BERGSTURZ, BLOCKSCHUTT
- GEHÄNGESCHUTT

PLEISTOCAEN

- WÜRMEISZEITLICHE ABLAGERUNGEN
- WALLMORÄNEN DES WÜRMMAXIMUMS
- RISSEISZEITLICHE ABLAGERUNGEN

1000m 500 0 1 2 km

TERTIAER

OLIGOCAEN ?

- CHATTIEN ?

KREIDE

OBERE KREIDE

- •M MAESTRICHTIEN
- •C CENOMANIEN

UNTERE KREIDE

- HAUTERIVIEN
- OBERES VALANGINIEN — VALANGINIEN
- MARBRE BÂTARD & MERGEL- UND KALK-ZONE — BERRIASIEN
- GOLDBERGFORMATION ("PURBECKIEN") — BERRIASIEN

JURA

MALM

- TWANNBACHFORMATION ("PORTLANDIEN")
- REUCHENETTEFORMATION ("KIMMERIDGIEN")

ZEICHEN

- P SITUATION DER PROFILE 1-5
- + KRISTALLINE ERRATISCHE BLOCKGRUPPEN
- S AUFGESCHLOSSENE WÜRMEISZEITLICHE SCHOTTER
- △ SPUREN SIDEROLITHISCHER VERWITTERUNG
- ○ HAUTERIVIENTASCHEN
- N GRENZNERINEENBANK AUFGESCHLOSSEN
- ○ QUELLE, WASSERAUSTRITT
- □ QUELLE GEFASST
- 30.4 • BOHRUNG MIT TIEFE IN M.
- 23 STREICHEN UND FALLEN DER SCHICHTEN
- + HORIZONTAL VERLAUFENDE SCHICHTEN
- VERWERFUNG

Eidg. Landestopographie Wabern-Bern