

Zeitschrift:	Eclogae Geologicae Helvetiae
Herausgeber:	Schweizerische Geologische Gesellschaft
Band:	54 (1961)
Heft:	2
Artikel:	Die helvetischen Sedimente am Nordostrand des Mont Blanc-Massivs (zwischen Sembrancher und dem Col Ferret)
Autor:	Grasmück, Kurt
DOI:	https://doi.org/10.5169/seals-162823

Nutzungsbedingungen

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

Conditions d'utilisation

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

Terms of use

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

Download PDF: 16.01.2026

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

Die helvetischen Sedimente am Nordostrand des Mont Blanc-Massivs

(zwischen Sembrancher und dem Col Ferret)

Von Kurt Grasmück (Zürich)

Mit 17 Textfiguren und 1 Tafel (I)

INHALTSVERZEICHNIS

	Seite
Vorwort	353
Einführung:	
I. Geographische Übersicht und Terrainbegrenzung	354
II. Tektonische und geologische Übersicht	355
III. Historischer Überblick	355
Detailprofile und Regionalbeschreibungen	357
A. Die Detailprofile aus dem Gebiet des Mont Catogne	358
1. Autochthone Trias und Lias	358
2. Die helvetischen Deckenwurzeln (Helvetikum s.s.)	367
B. Die Detailprofile aus dem Autochthon des Val Ferret	370
Das Helvetikum im italienischen Val Ferret	385
Stratigraphie	386
I. Stratigraphie der autochthonen Sedimentbedeckung des Mont Blanc-Massivs	386
A. Kristallin	386
B. Trias	387
Gliederung, fazielle Ausbildung und Entwicklung	388
1. Basisarkose	388
2. Dolomit	389
3. Die Bildungen der oberen Trias	390
4. Die Reduktion der Trias	391
Fossilinhalt und Alter	391
Paläogeographie und allgemeine Schlüsse	392
C. Lias	392
Gliederung, fazielle Ausbildung und Entwicklung	392
1. Infraliasbildungen (Rhät-Hettangian)	392
2. Mergelschiefer (Unterlias)	393
3. Detritischer Mittel- (bis Ober-)Lias	393
4. Reduktion des Lias	394
Fossilinhalt und Alter	395
Paläogeographie, allgemeine Schlüsse und Vergleiche	396
D. Dogger	397
Gliederung, fazielle Ausbildung und Entwicklung	397
1. Aalenian	398
a) Transgressionsbildungen des Autochthon im Val Ferret	398
b) Basaler Spatkalk	400

	Seite
c) Tonschiefer	400
d) Amône-Fossilschicht	402
Fossilinhalt und Alter	403
2. Bajocian	408
a) Unteres Bajocian	408
b) Mittleres bis oberes Bajocian	410
Fossilinhalt und Alter	411
3. Bathonian, Callovian, Oxfordian	414
Paläogeographie des Dogger, allg. Schlüsse und Vergleiche.	414
E. Malm	416
Gliederung, fazielle Ausbildung und Entwicklung.	416
1. Knollenkalk (Argovian)	416
2. Mergel- und Kalkschiefer (Argovian)	417
3. Malmkalk	418
Fossilinhalt und Alter	420
Paläogeographie, allgemeine Schlüsse und Vergleiche	421
F. Kreide ?	422
Schlussbetrachtungen	423
II. Stratigraphie der helvetischen Serien (Helvetikum s.s.)	423
A. Trias	424
B. Lias	424
1. Nordwestliche Fazies	425
2. Lias der höheren helvetischen Schuppen («Dalles»)	426
C. Dogger	427
1. Aalenian-Tonschiefer	427
2. Mittlerer Dogger (Bajocian)	427
D. Malm	429
1. Callovo-Oxfordsschiefer	429
2. Malmkalk	429
Schlussbetrachtungen	429
Tektonik	430
A. Allgemeines	430
1. Lamination, Lineation und Faltenachsen	430
2. Verschieferung und Metamorphose	430
B. Tektonik des Autochthon	431
C. Tektonik des Helvetikum s.s. (Helvetische Deckenwurzeln)	433
D. Brüche	435
E. Kristallinlamellen	437
Junge hydrothermale Bildungen	440
Morphologie und Quartär	441
1. Glaziale Ablagerungen	441
a) Moränen des Ferret-Gletschers	441
b) Moränen des Bagné-Gletschers	443
c) Lokalmoränen	443
2. Bergstürze und Blockströme	443
3. Versackungen, Gleitungen, Hakenwurf	444
4. Gehängeschutt, Trocken- und Lawinenschuttkegel	444
5. Quellen	444
Résumé	446
Literaturverzeichnis	447

VERZEICHNIS DER ILLUSTRATIONEN

	Seite
Figur 1 Lageskizze 1:400000	354
Figur 2 Ansicht der Ostflanke des Mont Catogne	358
Figur 3 Stratigraphische Profilserie durch das Autochthon am Mont Catogne (Trias-Lias)	362
Figur 4 Triasprofil am «Clocher» (Bonhomme)	364
Figur 5 Profilskizze durch die helvetische Wurzelzone im Torrent des Formis (NW Orsières)	368
Figur 6 Stratigraphische Profilserie durch das Autochthon im Val Ferret (Dogger-Malm)	372
Figur 7 Das Autochthon im Durchbruch der Reuse de Saleina bei Praz de Fort (Val Ferret)	375
Figur 8 Die Sedimentplatte gegenüber l'Amône (Val Ferret)	380
Figur 9 Transgressiver Sedimentkontakt von Trias auf Kristallin (Bonhomme)	388
Figur 10 Detail aus dem Amône-Konglomerat an der Typlokalität	399
Figur 11 Querschnitt einer Phosphoritknolle aus dem basalen Unterbajocian der Combe des Fonds	409
Figur 12 Sedimentationszyklus in den «Dalles» bei Sembrancher (helv. Lias)	426
Figur 13 Ansichtsskizze der an der Nordflanke des Catogne aufgeschlossenen, autochthonen Sedimente	432
Figur 14 Die Bruchverstellung zwischen dem Bonhomme und dem Li Blanche	436
Figur 15 Kristallinlamelle aus der Combe des Fonds	437
Figur 16 Die Kristallinlamellen im Wandabbruch von Sur la Lys, SW l'A Neuve (Val Ferret)	438
Figur 17 Deux coupes sommaires à travers la couverture sédimentaire autochtone de la partie NE du massif du Mont Blanc	446
Tafel I Geologische Profile und tektonische Kartenskizze	

VORWORT

Die vorliegende Arbeit entstand auf Anregung und unter Anleitung von Herrn Prof. Dr. R. TRÜMPY. Sie basiert auf einer in den Sommermonaten der Jahre 1957 bis 1959 aufgenommenen Detailkartierung im Maßstab 1:10000, welche am geologischen Institut der ETH deponiert ist.

Die vorläufigen Beobachtungen über den nördlichen Teil des Untersuchungsgebietes, den Mont Catogne, wurden im Winter 1958/59 zu einer Diplomarbeit verarbeitet. Die abschliessenden Begehungen nahmen zusammen mit einigen Revisionsarbeiten noch Teile des Sommers 1960 in Anspruch. Die Auswertung des Materials erfolgte am geologischen Institut der ETH in Zürich.

An dieser Stelle möchte ich meinen Lehrern und Studienkameraden, die alle zum Gelingen dieser Arbeit beigetragen haben, danken. Der Dank gilt in besonderem Masse meinem Lehrer Herrn Prof. Dr. R. TRÜMPY, der im Feld und Institut nie müde wurde, mir mit wertvollen Anregungen und Hinweisen beizustehen. Ich danke auch den Herren Professoren STAUB, GANSSEN, LEUPOLD und SUTER, die sich ebenfalls um meine Ausbildung bemühten. Nicht vergessen seien auch meine Terrainkameraden Dr. P. FRICKER und R. ZULAUF, mit denen ich im Wallis und im benachbarten Italien manche frohe Stunde verleben durfte.

Tiefen Dank schulde ich meinen Eltern.

EINFÜHRUNG

I. Geographische Übersicht und Terrainbegrenzung

Das Untersuchungsgebiet liegt im Unterwallis, im «Pays des trois Drances», das sich zwischen Martigny und dem Grossen St. Bernhard erstreckt. Genauer beginnt es beim Dorfe Sembrancher und zieht von dort nach Süden bis zur Landesgrenze. Die westliche Begrenzung wird durch das Kristallin des Mont Blanc-Massivs, die östliche durch das subsequente Talsystem, das sich in der Narbenzone zwischen Helvetikum und Penninikum gebildet hat, gegeben.

Das Aufnahmegeräte nimmt den unteren Teil einer gegen 20 Kilometer langen, ostexponierten Talflanke ein, die vom rückseitigen Mont Blanc-Massiv aufgebaut wird (siehe Fig. 1 und Karte auf Tafel I). Nur am Catogne (2594 m ü. M.), der letzten bedeutenden Erhebung des Massivs, vermögen die Sedimente die Grat-

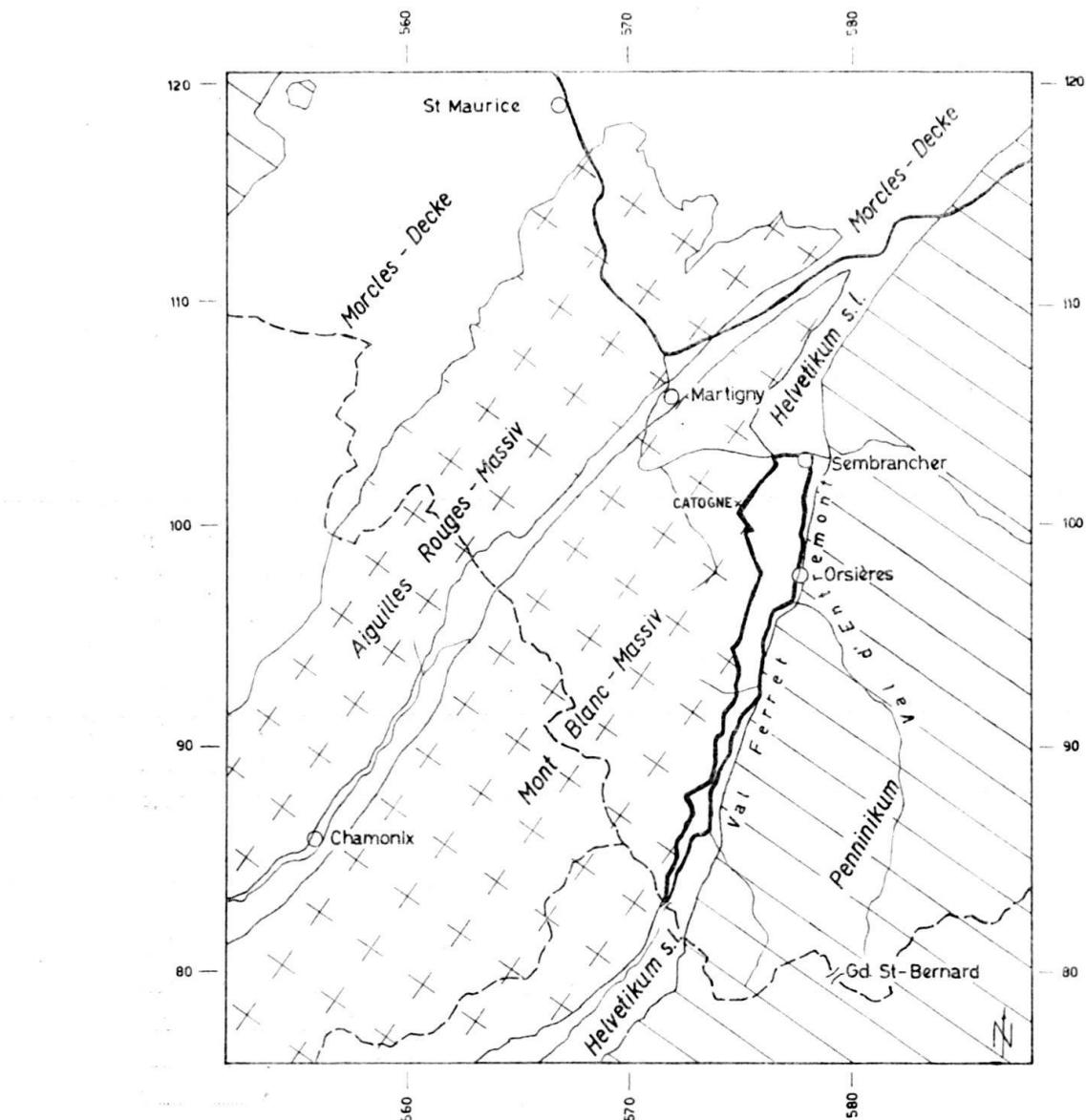


Fig. 1. Lageskizze 1:400 000.
Die dick ausgezogene Linie umgrenzt das Untersuchungsgebiet.

kulmination zu erreichen. Die Flankendurchbrüche des Tales von Champex, der Reuse de Saleina (bei Praz de Fort) und der Reuse de l'A Neuve (bei La Fouly) teilen das Gebiet in die vier Abschnitte: des Catogne, des unteren und mittleren Val Ferret und der Combe des Fonds.

Unter den Weilern und Dörfern der Talschaft sind die beiden Hauptorte Sembrancher und Orsières, auf deren Gemeindegebiet sich das Untersuchungsgebiet befindet, speziell zu erwähnen¹⁾.

II. Tektonische und geologische Übersicht

Unser Untersuchungsgebiet begleitet das nordostwärts abtauchende und bei Saxon verschwindende Mont Blanc-Massiv. Es liegt grosstektonisch in der sogenannten Zone von Sion-Courmayeur, dem mesozoischen Sedimentgürtel, der sich zwischen das Kristallin des Mont Blanc-Massivs und das Karbon der Bernharddecke einschaltet. Die hier etwa 5 Kilometer breite, in SSW-NNE-Richtung durchstreichende Zone hat bei einem allgemeinen Ostfallen von 40–70° einen streng isoklinalen Bau. Sie umfasst tektonisch von unten nach oben, geographisch von Osten nach Westen, folgende Struktureinheiten:

1. Die autochthone Sedimentbedeckung des Mont Blanc-Massivs.
2. Die helvetischen Deckenwurzeln.
3. Die ultrahelvetischen Deckenwurzeln.
4. Die frontalen mesozoischen Schiefermassen des Penninikum (Zone der Tarentaise s. l.).

Diese grosstektonische Gliederung bildet sich auch in der Morphologie des Tales ab: Die obersten Schründe des östlichen Talhanges, die direkt in die Berge des Mont Blanc-Massivs überführen, liegen noch im Kristallin. Die orographisch tieferen Sedimentplatten gehören zur autochthonen Serie (1), während die tiefste, morphologisch weicher geformte Zone, welche auch landwirtschaftlich genutzt wird, die helvetischen Deckenwurzeln (2) enthält. Diese nehmen zusammen mit den ultrahelvetischen Elementen den Talgrund ein, sind darum häufig von quartären Bildungen überdeckt und vor allem im Süden nur noch sporadisch aufgeschlossen. Die rechte Talflanke wird zur Hauptsache von den tiefpenninischen Elementen (4) aufgebaut. Die vorliegende Arbeit erfasst demzufolge lediglich die Einheiten 1 und 2.

III. Historischer Überblick

Die autochthonen bzw. helvetischen Sedimente des nordöstlichen Mont Blanc-Massivs sind bis heute noch nie im Detail untersucht worden. Kurze Hinweise, die vor allem im Rahmen von grösseren Arbeiten und in Exkursionsberichten gemacht wurden, erschienen aber immer wieder, erstmals sogar sehr früh. 1788

¹⁾ Die Lokalnamen sind der Landeskarte 1:50000 (Blätter Martigny (282) und Courmayeur-E (585)) entnommen. Die im weiteren noch verwendeten Bezeichnungen, z. B. solche aus dem Siegfriedatlas, werden bei ihrer erstmaligen Erwähnung genauer definiert.

beschrieb nämlich F. S. WILD in seinem «Essai sur les Montagnes salifères du gouvernement d'Aigle» aus der Lokalität La Monaz (= L'Amône) versteinerte Muscheln, offensichtlich Stücke aus dem bekannten Fossilhorizont^{2).}

DE SAUSSURE (1803) stellte die Verhältnisse am nordöstlichen Catogne erstmals in einem Übersichtsprofil dar, während sich STUDER (1851) auf die Erwähnung von steil am Mont Blanc-Massiv lehnenden Sedimentmassen beschränkte.

Detailliertere Angaben finden sich erst bei FAVRE (1867), dessen prägnante, vor allem das Quartär betreffende Beobachtungen und Beschreibungen auch heute noch weitgehend gültig sind. Im weiteren führt dieser Autor zwei Profile an, eines für die Gegend von Champex und ein anderes für diejenige der Combe des Fonds (La Maye), wobei vor allem letzteres die wesentlichen Punkte der autochthonen Serie im mittleren Val Ferret (Konglomerat, Fossilhorizont etc.) bereits enthält.

FAVRE und später auch GERLACH (1873), GREPPIN (1876) und SCHARDT (1893) nahmen auf Grund dieser und weiterer Fossilfunde (L'Amône, Mont Chemin usw.) die erste altersmässige Gliederung der Serie vor.

1894 veröffentlichte SCHARDT im Führer des internationalen Geologenkongresses von Zürich ein Profil aus dem nördlichen Catogne. Im gleichen Jahr erschien von GRAEFF eine Arbeit über «Die geologischen Verhältnisse am Mont Catogne». Er gliederte die Sedimente in 3 Abteilungen (Triasdolomit, unterer schiefriger Jura und oberer kalkiger Jura) und nahm das Gebiet auf Grund dieser Stratigraphie erstmals im Detail auf. Allerdings liegt das Hauptgewicht dieser Arbeit, wie auch bei der 1898 erschienenen Monographie über das Mont Blanc-Massiv von DUPARC & MRAZEC, auf dem Kristallin.

In seiner «Geologie des Simplongebietes» streift C. SCHMIDT (1907) auch die geologischen Verhältnisse um das Val Ferret. Er gibt u. a. eine gute Beschreibung der sogenannten «Amônefossilschicht». Seine Folgerungen – er brachte die Fauna mit der des präalpinen Mytilusdoggers in Zusammenhang – sind allerdings unrichtig.

Eine trotz ihrer Kürze fundamentale Arbeit stammt von RABOWSKI (1917) und behandelt die in die Sedimente eingespiessten Kristallinlamellen. Diese Entdeckung war von weittragender Bedeutung, gab sie doch die Möglichkeit, das Helvetikum auch tektonisch klar vom Autochthon abzutrennen.

An dieser Stelle sei kurz, mehr kuriositätshalber, eine Publikation von C. G. S. SANDBERG (1927), dem früheren Bearbeiter der Pierre Avoi (1905), angeführt. Glaubte er doch anhand von morphologischen Beobachtungen, die er offensichtlich aus Distanz machte, an einen rezenten vulkanischen Ursprung des Catogne.

²⁾ Der Hinweis lautet im Originaltext (p. 75): «Je viens de trouver moi-même une infinité de coquillages pétrifiés, ce mois d'Août, à la Monaz, vallée de Ferrex, territoire de Valais, dans un voyage fait exprès pour suivre la roche calcaire à travers les Alpes primitives les plus élevées, en compagnie de M. MURITH, chanoine du St. Bernard et curé de Liddes, et de M. DUFOUR, pasteur d'Ollon. Il y a trois bancs coquilliers très-distincts par leur substance et leurs productions, adossés à la montagne granitique, à l'endroit nommé. J'ai trouvé le passage complet, non interrompu de la roche calcaire primitive tout à travers les hautes Alpes granitiques. Tout le long de la vallée de Ferrex, la roche calcaire est inclinée sur le granit d'un côté, pendant que la roche granitique feuilletée l'est sur la calcaire de l'autre.»

Nach RABOWSKI erlahmte das wissenschaftliche Interesse an unserem Untersuchungsgebiet. Eine neue Aktivität entfaltete sich erst wieder mit OULIANOFF, von dem seit 1934 eine Reihe von kurzen Publikationen, vorwiegend tektonischen Inhaltes über das Val Ferret und damit auch über das hier beschriebene Gebiet erschienen sind. Die einzigen neueren Kartierungen desselben stammen ebenfalls von OULIANOFF und wurden in der Generalkarte (M. 1:200 000), Blatt Sion, verwertet.

Diese Untersuchungen sind in jüngster Zeit von R. TRÜMPY weitergeführt worden. Bis heute erschienen zwei Arbeiten, die eine über das Gebiet der Pierre Avoi, das direkt nördlich an das von uns behandelte anschliesst (1951); die zweite, umfangreichere (1954) ist das Resultat von Aufnahmen im Raum des hinteren Val Ferret (Atlasblatt 532: Gd. St-Bernard), das unser Terrain im Süden begrenzt. Hier wird das Autochthon allerdings nur kurzorisch behandelt, so dass wir unsere Untersuchungen bis zur Landesgrenze ausdehnten. An dieser Stelle seien auch die Arbeiten meiner direkten Terrainnachbarn, die vor kurzem erschienene Dissertation von P. E. FRICKER (1960) über die Berge auf der rechten Seite des Val Ferret und die unveröffentlichten Aufnahmen von M. BURRI (1956) des Six Blanc, die am Rande ebenfalls noch Helvetikum berühren, erwähnt.

Auch südlich der Landesgrenze, im italienischen Val Ferret bzw. dem Val Veni, dessen struktureller Fortsetzung, wird in der Zone von Sion-Courmayeur gearbeitet. Ich weise nur auf die Dissertationen von M. B. CITA (1951) und P. ELTER (1954) hin; vor allem erstere befasst sich sehr eingehend mit helvetischen Problemen.

Das Hauptgewicht dieser neueren Forschungstätigkeit liegt aber auf den penninischen Serien. Unsere Aufnahmen sollen die zitierten Arbeiten von TRÜMPY, FRICKER und BURRI um den helvetischen Teil ergänzen und abrunden. Das Hauptproblem bildete dabei die Abklärung der Stratigraphie der autochthon-helvetischen Sedimente, welche wegen der besonderen paläogeographischen Verhältnisse – Transgression der Trias bzw. des Doggers auf Kristallin – allgemeinere Bedeutung besitzen. Die Kartierung soll für die Blätter Martigny und Orsières des Geologischen Atlas Verwendung finden.

DETAILPROFILE UND REGIONALBESCHREIBUNGEN

Aus geographischen, aber auch aus stratigraphischen Gründen ergibt sich eine natürliche Zweiteilung des untersuchten Terrains in das Gebiet des Catogne im Norden und in jenes des Val Ferret im Süden. Wir beschreiben eingangs die Profile des Catogne, die uns vor allem über die Entwicklung der älteren autochthonen Glieder (Trias und Lias) Aufschluss geben und gehen nachher über ins Val Ferret, wo die autochthone Serie mit Doggerbildungen beginnt und wo das jüngere Autochthon (Dogger und Malm) ungestörter und vollständiger vorliegt.

Bei den helvetischen Deckenwurzeln beschränken wir uns auf das Profil des Torrent des Formis³⁾, dem einzigen praktisch vollständig und lückenlos aufge-

³⁾ Wildbach, der zwischen Verlona und Chez les Reuse von der Platte des Li Blanche hinunterführt (nach Siegfriedatlas, Blatt 526).

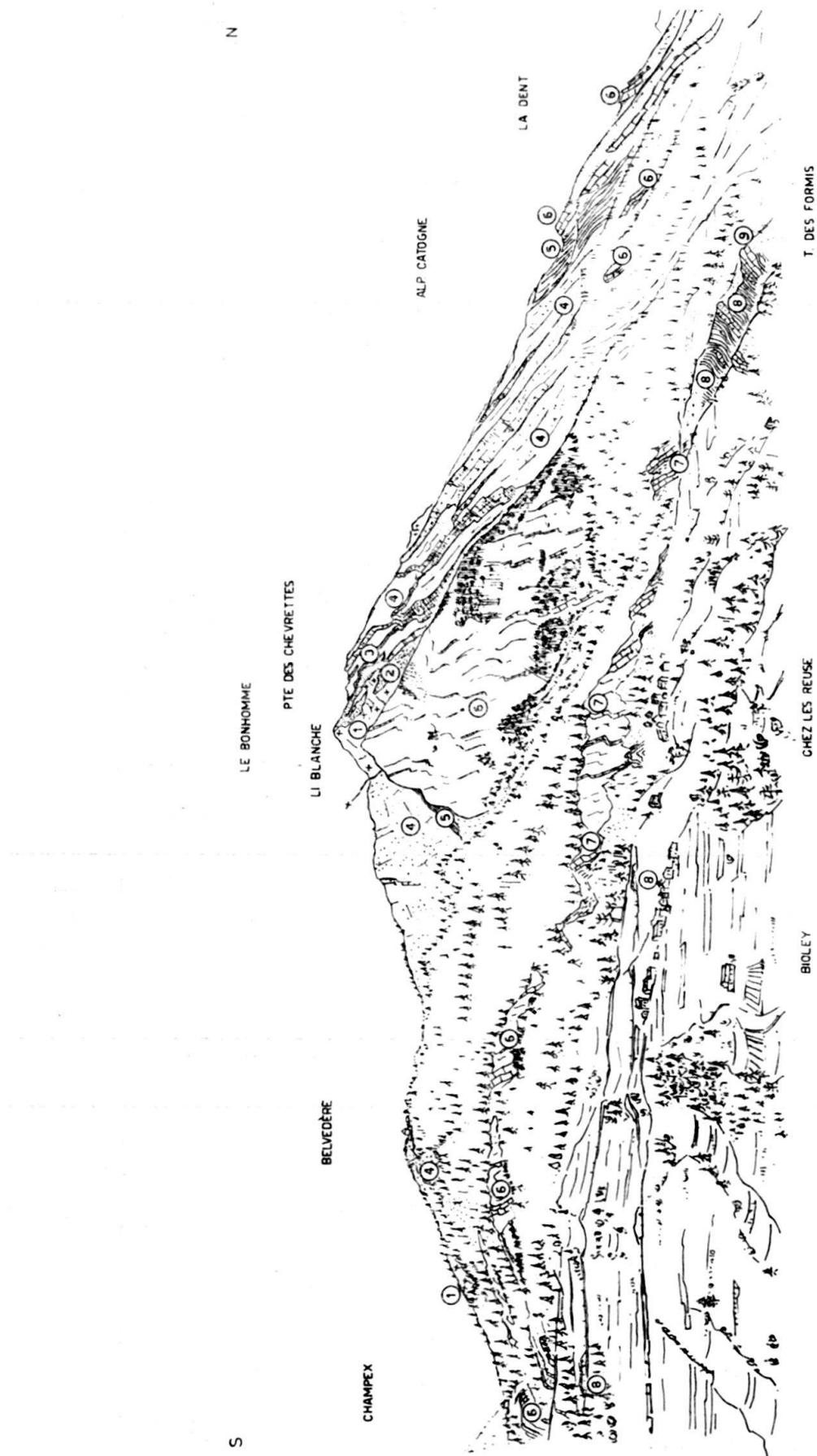


Fig. 2. Ostflanke des Catogne von der Bernhardstrasse über Orsières aus. Die Sedimentplatten im Hintergrund gehören zur autochthonen Bedeckung des Mont Blanc-Massivs. Die glazialmorphologisch überprägten Hänge im Vordergrund enthalten die helvetischen Deckenwurzeln. Autochthon: (1) Kristallin (Quarzporphyrr); (2) basisale Arkose der Trias; (3) detritischer Mittel- (Ober-)Lias; (5) Aalenian-Tonschiefer; (6) Malmkalk. Helvetikum s.s.: (7) Oxford-Malmkalkschuppen der Zone 2; (8) Aalenian-Bajocianschuppen der Zone 3 (Torrent des Formis); (9) Malmkalk im Dach der Zone 3.

schlossen Profil zwischen der Crevasse (s. TRÜMPY, 1951) und dem Grenzgrat des Col Ferret (s. TRÜMPY, 1954 und OULIANOFF & TRÜMPY, 1958).

A. DIE DETAILPROFILE AUS DEM GEBIET DES MONT CATALOGNE

1. Autochthone Trias und Lias (siehe Fig. 3, p. 362)

Die in der Regel bis auf kümmerliche Reste wegerodierte autochthone Sedimentbedeckung des nordöstlichen Mont Blanc-Massivs tritt nirgends so augenfällig in Erscheinung wie am Catogne. Sie nimmt grosse Teile seiner Ostflanke ein und bildet mächtige Platten und Abbrüche (siehe Fig. 2). Die Hauptmasse der Bergpyramide besteht noch aus den kristallinen Gesteinen des Massivs.

Hinweise über die von den Profilen nicht mehr erfassten, jüngeren Serien des Autochthon finden sich im stratigraphischen Teil der Arbeit (Profil der Nordflanke des Catogne: p. 432, Fig. 13).

Profil 1: Nordfuss des Catogne (Koord.: 975910/102270/1150). Siehe Fig. 13, p. 432.

1. Kristallin: mylonitisierter, dunkelgrüner Quarzporphyr. Reich an braungrüne, Hornblende. Verwischter Kontakt zu:
2. 2-3 m hellgrüne, feinbrekziöse Arkose; leicht serizitisch, kalkfrei.
DS: Komponenten eckig bis angerundet; Größenklasse von 0,5-1,0 mm herrscht vor, maximale Komponentengröße 5 mm. Quarz (25%) meist etwas zerbrochen. Feldspat (22%) teilweise serizitiert, saurer Plagioklas dominierend, wenig mikropegmatitischer Orthoklas, 5% Quarzporphyrmaterial. Zement feinsandig serizitisch, einzelne neogene Dolomitkristalle.
Übergang in:
3. 7 m gelbbraun, leicht staubig verwitternder Dolomit; im Bruch beige. Tektonisch verdoppelt (Synklinale!).
DS: Mikrokristallines Dolomitaggregat; Einschlüsse von autogenem Quarz und von Pyrit, wenig Kalzit. An der Basis feinsandige Zwischenschaltungen enthaltend, hier SSE-laufende, leicht deformierte Rippelmarken. Dünne, lokale Einschaltung eines sandigen, braun verwitternden Spatkalkes.
4. 5 m Rauhwacke, über zelligen Dolomit aus 3. hervorgehend, keilt hangaufwärts aus. Mit scharfer, tektonisierter Grenze:
5. 20 m braun und knorrig verwitternder, grobkristalliner Kalk; frisch beige-grau. Im Dach grobbrekziöse, dolomitische Partien.
Der Dünnschliff zeigt wenig neogenen Dolomit und Quarz, relativ viel Limonit. Möglicherweise handelt es sich um einen rekristallisierten Spatkalk (reich an schwarzem Pigment), evtl. um einen entdolomitisierten Dolomit (siehe p. 391).
6. 1 m dunkelgraue bis grüne Mergelschiefer.
(2-6: Trias).
7. 1,5 m feinkörniger, serizitischer Quarzit. Bildet eine knorrige Bank. Wird gegen oben kalkig; abschliessend ein dunkelgrauer, kieseliger Kalk mit schlecht erhaltenen, dolomitisierten Muschelschalen.
8. 2 m düstere, dunkelgraue Mergelschiefer; oben toniger und rostig verwitternd. Ein schlecht erhaltenes Exemplar von *Schlotheimia* sp.
9. 0,5 m dunkelgrauer, braun verwitternder Kalk; dicht. Enthält an der Basis eine Lumachellenlage mit unbestimmten Muscheln.
10. 2 m schwarze Mergelschiefer; in der Mitte ein dünnes Kalkbänklein, daraus eine schlecht erhaltene *Chlamys* sp.
11. 1 m braun fleckig verwitternder, schiefriger Kieselkalk. In der Mitte massiger und quarzitisch.
12. 1,5 m dunkelgraue, splittrige Mergelschiefer.

13. 1,5 m zäher, knorrig schiefriger Quarzit; braun verwitternd. Gegen oben in einen feinkörnigen, dunkelgrauen Kalk übergehend.
(7–13: Infralias.)
14. 15 m dunkelgraue, düstere Mergelschiefer. Enthalten dünne Bänklein eines dunkelgrauen, plattigen Kalkes; werden im oberen Teil der Serie häufiger.
15. 3 m dunkelbraun verwitternder, feinspätiger Kalk, frisch dunkelgrau; massig, oben schiefrig. Im Dach eine grobsandige Einschaltung.
(14–15: Unterlias.) Mit scharfer Grenze folgt:
16. 0,1 m grobes Konglomerat. Schlecht gerundete, bis 3 cm grosse Quarz- und Quarzporphyroktonen wiegen vor. Im unteren und oberen Kontakt je eine dünne, eisenreiche Kruste.
17. 40 m beigebrauner, mittelkörniger Quarzit; frisch blaugrau, kalkarm bis kalkfrei. Durch dünne, schiefrige Zwischenschaltungen in grobe Bänke abgesondert.
DS: Mittelkörniger (0,2–1,0 mm) Quarzit, Komponenten angerundet: 60% Quarz, meist fein zerbrochen; 5–10% Feldspat (vorw. saurer Plagioklas), zersetzt; der Rest ist dolomitischer Zement.
Unten noch grobbrekziös; Komponenten (bis 3 mm Ø) vorwiegend dolomitisch; 2 und 5 m über der Basis ist der grobe Detritus in dünnen Lagen angereichert; die oval gerundeten Gerölle liegen flach (= marine Strandbildungen). Nach etwa 10 m tritt der grobe Detritus zurück.
Der Quarzit enthält stellenweise schwarze, opake Fetzen (Phosphorit) mit Anreicherungen von organogenem Material (Echinodermenreste). Die abschliessende, 1,5 m mächtige Bank zeigt grobe Kreuzschichtung (Schüttungsrichtung: S 60° W).
18. 7 m gelbbraun verwitternder, schiefriger, serizitischer Kalksandstein, frisch blaugrau. Erscheint im Wandabbruch als massive Bank. Als Abschluss 0,3–1,0 m dunkelgrauer, sandiger Spatkalk.
(16–18: Mittel- (Ober-) Lias)
Mit tektonisiertem Kontakt folgt die hier sehr mächtige, stark gestörte Aalenian-Tonschieferserie.

Das Profil gibt die Verhältnisse im nordöstlichsten Teil des Untersuchungsgebietes wieder. Es umfasst eine vollständige Trias-Lias-Serie. In den höheren Abteilungen treten tektonische Komplikationen auf; das mächtige Aalenian enthält z. B. eine isolierte Malmschuppe.

Da alle Anzeichen auf Schüttungen aus dem Südwesten deuten, dürfte es sich um das paläogeographisch landfernste Profil handeln, das aufgenommen werden kann. In die sonst immer regressive oberste Trias schaltet sich ein bedeutender Kalkkomplex ein. Die Basisbildungen der Trias bzw. des detritischen Lias sind relativ fein.

Die Lumachellenbildungen und Quarzite an der Basis der Unterlias-Schiefer müssen schon ins Hettangian gestellt werden, wie eine *Schlotheimia* sp., die in ihrem unteren Teil gefunden werden konnte, beweist.

Profil 2: Westlich von «Entre deux Chaux»⁴⁾, der Verebnung über der Alp Catogne (Koord.: 575200/101200/2080). Siehe Fig. 13, p. 432 und Fig. 3.

1. Dunkelgrüner Quarzporphyr; Oberfläche uneben und etwas zerklüftet.
2. 1 m grüne, verschieferte Basisarkose. Enthält brekziöse Quarzporphyroktonen bis zu 3 cm Durchmesser. Oben karbonathaltig und feinkörniger.
3. 1–2 m braun verwitternder, karbonatischer Quarzit, frisch braungrau. Mit eckigen Quarzporphyroktonen bis zu 2 cm Durchmesser und Dolomitlinsen, welche gegen oben häufiger werden, daneben harte, herauswitternde, kieselreiche Partien.
Übergang in:

⁴⁾ Name nach Siegfriedatlas, Blatt 526.

4. 10 m hellbraun verwitternder, stellenweise etwas kalkhaltiger Dolomit; frisch braun-grau, gut gebankt. An der Basis noch schiefrig und sandig, darin eine Lage mit bis zu 5 cm grossen Quarzporphyrkomponenten. Gegen oben schiefrig und primär-brekziös werdend; hier eine dünne kalkarenitische Linse.
Übergang in:
5. 5 m intensive Wechsellagerung von zelligem Dolomit und schwarzen Tonschiefern (unten) und Dolomitbrekzie mit grünlich-braunen, dolomitischen Mergelschiefern (oben). Diese Zone ist im Terrain verschuttet und überwachsen.
6. 10 m gutgebankter Dolomit (wie 4). Ist weiter oben in einem kleinen Steinbruch ausgebaut worden. An der Basis kalkig, primär-brekziös und mit schwarzen Tonschiefern wechsellagernd; oben sandig werdend.
(2–6: Trias.)
7. 4 m rotbraun (rostig) verwitternder, sehr harter Quarzit, frisch dunkelgrau; knorrig schiefrig mit Serizithäuten auf den unregelmässig welligen Schichtflächen.
DS: feinkörnig (0,1 mm), die eckigen Quarzkörper sind dicht gefügt und meistens fein zerbrochen; vereinzelte Komponenten aus Quarzporphyr-Grundmasse. Zement (15%) vorwiegend dolomitisch, verhältnismässig wenig Serizit.
In der unteren Hälfte mit verkieselten, schwarzen Tonschiefern wechsellagernd.
8. 0,5 m hellblau verwitternder Lumachellenkalk, frisch dunkelblaugrau, wenig spätig. Ent-hält viele schlecht erhaltene, gelb herauswitternde Muschelschalen, die zusammen-geschwemmt und sekundär dolomitisiert worden sind.
(7–8: Infracias.)
9. 20 m 8 leitet offensichtlich die Ablagerung der folgenden Mergelschieferserie ein.
düstere, schwarze Ton-Mergelschiefer. Vor allem im unteren und oberen Teil kal-kiger und Einschaltungen von dünnen (5 cm) Bänklein eines dunklen, plattigen Mergelkalkes enthaltend. Der feinkörnige Kalk führt vereinzelte Echinodermen-täfelchen.
1 m über der Lumachelle finden sich in einer solchen kalkigen Zone Phosphorit-knollen und Bruchstücke von deformierten *Schlotheimia angulata* (SCHLOTH.).
10. 2 m Bank eines dunklen, feinkörnigen und feinsandigen Spatkalkes; Verwitterung rot-braun.
DS: Unreiner, von organischem und pyritischem Material stark pigmentierter Kalk. Einzelne grössere Kalzittäfelchen sind organogener Herkunft; daneben feine Quarzkörper (\varnothing 0,1 mm), weitgehend detritisch. Der Quarzgehalt beträgt im Mittel 5%, ist aber vertikal gewissen Schwankungen unterworfen. Einzelne idiomorphe Dolomitkristalle.
Der Kalk lieferte einige dünnsschalige Muscheln, darunter *Entolium* cf. *hehl* (d'ORB.).
11. 0,5 m schwarze Tonschiefer.
(9–11: Unterlias.)
12. 5 m braun verwitterndes, sandiges Dolomitkonglomerat (Basiskonglomerat des de-tritischen Lias). Die vorwiegend flach gerollten Dolomitkomponenten nehmen gegen oben hinsichtlich Zahl und Grösse ab; sie zeigen angedeutete Kreuzschich-tung (Schüttungsrichtung aus SW). Aus der Basis 2 grosse Exemplare von *Pseu-dpecten aequivalvis* (Sow.).
DS: Unter den bis 3 cm grossen Komponenten herrscht der mikrokristalline, limonitische Triasdolomit vor; einzelne zeigen verschwommen onkoidische Struktur (Kalkarenit). 20% der Komponenten bestehen aus Quarzporphyr; sind durchwegs schlechter gerundet als die dolomitischen. Die Matrix ist ein dolomitisch zemen-tierter Sandstein (45% Quarz, eckig, randlich rekristallisiert; 20% Feldspat, etwas zersetzt; 35% Dolomit, als Porenfüllung, durchwegs idiomorph; wenig autigener Serizit).
- Mit einem Übergang folgt:
13. 20–25 m grob bis gut gebankter, braun verwitternder, quarzitischer Sandstein, frisch blau-grau. Vor allem unten noch kalkhaltig und stark detritisch; im übrigen kalkarm.
DS: Uneinheitliches, mittelfeines Korn (0,2–1,0 mm). Zusammensetzung: 60%

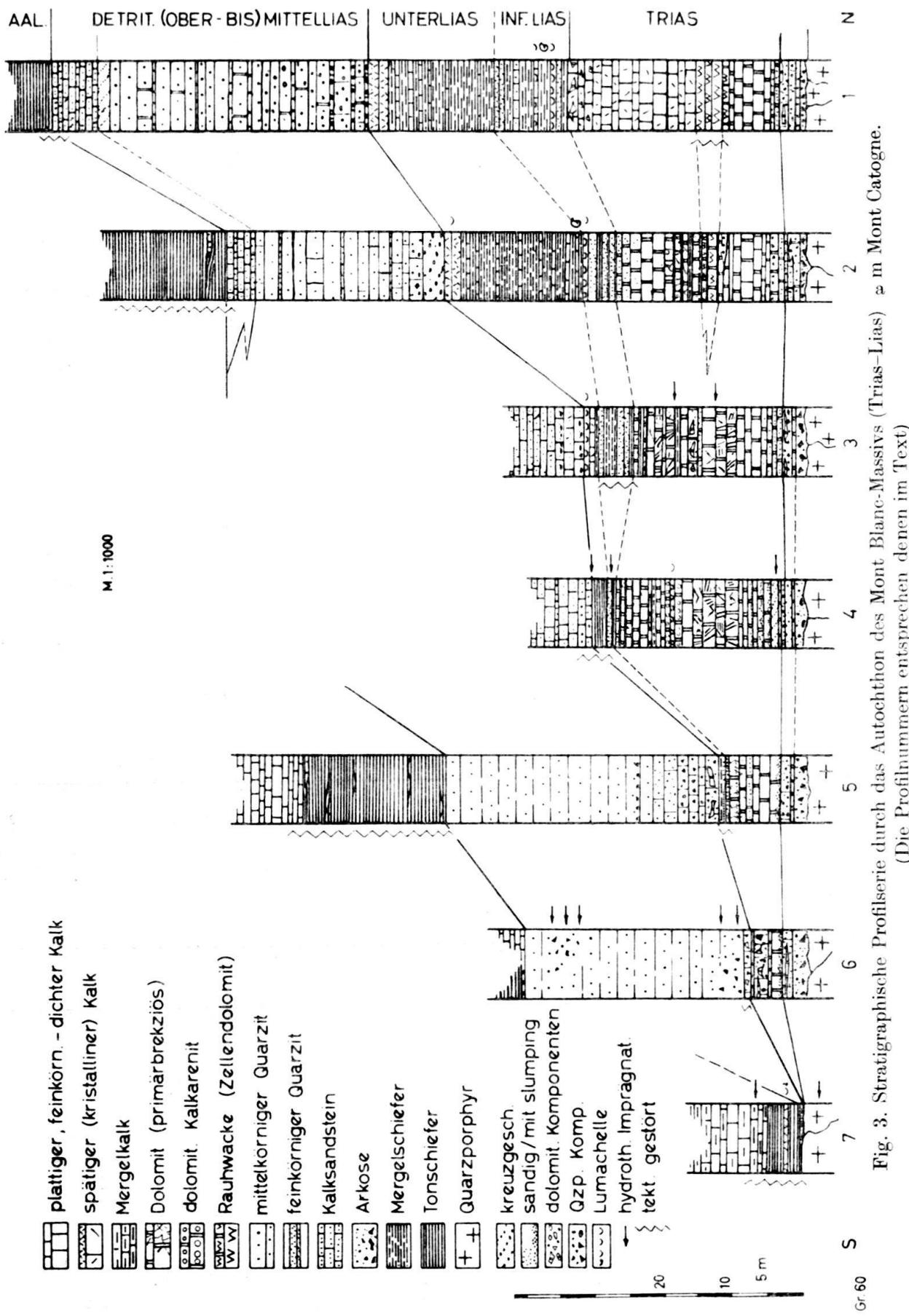


Fig. 3. Stratigraphische Profilserie durch das Autochthon des Mont Blanc-Massivs (Trias-Lias) & in Mont Catogne.
(Die Profilnummern entsprechen denen im Text)

Quarz, rekristallisiert, meist fein zerbrochen; 20% Feldspat und Quarzporphy; 20% Zement, vorwiegend Kalzit, nur wenig Dolomit.

Übergang in:

14. 4 m braun verwitternder, schiefriger, sandiger Kalk. Etwas spätig, Schichtflächen serizitisch. Quarzgehalt 20%. Mit scharfer, tektonisierter Grenze folgen:
(12-14: Mittel- (Ober-) Lias.)
15. 70 m schwarze, kalkfreie Aaleniantonschiefer. 3 m über der Basis ein tektonisch eingespessster, wenig mächtiger Liaszug (wie 14).

Das in 2000 m Schrägdistanz von der Lokalität 1 entfernte Profil kann als Trias-Typusprofil angenommen werden. Der Dolomit ist mächtiger entwickelt als im zuerst angeführten Profil. Die Verhältnisse in der obersten Trias bzw. im untersten Lias haben sich vereinfacht; insbesonders ist der mächtige Kalkkomplex, welcher in Profil 1 die Trias abschloss, nicht mehr vorhanden. Die Lumachelle muss nach dem Befund von Profil 1 auch hier in den untersten Lias gestellt werden, um so mehr die Ammoniten, die unmittelbar darüber aufgefunden werden konnten, schon ins obere Hettangian weisen. Der detritische Lias hat hier lokal eine leicht reduzierte Mächtigkeit. Der schiefrige Sandkalk, welcher im Norden den Lias abschliesst, hat schon an Bedeutung verloren und keilt südlich der Alp Catogne vollends aus.

Profil 3: Sammelprofil aus den Platten östlich unterhalb des Bonhomme (über den beiden SW-NE-durchziehenden Brüchen; Koord.: 575340/99310/2170). Siehe Fig. 3.

Die Entwicklung der Trias erfuhr keine grosse Änderung. Typisch für dieses südliche Gebiet ist die dünne Dolomitlage, welche die Basisarkose in zwei Bänke trennt. Die Unterlias-Bildungen dagegen sind schon stark reduziert bzw. verkalkt und häufig zusammen mit der obersten Trias gestört und ausgequetscht. Der Lumachellenkalk, der bis dahin ein ausgezeichneter Leithorizont war, ist nur noch andeutungsweise vorhanden. Der detritische Lias beginnt wieder feinkonglomeratisch; das höhere Liasprofil kann aber nicht mehr weiter verfolgt werden, da es in den unzugänglichen Platten des mittleren Catogne liegt.

Vor allem in der karbonatischen Trias sind hydrothermale Quarz- und Fluoritadern verbreitet.

Profil 4: Sammelprofil vom Bonhomme («Clocher»⁵) (siehe Fig. 3 und 4) und seinem NW-Grat (Koord.: 575080/99220/2430).

1. Kristallin: Dunkler, grünlichgrauer, massiger Quarzporphy; enthält verhältnismässig viele dunkle Gemengteile.
2. 1 m helle, braungrau verwitternde, brekziöse Arkose (Basisarkose), kalkhaltig; Komponentengrösse nach oben abnehmend, an der Basis einzelne maximal eigrosse Gerölle.
DS: Komponentenmaterial eckig bis angerundet, bis zu 5 mm gross. Zusammensetzung: 18% Quarz, meist fein zerbrochen und randlich resorbiert; 16% Feldspat, vorwiegend saurer Plagioklas, wenig mikropegmatitischer Orthoklas; 13% Quarzporphy. Zement karbonatisch (Kalzit und Dolomit), letzterer meist idiomorph kristallisiert; zusätzlich feinsandige, serizitische Verunreinigungen.
3. 0,3 m schiefrige, tektonisierte Arkose; enthält einige Dolomitlinsen.

⁵) Mit «Clocher» wird eine isolierte Triasklippe (Erosionsform) am Grat unmittelbar nördlich der Bonhommekulmination bezeichnet.

4. 1 m helle, grünlichgraue, feinbrekziöse Arkose, leicht kalkhaltig, undeutliche Schrägschichtung.
 DS: Komponenten bis zu 5 mm Grösse, gerundet. Zusammensetzung: 20% Quarz, randlich meist resorbiert; 15% Feldspat, saurer Plagioglas vorwiegend; 10% Quarzporphyr.

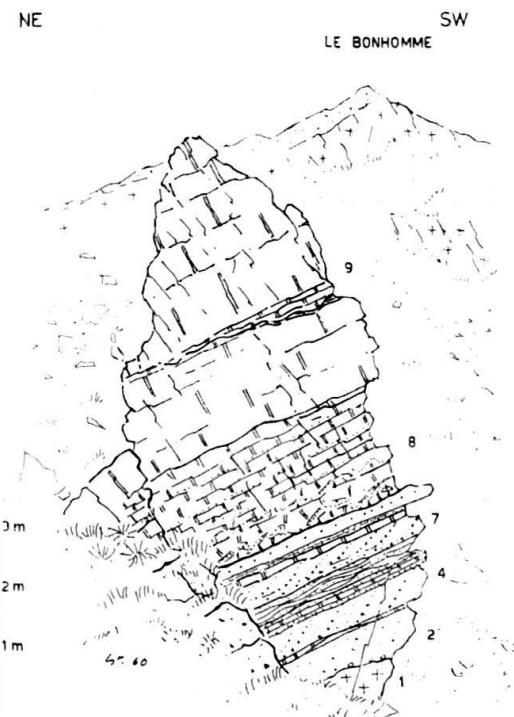


Fig. 4. Triasprofil am «Clocher» (Bonhomme). Die Nummern beziehen sich auf die Beschreibung von Profil 4 im Text.

5. 0,5 m Wechsellagerung von heller Arkose (wie 4) und verkieseltem, braun verwitterndem Dolomit; letzterer zum Teil auch in isolierten Linsen eingelagert.
6. 0,5 m zerdrückte, tektonisierte, quarzitische Schiefer.
7. 1 m quarzitischer, dolomitischer Sandstein; durch eine Dolomitlage in 2 Bänke getrennt. Die grobbrekziösen Einschaltungen zeigen sehr schöne Schrägschichtung (Schüttung aus SW).
 DS: Eckige bis runde Komponenten, Quarz vorherrschend. Zement dolomitisch, meist als idiomorph ausgebildete Kristalle. Hohlräume mit Fluorit im Kern und Quarz und Dolomit am Rand.
8. 2 m feingebankter, durch Clivage stark zerbrochener Dolomit; frisch beige-grau, Verwitterung braun-grau. Führt feinsandige Einschaltungen; diese sind häufig gradiert und zeigen vor allem unten synsedimentäre Gleitfalten.
 DS: braun pigmentierter (Fe-Hydroxyd), feinkristalliner Dolomit. Auffallend grosser Gehalt an detritischem Quarz; Körner eckig, Durchmesser von 0,1–0,3 mm; daneben wenig detritischer Feldspat und Quarzporphyr, wenig neogener Fluorit.
9. 10–15 m gut gebankter, typisch rotbraun verwitternder, dichter Dolomit, im Bruch beige; oben primär brekziös.
10. 2–3 m massiger, beige-braun verwitternder, dolomitischer Kalkarenit, zum Teil etwas brekziös; wegen des starken Clivages zerbrochen und zurückwitternd. Der durchwegs gerundete Detritus ist in Lagen und Linsen angereichert. Zwei dünne Lagen mit kalzitisierten Fragmenten von Muscheln, Gastropoden und Echinodermen.
 DS: Die braun pigmentierten, 0,1–0,3 mm grossen, meist ovalen Onkoide sind zusammen mit dem gerollten Bruchschill schichtparallel eingeordnet. Die Onkoide

sind durchwegs dolomitisch; einzelne bestehen aus sandigem Dolomit, andere haben einen Quarzkern oder zeigen eine verwischte, konzentrische Struktur. Das makroskopisch weiss erscheinende Einbettungsmaterial ist wie die Schalenträümmer kalzitisch und sekundär rekristallisiert.

- 11. 2 m braungrau verwitternder, knorriger schiefriger Dolomit. Führt oben quartenschiefer-artige Einschaltungen.
- 12. 5 m intensive Wechselleagerung von Dolomit (häufig primär-brekziös) und gelbbraun verwitternden, dolomitischen Tonschiefern. Letztere nehmen gegen oben überhand, werden zum Teil grünlich und führen einige Spatkalklinsen.
(2-12: Trias.)
- 13. 1 m knorriger, rotbraun verwitternder, feinkörniger Quarzit, eisenschüssig; tektonisch gestört und verbogen, Mächtigkeit wechselnd.
- 14. 1-2 m schwarze, zerdrückte Tonschiefer.
(13-14: Infra-Unterlias.)
- 15. 15 m mürbe verwitternder Kalksandstein: Basis des detritischen Lias.

Das Profil des «Clocher», das vor allem den graduellen Übergang von der Basisarkose in den Dolomit sehr schön zeigt, wurde erstmals von GRAEFF (1894) publiziert und abgebildet. Allerdings betrachtete der genannte Autor die Arkosen noch als tektonische Quarzporphyreinschaltungen. Die sichere Schrägschichtung, die uns unter anderem die Sedimentnatur des Gesteins beweist, wurde von ihm verkannt und als Reibungsbrekzien-Struktur erklärt. Im übrigen interessiert das Profil vor allem wegen der Kalkarenitlage im oberen Teil des Triasdolomites. Die einzigen Triasfossilien, die gefunden werden konnten, stammen aus diesem Horizont. Die Unterliasbildungen fehlen weitgehend; die Quarzitbank von Nr. 13 kann nur unter Vorbehalt als solche bezeichnet werden.

Die Trias ist in diesem Gebiet stark von jungen, hydrothermalen Bildungen durchsetzt (Quarz-Fluoritadern). In ihrer Umgebung ist der Dolomit häufig etwas kieselig, fluoritführend und kristallinisch; er verwittert hier braungrau.

Profil 5: Kreuzt den Weg von Champex nach dem Bonhomme (Koord.: 575110/98730/2070). Siehe Fig. 3.

- 1. Kristallin: Im Kontakt leicht verschieferter Quarzporphyr.
- 2. 2 m grobbrekziöse, verschieferete Quarzporphyrarkose; Komponenten bis zu 4 cm Durchmesser.
- 3. 0,5 m verkieselter Dolomit.
- 4. 1-2 m schiefrige, feindetritische (3 mm) Arkose; frisch beige-grau, karbonathaltig, zum Teil quarzitisch.
- 5. 3 m rotbraun verwitternder, grobgebankter Dolomit. Unten mit sandigen Einschaltungen, welche häufig syngenetisch verfältelt sind.
- 6. 5 m braungrau verwitternder, stark zerbrochener Dolomit. Oben mit feinsandigen Einlagerungen und primär-brekziös.
(2-6: Trias.)
- 7. 1 m sandige, dolomitische Schiefer, zum Teil mergelig.
Übergang in:
- 8. 10 m braungrau und mürbe verwitternder Sandstein, mehr oder weniger kalkhaltig, gut gebankt. Enthält schlecht gerundete, bis 3 cm grosse Dolomit- und Quarzporphyrkomponenten, welche in gewissen Horizonten angereichert sind. Gegen oben tritt der grobe Detritus zurück; das Gestein wird zunehmend quarzitisch und geht über in:
- 9. 30-40 m sehr harter und zäher Quarzit, massig; Verwitterung braun, frisch dunkelgrau bis rotbraun; feldspathaltig und absolut kalkfrei. 2 m über der Basis eine dünne, brekziöse Lage (Quarzporphyrkomponenten bis zu 1 cm Durchmesser).

- DS: Sehr dicht gefügtes, verzahntes Quarzkornaggregat. Komponenten ursprünglich gerundet. Feldspatgehalt: 10–15%, vorwiegend saurer Plagioklas. Vereinzelte Quarzporphyrrümmer. Etwas Serizit, vorwiegend im Bereich der Feldspäte.
 (7–9: Mittel-(Ober-) Lias.)
 Im SE-Couloir des Li Blanche folgt mit tektonischem Kontakt:
 10. 20 m tektonisch gestörte Aaleniantonschiefer. An der Basis eine Reibungsbrekzie mit Quarzit- und Tonschieferkomponenten. Darüber folgt mit tektonischem Kontakt die Malmkalkmasse (über 200 m) des Li Blanche. Die Kontaktfläche ist gewellt, die Schiefer unmittelbar am Kontakt führen dünne, marmorisierte und verschieferte Malmkalkspäne.
11. Malmkalkmasse (über 200 m) des Li Blanche. Die Kontaktfläche ist gewellt, die Schiefer unmittelbar am Kontakt führen dünne, marmorisierte und verschieferte Malmkalkspäne.

Der Triasdolomit, der wieder über der typischen, zweiteiligen Basisarkose erscheint, zeigt erstmals eine reduzierte Mächtigkeit. Er wird in seinem oberen Teil sandig, was für ein allmähliches, stratigraphisches Auskeilen sprechen dürfte. Die Bildungen der oberen Trias erfuhren, wie schon weiter nördlich die des unteren Lias, eine starke Reduktion. Der untere Lias fehlt hier vollständig. Der detritische Mittellias setzt mit verstärkter Geröllführung ein. Seine Hauptmasse, der feldspat-haltige Quarzit, hat bei gleichbleibender Ausbildung seine maximale Mächtigkeit schon überschritten. Wir finden noch kein gröberes Material, das sein baldiges Auskeilen anzeigen würde. Das Jüngere, das Aalenian und der Malm, folgen mit einem eindeutig tektonischen Kontakt.

Profil 6: Südwestlich unter dem Belvedère⁶⁾ (Koord.: 575510/97700/1730).
 Siehe Fig. 3, p. 362.

Das letzte, 100 m vor dem völligen Auskeilen aufgenommene Triasprofil zeigt eine weitere Vermehrung der sandigen bis brekziösen Einschaltungen, was die Annahme eines stratigraphischen Auskeilens bestätigt. Die Trennung zwischen Trias und Lias wird schwierig, weil eine durchlaufende Brekzienbildung vorzu-liegen scheint. Wir nehmen die Grenze willkürlich über der letzten Dolomitbank an. Unmittelbar südlich des kleinen Passeinschnittes (Koord.: 57550/97620/1700), am Grat zwischen dem Belvedère und Champex, keilt die Trias unvermittelt aus. Der letzte Meter verschieferter, dolomitischer Brekzie wurde zusätzlich tektoni-siert und streicht in eine dünne Mylonitzone aus.

Das Verhalten des Lias ist unübersichtlicher. Die sehr grob gewordenen, karbo-natischen Quarzporphyr-Dolomitbrekzien dürften noch dem unteren Teil des detri-tischen Lias entsprechen. Der hangende Quarzit enthält hier Lagen von grob-brekziösem Quarzporphyr (z. B. beim Pkt. 1810,8).

Auch in diesem Gebiet war die hydrothermale Tätigkeit wieder sehr rege. Sie ist vor allem auf die brekziösen, arkosigen Partien des Lias konzentriert. Wir finden eine erste solche Zone an der Basis des Lias, eine zweite, mächtigere im obersten Teil des Liasquarzites. Die Gesteine sind hier sehr stark verquarzt und oft zu scheinbar frischen Quarzporphyren regeneriert worden⁷⁾. Die im Gefolge

⁶⁾ Name für die Verflachung des Felsgrates zwischen dem Bonhomme und Champex (Pkt. 1810,8).

⁷⁾ Nach OULIANOFF (1930) wird der Südgrat des Bonhomme zwischen 1600 m ü. M. und dem Belvedère von kristallinen Gesteinen (Quarzporphyr) gebildet. Er führt zur Erklärung Brüche an. Die jenseits des Grates darunter ungestört durchziehenden Triasdolomitlagen beweisen, dass es sich lediglich um diesen regenerierten Lias handelt.

auftretenden, geringen Mengen von Pyrit und Bleiglanz wurden in früherer Zeit geschürft (siehe p. 440).

Der Liasquarzit streicht fast an derselben Stelle wie die Trias in den Gehängeschutt aus. Weiter südlich ist er nicht mehr mit Sicherheit festzustellen. Er ist aber eventuell noch ein Stück weit in hydrothermal stark veränderter Form, die nicht mehr von verquarztem Quarzporphyr zu unterscheiden ist, vorhanden.

Profil 7: Am Felsgrat zwischen dem Belvedère und Champex (Koord.: 575500/97400/1560). Siehe Fig. 3, p. 362.

Das letzte Profil der Serie weist schon auf die Verhältnisse im Val Ferret, dem südlichen Teil des Untersuchungsgebietes hin. Das Kristallin im Kontakt ist stark hydrothermal überprägt (quarzreich und verrostet). Die Aaleniantonschiefer, die darüber folgen, werden durch wenige Zentimeter brekziöser Arkose eingeleitet. Sie sind in der Kontaktzone ebenfalls verkieselt. Das wenig mächtige, leicht tektonisierte Aalenian führt eine dünne Spatkalklage mit schlecht erhaltenen Fossilien (Muscheln und Echinodermen). Der mit tektonischem Kontakt folgende, dichte Kalk hat zum Teil Schiltkalkhabitus; es dürfte sich schon um das Argovian handeln. Er enthält zwei dünne, Pyrit und Baryt führende, hydrothermale Quarzadern.

2. Die helvetischen Deckenwurzeln (Helvetikum s.s.)

Von der helvetischen Serie sind ausgedehntere Aufschlüsse nur in den Hügeln von Sembrancher und im Torrent des Formis vorhanden. Beide Lokalitäten befinden sich im Gebiet des Catogne. Der Bau und die Fazies des Helvetikum von Sembrancher lehnen sich noch stark an die von R. TRÜMPY (1951) beschriebenen Verhältnisse an der Crevasse. Die Situation ist im geologischen Profil A (Tafel I) summarisch dargestellt. Weitere Profile finden sich im stratigraphischen Kapitel (Helvetischer Lias von Sembrancher p. 425; «Dalles von Sembrancher» p. 426, Fig. 12).

Profil H 1: Torrent des Formis. Beginn im Dach der autochthonen Malmkalkplatte des Li Blanche (Koord.: 576190/98650/1300). Siehe Fig. 5.

- | | |
|------------|---|
| 1. 7 m | düstere, schwarze Tonschiefer. Überlagern das Liegende mit einem tektonisierten Kontakt. Gegen oben mergelig und zuletzt kalkig werdend.
(autochthone Unterkreide: Zementsteinschichten ?) |
| 2. bis 2 m | mächtige Kristallinlamelle: Heller, fleckig rostig verwitternder Quarzporphyrmylonit. |
| 3. 3 m | plattiger, feinkristalliner Kalk; etwas tektonisiert. (Malm ?) |
| 4. 15 m | Mergel- bis Tonschiefer. Schlecht aufgeschlossene und gestörte Serie. (Callovo-Oxfordian ?, Aalenian ?) |
| 5. 2 m | serizitische Kalkschiefer (Argovian). |
| 6. 10 m | mehr oder weniger kalkreiche Mergelschiefer; Kalkbänklein enthaltend (Callovo-Oxfordian). |
| 7. 2 m | serizitische Kalkschiefer (Argovian). Übergang zu 8 unter Schutt. |
| 8. 3 m | reine, schwarze Tonschiefer (Aalenian). |
| 9. 1 m | feinsandige, serizitische Kalkschiefer; zerfallen zu feinen, papierigen Plättchen (Dogger mordoré = Bajocian). |
| 10. 3 m | reine, schwarze Tonschiefer (Aalenian). Im Dach kalkhaltig und feinsandig. |
| 11. 1 m | feinsandiger, serizitischer Kalk; plattig, oben schiefrißig (Dogger mordoré = Bajocian). |

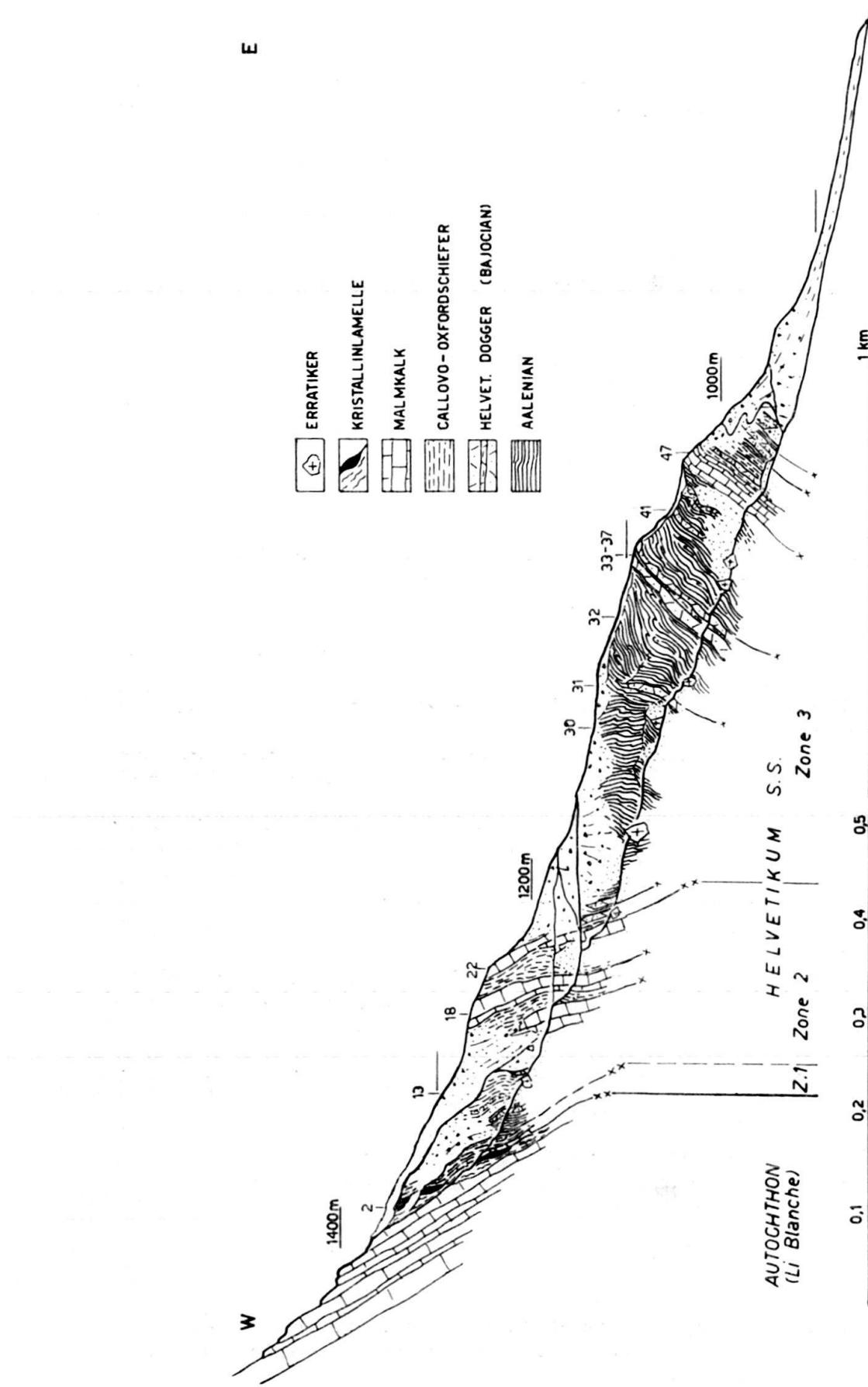


Fig. 5. Profilskizze durch das Helvetikum s.s. im Torrent des Formis; die Nummern beziehen sich auf die Beschreibung von Profil H 1 im Text.

12. 3 m schwarze Tonschiefer (Aalenian).
Die folgenden, stark gestörten (flach liegenden) Mergelschiefer sind durch eine Schuttzone vom Liegenden getrennt.
13. 20–30 m tonreiche, silbrig verwitternde Mergelschiefer (Callovo-Oxfordian). Enthalten einzelne dünne, serizitische Kalkschieferlagen (Argovian), welche zum Teil feinsandig sind (Dogger mordoré = Bajocian).
14. ~20 m blaugrauer, feinkristalliner Kalk, plattig; viele Sekundärkalzitadern enthaltend (Malmkalk). Durch eine mächtige Schuttzone vom Liegenden abgetrennt.
15. 5 m stark verschieferte und gestörte Kalkschiefer; Verwitterung teilweise rostig (Callovo-Oxfordian).
16. 2 m gestörter Malmkalk wie 14.
17. 7 m stark tektonisierte Kalk- bis Mergelschiefer; zum Teil tonreich (Callovo-Oxfordian).
18. 5 m tektonisch zerbrochener Malmkalk; wieder mit sekundären Kalzitadern durchsetzt. Bildet die tektonisch tiefste Felsrippe, welche vom Strässchen angeschnitten wird. Profilfortsetzung am Strässchen:
19. 5 m dunkle, serizitische Kalkschiefer. Stark gestört und viele Sekundärkalzitlinsen enthaltend. In der Mitte eine reine Tonschieferlage (Callovo-Oxfordian).
20. 2–3 m feinkristalliner bis dichter, dunkler Malmkalk. Im mittleren Teil ungestört und massig geblieben.
21. 5 m gestörte, tonreiche Mergelschiefer; Verwitterung meist silbrig, unten noch kalkreich (Callovo-Oxfordian).
22. 10–15 m plattiger, feinkristalliner Kalk, Verwitterung hellblaugrau (Malm). Wird an der Südflanke der Wildbachrinne, über dem Strässchen, von einem Bruch abgeschnitten.
(4–22: tiefere helvetische «Normalserie»: Zone 2.)
Profilfortsetzung in der Wildbachrinne:
23. 2 m stark gestörte, schwarze Tonschiefer; zum Teil etwas kalkhaltig und silbrig verwitternd (Callovo-Oxfordian).
24. 0,5–1 m schiefriger bis plattiger Sandkalk: Bänderkalk; zum Teil etwas spätig (Bajocian).
25. 1 m silbrig verwitternde Mergelschiefer (Callovo-Oxfordian).
26. 2 m schiefriger, sandiger Spatkalk; Verwitterung braunrot (eisenschüssig). Hat lageweise zerdrückte, knollige Struktur und führt zerrissene Belemniten (Bajocian).
27. 2 m schwarze Tonschiefer; einige Sandkalkbänklein enthaltend (Aalenian).
28. 1,5 m plattiger bis schiefriger Sandkalk (Bänderkalk). Die rauen, etwas serizitischen Schichtflächen verwittern gelbbraun (Bajocian).
29. 5 m schwarze Tonschiefer, welche bachabwärts unter dem Schutt verschwinden. Bilden den Beginn einer mächtigen Aalenianschiefer-Serie.
30. ~150 m schwarze Tonschiefer; stark gestört und talabwärts zunehmend einem tiefgreifenden Hakenwurf unterworfen (Aalenian).
31. 5 m feingebänderter, leicht spätiger Sandkalk; Schichtflächen serizitisch und striemig gelb anwitternd. Bildet Felsrippe, welche vorerst hangabwärts einfällt und sich allmählich steilstellt. Keilt gegen oben tektonisch aus (Bajocian).
32. ~50 m stark gestörte Aalenian-Tonschiefer.
33. 1 m dunkler, leicht spätiger Sandkalk (Bajocian).
34. 3 m knorrige, serizitische, sandige Kalkschiefer; stark tektonisiert.
35. 2 m feinkristalliner Sandkalk; Schichtflächen etwas serizitisch. Ist kalkreicher und quarzärmer als der typische Bänderkalk von Nr. 31 (Bajocian).
36. 4–5 m sandig serizitische Kalkschiefer; Verwitterung mordoréartig (Bajocian).
37. 2 m gebänderter, plattiger Sandkalk; Schichtflächen serizitisch, Verwitterung gelbbraun, frisch blaugrau (Bajocian).
38. 4 m unreine Tonschiefer (Aalenian).
39. 1 m feinsandiger, schiefriger Kalk (Bajocian).
40. ~50 m gestörte, schwarze Tonschiefer (Aalenian).
41. 1 m harter, spröder Sandkalk; serizitisch, Verwitterung mordoréartig (Bajocian).
42. 20 m Aalenian-Tonschiefer. Vor allem im Dach stark gestört. In ihrer Mitte eine dünne, feinsandige, kalkige Lage.

43. 3 m	feinsandige Kalkschiefer; gegen oben kalkiger werdend: Dogger mordoré (Bajocian).
44. 2 m	Aalenian-Tonschiefer.
45. 0,5 m	feinkristalliner, plattiger Kalk; Schichtflächen serizitisch, grobspätige Nester führend (Bajocian).
46. 6 m	stark zerdrückte Tonschiefer; eine dünne Sandkalklage enthaltend (Aalenian).
47. 20 m	hellblaugrauer, verhältnismässig massiger Malmkalk; an der Basis feinschiefrig und tektonisch gestört. Bildet die orographisch tiefste Felsrippe.
48. 3 m	serizitische Kalkschiefer; frisch dunkelgrau, Verwitterung mordoréartige (Argovian).
49. 20 m	tonreiche Mergelschiefer (Callovo-Oxfordian). Im unteren Teil eine Lage von sandig serizitischen Schiefern enthaltend, im oberen Teil kalkfrei.
50. 2 m	sandig serizitische Mergelschiefer: Dogger mordoré (Bajocian).
51. 3 m	stark tektonisierte Aalenian-Tonschiefer.
52. 2 m	Mordoré-Schiefer (Bajocian).
53. 7 m	schlecht aufgeschlossene Wechsllagerung von Aalenianton- und Mordoréschiefern. Verschwindet unter dem Moränenschutt.

Die helvetische Serie beginnt mit der Kristallinlamelle (2). Das normalerweise über ihr einsetzende basale Helvetikum – die einfache Schuppe der Zone 1 – scheint hier zu fehlen oder ist eventuell auf die dünne Kalklage (3) laminiert worden. Die Serie beginnt direkt mit der verschuppten «Normalserie» der helvetischen Zone 2 (4–22), die von Sembrancher an schon stark an Bedeutung verloren hat und bei Pra Surni vollends auskeilt. Darüber folgt eine zweite, sehr mächtige «Normalserie» (23–53), die durch grosse Aalenianschiefermassen ausgezeichnet ist. Das charakteristische Schichtglied dieser 3. helvetischen Zone ist der sogenannte Bänderkalk, eine spezielle helvetische Doggerfazies, die gegen die höheren Schuppen vermergelt und durch feinsandig serizitische Kalkschiefer (Dogger mordoré) ersetzt wird (ab Nr. 43). Der abschliessende Malmkalk (47) führt eine Verkehrtsserie, deren Bajocian ausschliesslich in der genannten Mordoréfazies vorliegt, an (evtl. schon ultrahelvetisch; s. FRICKER, 1960, p. 43). Die abnormalen Schichtlagen, die in der orographisch unteren Profilhälfte herrschen, sind auf tiefgründigen Hakenwurf zurückzuführen.

B. DIE DETAILPROFILE AUS DEM AUTOCHTHON DES VAL FERRET (Dogger-Malm)

Die Profilreihe, welche die im Val Ferret aufgeschlossenen authochthonen Sedimente erfasst, beginnt bei Champex und endigt in der Combe des Fonds. Die Sedimentbedeckung ist in diesem Gebiet lückenhafter und schlechter aufgeschlossen als am Catogne, so dass Profilabstände von 2 bis 3 km die Regel sind (siehe Fig. 6, p. 372).

Profil 8: An der Strasse Orsières-Champex (Koord.: 575390/96930/1410). Das Profil beginnt am Bach unterhalb der Strasse.

	Moränenschutt.
1. 4 m	ungestörte, schwarze Tonschiefer; Verwitterung rostig fleckig. (1: Aalenian)
2. 7 m	dunkle Kalkschiefer, welche bis zu 40 cm mächtige Bänklein eines harten, feinspätigen Kalkes enthalten. An der Basis Belemniten führend. Der ganze Komplex ist stark von kohriger, graphitischer Substanz pigmentiert.
3. 5 m	dunkelgraue Mergelschiefer.

4. 1 m fast kalkfreie, schwarze Tonschiefer; enthalten Pyritknollen und verwittern zum Teilrostig.
5. 5 m gutgebankter Spatkalk mit dünnen Mergelschiefer-Zwischenlagen, welche schwarze Knöllchen aufweisen (Kondensationserscheinungen).
6. 30 m dunkelgraue, braun verwitternde Echinodermenbrekzie. Wechsel von fein- und sehr grobspäten Lagen. Der Kalk ist im unteren Teil massig und enthält vor allem hier vereinzelte Belemniten; er wird gegen oben zunehmend bankig.
DS: Der Kalzit ist ausschliesslich organogener Herkunft. In Zwischenräumen und vor allem in den schichtparallelen Fugen Anhäufung von opakem, graphitischem Material. Letztere ist für die Schieferung der mehr grobspäten Lagen verantwortlich. Verhältnismässig viel autiger Quarz, wenig Serizit und Limonit.
(2–6: unteres Bajocian.) Mit Bruchkontakt folgt:
7. 20 m stark verschieferter und zerdrückter Mergelkalk, wie in Profil 9 Nr. 3, beschrieben.
(7: Argovian). Mit tektonischem Kontakt folgt:
8. 8 m dunkelgraue, braun verwitternde Echinodermenbrekzie. Dieses Spatkalkniveau führt 200 m nordöstlich in seinem Dach deformierte Parkinsonien.
(8: unteres Bajocian.)

Das Profil 8 gibt uns den grösseren Rahmen zum nächstfolgenden Profil 9, das vor allem wegen seiner Fossilien wichtig ist. Es beginnt mit typischen Aaleniantonschiefern. Der Kontakt zum Kristallin ist nicht aufgeschlossen. Er dürfte, nach der Intersektion zu schliessen, nur wenig westlicher liegen. Das echinodermen-späte Bajocian ist, wenn wir vom mergelreichen Vorkommen von Sembrancher absehen, hier erstmals vorhanden. Schon wenig nördlicher, beim Signal de Champex (Pkt. 1473) ist es vollständig verschwunden.

Der Spatkalk (8), welcher über den Mergelschiefern des Argovian nochmals einsetzt, gehört zu einer zweiten, normalliegenden Bajocianschuppe. Wir finden in seinem Dach dieselben, hier allerdings stark deformierten Ammoniten wie im Profil 9.

Profil 9: 100 m westlich von Profil 8, im verlassenen Schieferbruch (Koord.: 975450/97050/1410). Siehe Fig. 6.

- Moränenschutt.
1. 15 m Relativ feiner, dunkelgrauer Spatkalk (Echinodermenbrekzie); im tieferen Teil mit dünnen, kohligen Schieferzwischenschaltungen, oben gut gebankt.
(Unteres Bajocian.)
Im Dach zwei Kondensationshorizonte wechselnder Mächtigkeit (1–30 cm), welche gut erhaltene, phosphatisierte und pyritisierte Fossilien (Belemniten, Ammoniten, Brachiopoden, Lamellibranchier) lieferten. Die in der Fossilliste (p. 412) beschriebenen Stücke stammen aus dem unteren, bedeutenderen Horizont.
(Mittleres-oberes Bajocian)
Die Kondensationshorizonte sind leicht tektonisiert, mit scharfer Grenze folgt: dichter, knorriger schiefriger und gelbfleckig verwitternder Knollenkalk. Grobbankige Absonderung, welche schöne Schrägschieferung zeigt. Der Mergelgehalt nimmt gegen oben zu. Ein kalkiges Niveau, 2 m über der Basis, führt viele gut erhaltene Phylloceraten und glattchalige Brachiopoden, sonst sind vor allem Belemniten und Aptychen vorhanden (Fossilliste p. 420).
- DS: Die in einer kalkig-mergeligen Grundmasse schwimmenden, linsenförmigen Komponenten eines feinkörnigen Kalkes werden bis zu 5 mm gross und sind gegen oben und unten durch schwarze Tonhäute scharf begrenzt (pseudokonglomeratische Struktur). Grosser Gehalt an autigem Albit und Serizit. Quarz und Ankerit zurücktretend. Vor allem die Kalkkomponenten enthalten viele Mikrofossilien: Radiolarien etc.

3. 30 m (obere Grenze nicht aufgeschlossen) ockergelb verwitternder, schiefriger Mergelkalk; frisch dunkelgrau mit mattem Seidenglanz auf den Schichtflächen, pyritreich. Führt in seinem unteren Teil noch dünne Einschaltungen von knolligem Kalk. Neben unsicheren Frassgängen und echinodermenspätigen Nestern sind vor allem Belemniten und kleine Phylloceraten zu beobachten. Letztere stehen wegen des Clivages, das vor allem die kalkreicher Lagen erfassste, schief in den Schieferplatten. Die Schiefer sind in früherer Zeit abgebaut worden.
 DS.: Feinkörniges Aggregat von Kalk, Ton und graphitischem Material; zusätzlich autogene Neubildung von Albit, Quarz und Serizit. Vereinzelte kleine Komponenten von Kalk wie in (2).
 (2–3: Argovian.)
 Moränenschutt.

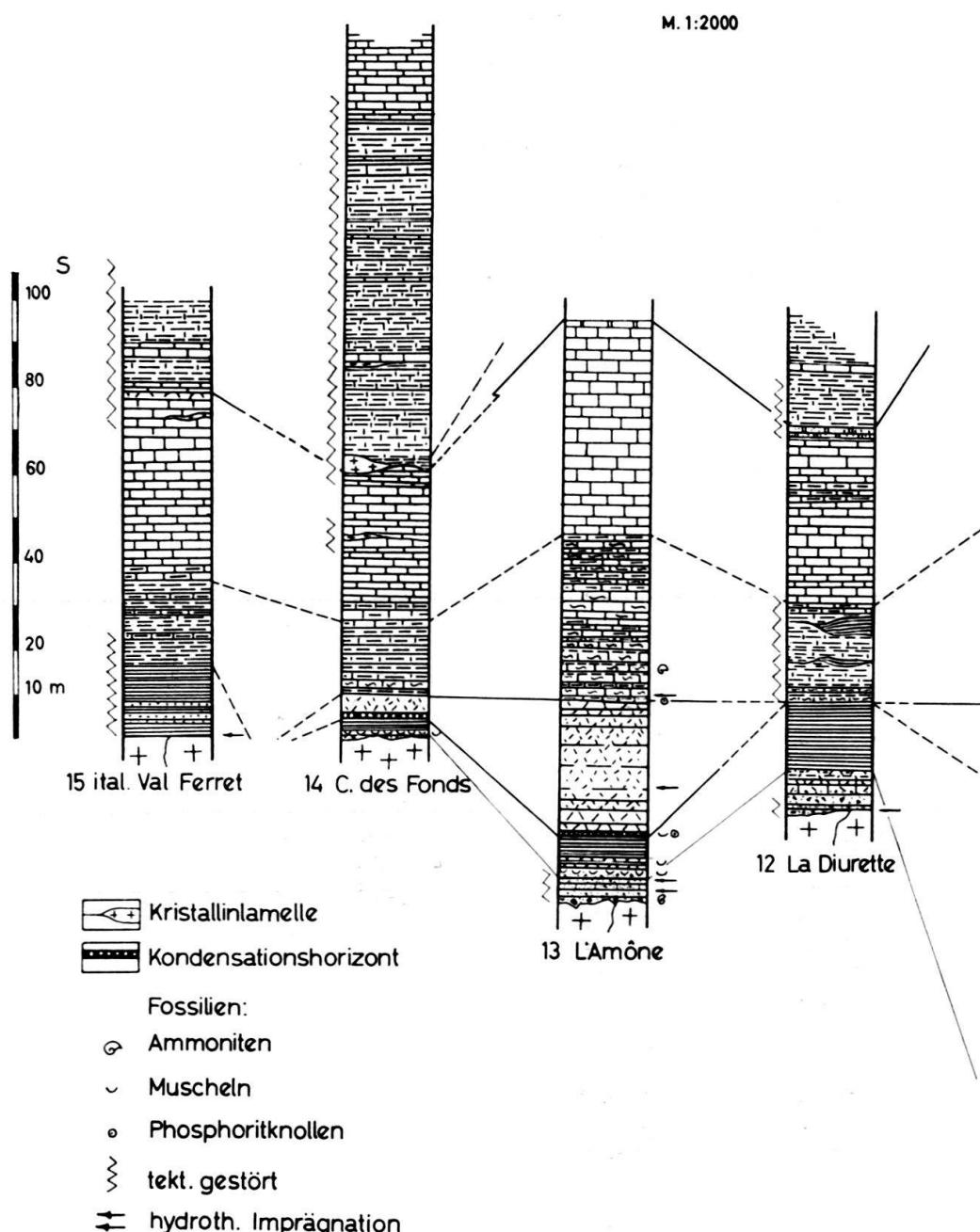
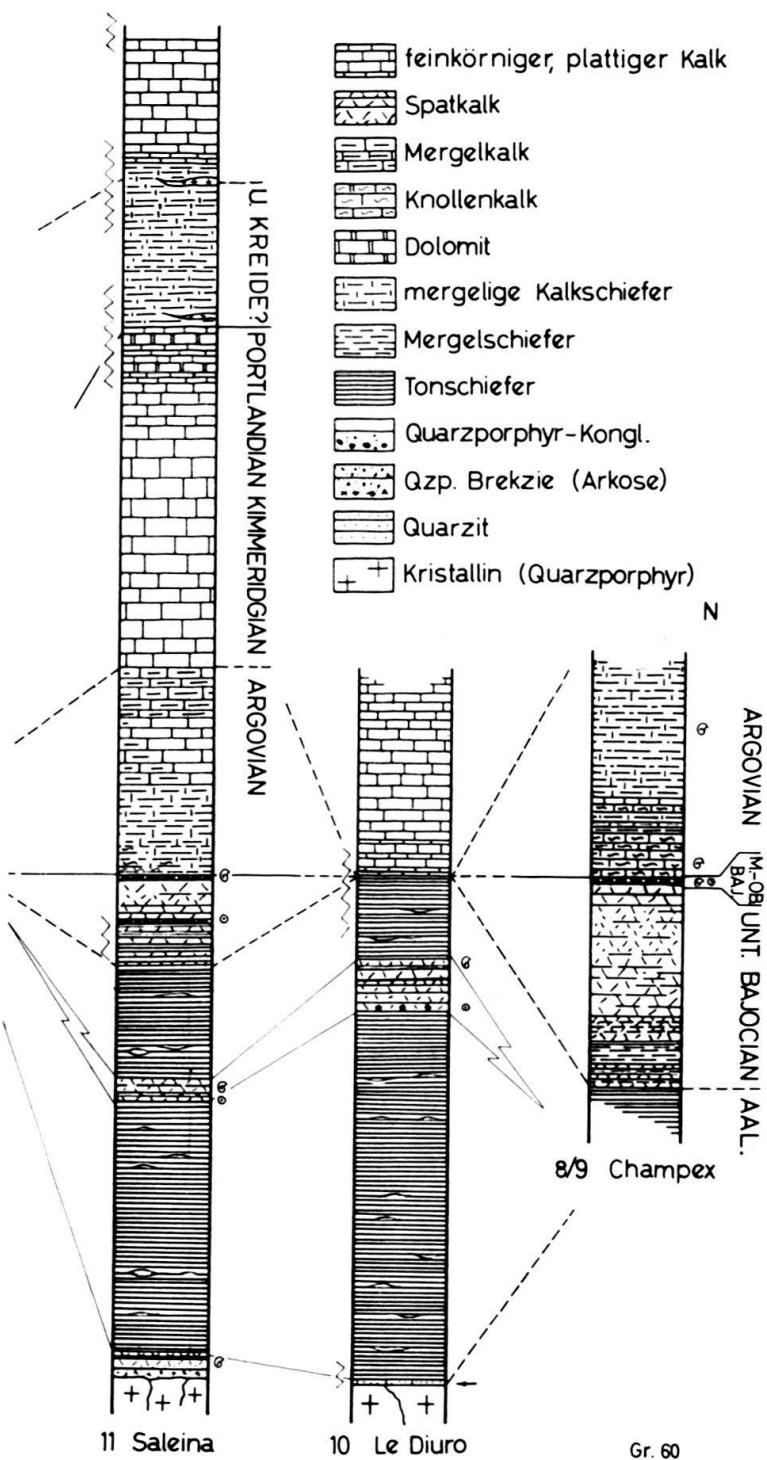


Fig. 6. Stratigraphische Profilserie durch das Autochthon des Mont Blanc-Massivs

Das Profil ergänzt das vorangehende in seinen gestörten Partien. Der Bajocian-Spatkalk (entspricht im Profil 8 der Schichtnummer 6) endigt mit dem typischen, hier datierten Kondensationshorizont. Der basale Knollenkalk des Argovian, der direkt darüber folgt, ist hier ausgesprochen fossilreich. Der darüber einsetzende, schiefrige Mergelkalk gehört noch zu demselben Zyklus (Schiltschiefer).



(Dogger-Malm) im Val Ferret. (Die Profilnummern entsprechen denen im Text).

Profil 10: In der Erosionsrinne des Wildbaches Le Diuro (Koord.: 574780/95050/1400). Siehe Fig. 6.

Das Profil ist typisch für die Verhältnisse zwischen Som la Proz und Issert. Die Aalenian-Tonschiefer ruhen hier mit tektonisiertem und zusätzlich hydrothermal vererztem Kontakt auf dem Kristallin. Die dünne, basale Quarzit- oder Spatkalklage, die das Aalenian normalerweise einleitet, fehlt, oder ist stark ausgewalzt. Waren die Schiefer bei Champex nur schwach entwickelt (Profile 7 und 8), so setzen sie am Hang hinter Som la Proz unvermittelt mit grosser Mächtigkeit ein. Schon im Torrent von Prénondes, wo eine grosse Schutthalde von einem intensiven, früheren Abbau zeugt, erreichen sie ein neues Maximum (~ 200 m). Die Schiefer, welche hier sicher zusätzlich noch tektonisch angehäuft sind, enthalten in ihrem oberen Teil erstmals ein noch wenig mächtiges Spatkalkniveau. Die für dieses Gebiet typische Einschaltung ist im Torrent von Diuro schon besser ausgebildet; sie lieferte hier einige Fossilien (Belemniten, Ammoniten). In diesem Profil herrschen auch hinsichtlich der Mächtigkeit normalere Verhältnisse. Der übrige Dogger, der südlich von Champex rasch verschwindet, fehlt; der mächtige Malm überlagert das Aalenian mit einem tektonischen Kontakt.

Profil 11: Nordflanke des Durchbruches der Reuse de Saleina, Praz de Fort (Koord.: 574560/92690/1360). Siehe Fig. 6 und 7.

1. Kristallin: Heller, bräunlichgrauer, rostig anwitternder Quarzporphyr. Mit stratigraphischem Kontakt folgt:
2. 2 m dunkelgrauer, feindetritischer, kalkfreier Quarzit. Bildet eine mit einer unregelmässig knorriegen Oberfläche endigende Bank; in der Verwitterung schwer vom Liegenden zu unterscheiden.
DS: In feiner, serizitischer, graphitischer Grundmasse feinkörniger, eckiger Quarz- und Feldspatdetritus: 45% Quarz; 25% Feldspat, stark zersetzt, saurer Plagioklas und mikropegmatitischer Orthoklas vorherrschend; vereinzelte grössere (2–3 mm) Quarzporphyrokristalle, die rund bis angerundet sind.
Mit scharfer, tektonisch beanspruchter Grenze folgt:
3. 1,5 m knorrig schiefriger, von Tonhäuten durchzogener Spatkalk, dunkelgrau. Unten noch sandig, oben sauberer und gebankt. Enthält hier Phosphoritknollen und schlecht erhaltene Fossilien (Limiden, Pectiniden und Echinodermenreste).
500 m südlich, am Gegenhang, lieferte dasselbe Niveau neben Muscheln bestimmbare Ammoniten [u. a. *Ludwigia murchisonae* (Sow.)]. Die Fossilien liegen in einem Spatkalk, welcher reich an detritischem Quarz und Feldspat ist (siehe p. 403).
4. ~ 60 m Aalenian-Tonschiefer; an der Basis eine 20 cm mächtige, feinspätige Fossilbank, welche, wie die unmittelbar anschliessenden Tonschiefer, viele, rostig anwitternde Terebrateln enthält.
Die schwarzen, kalkfreien Tonschiefer sind trotz der starken Schieferung auffallend kompakt geschichtet und ungestört; Verwitterung braunschwarz. Sie enthalten stellenweise kleine Spatkalklinsen und harte, kieselige, pyritische Knollen. DS: durch eine solche Knolle: Mikrokristallines, stark mit opaker Substanz (Pyrit ?, Graphitoid ?) pigmentiertes Quarzagggregat. Enthält viele grössere (autogene) Quarzkörper und etwas Kalzit, letzterer meist in Form von Schalentrümmern und Mikroorganismen. Im Zentrum der Knollen ein Nest von Pyritkristallen.
5. 4–5 m dunkler, gelb bis rotbraun verwitternder, feinspätiger Kalk; eisenreich, vereinzelte grössere Kalzittäfelchen. Fällt im Wandabbruch durch Schrägschieferung auf (kompetenteres Niveau).

DS.: Vorwiegend aus Echinodermenträmmern bestehend; vereinzelte, detritische Quarzkörner (2–5%), stellenweise durch opakes, limonitisches bis bituminöses Material verunreinigt.

Unten eine schiefrige, tonige Zwischenschaltung mit bis nussgrossen, schwarzen Phosphoritknollen und schlecht erhaltenen, gerollten Fossilien.

DS. durch eine solche Knolle: Begrenzung zum Nebengestein unregelmässig nierig. Die dunkelbraune, sehr opake Grundmasse enthält viel organogenen Detritus (Echinodermen, Mollusken, Ostracoden und Foraminiferen), detritische Quarzkörner und etwas Serizit. Grössere, gerundete Quarz- und Quarzporphyrkörner sind meistens mit Fe-Hydroxyd umkrustet. Der Phosphorit scheint zusätzlich etwas bituminös und ist an der verwitterten Oberfläche ausgebleicht.

Der über diesem Niveau liegende Spatkalk lieferte neben Belemniten und Lamellibranchiern kleine Lioceraten (Fossiliste p. 407).

- 6. 30–40 m schwarze Tonschiefer, wie unter 4 beschrieben. In den obersten 10 m feine Einschaltungen eines eisenschüssigen Spatkalkes (wie 5). Hier Tektonisierungen, die sich gegen oben verstärken (Knauer von sekundärem Quarz und Kalzit).
(2–6: mittleres-oberes Aalenian.)
- 7. 2 m schwarzer, feinkörniger, schiefriger Kalk. Ist von vielen Tonhäuten durchzogen, vereinzelte Echinodermentäfelchen.
- 8. 0,3 m (maximal) stark zerdrückter Kondensationshorizont, welcher schwarze Phosphoritknollen, schlecht erhaltene Muscheln und Echinodermenreste enthält; etwas pyritisiert. Mit stratigraphischem, doch tektonisch beanspruchtem Kontakt folgt:

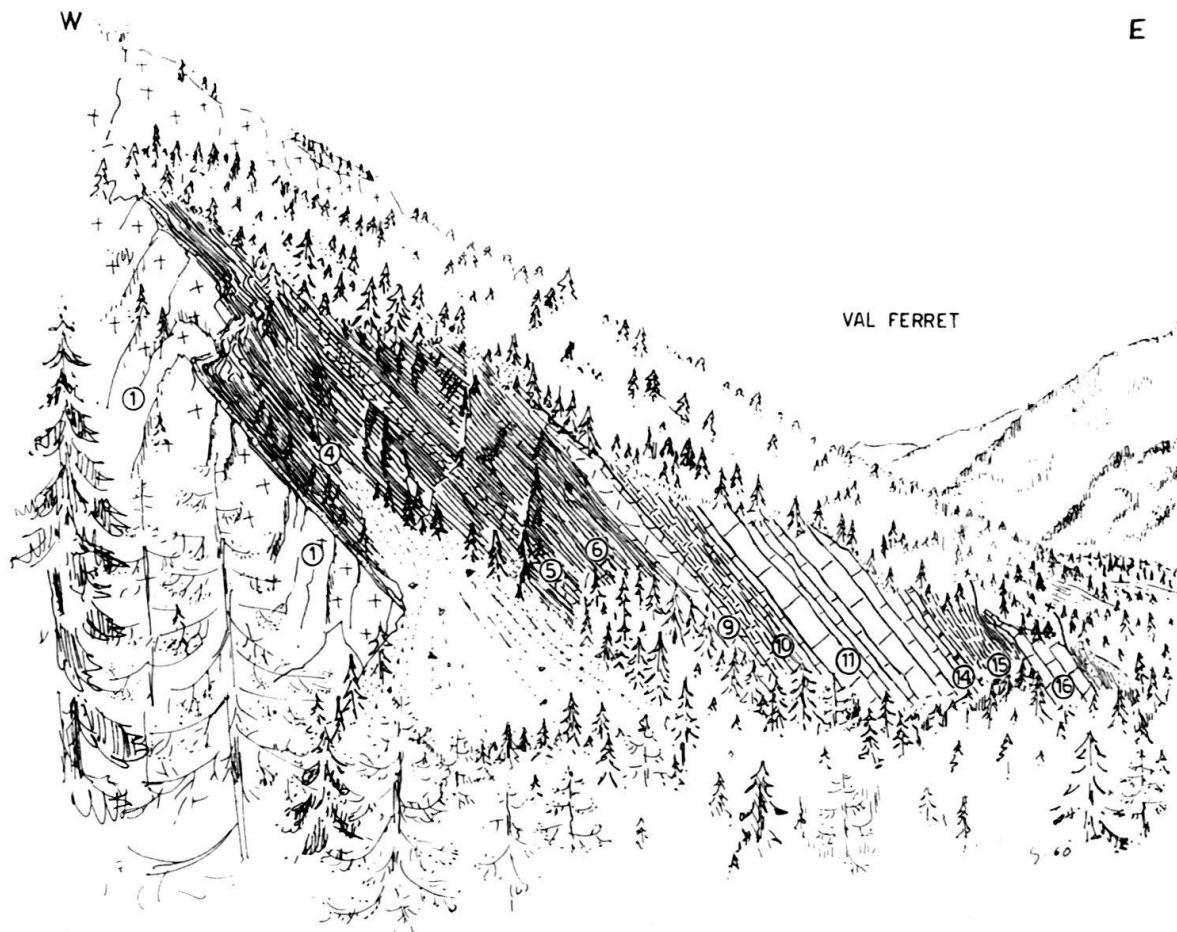


Fig. 7. Profil des Autochthon im Durchbruch der Reuse de Saleina, bei Praz de Fort. Die Nummerierung bezieht sich auf die Beschreibung von Profil 11 im Text.

9. 10 m hellblaugrauer, braun verwitternder, grobspätiger Kalk. Enthält auch feinspätige Einschaltungen. Zuerst gut gebankt, dann massiger werdend.
DS: Der Kalk besteht fast ausschliesslich aus Echinodermendetritus (bis zu 15 mm Ø), in den Zwischenräumen häufig gelbbraun verwitternder Limonit; wenig autigener Quarz.
Im Dach (als knorrige Platte herauswitternd) gut entwickelter, fossilreicher Kondensationshorizont. Enthält neben den Phosphoritknollen vor allem viele Brachiopoden («*Terebratula*» sp.), ferner noch Belemniten, Pentacrinoiden, Lamellibranchier und ein unbestimmbares Ammonitenfragment. Die Fossilien sind in Nestern angehäuft, das Einbettungsmaterial ist feinspätig bis dicht.
(7 [evtl. z. T. 6]-9: Bajocien.)
- Mit scharfer Grenze folgt:
10. 20 m braungrau und fleckig verwitternder, schiefriger Mergelkalk; frische Schichtflächen metallisch glänzend. Ein rascher Wechsel von mergeligen und kalkigen Lagen ergibt einen 5- bis 10-zentimetrischen Bankungsrhythmus. Gegen oben wird die Bankung wegen des Zurücktretens der Mergellagen gröber. Mit einem Übergang folgt:
11. 15 m gelblich bis bläulich verwitternder, plattiger Kalk; im Bruch dunkelblaugrau, pulvrig zerfallend. Schichtoberflächen häufig etwas serizitisch und gestriemt.
12. 10 m schiefriger bis plattiger Mergelkalk (wie 10).
(10-12: Argovian.)
13. 75 m feinkörniger, plattiger Kalk (wie 11). Bildet die zentrale Hauptmasse der Kalkserie, welche schon mit (11) begann. Erscheint im Abbruch kompakt, fast massig; wird erst gegen oben wieder bankiger. Mit scharfer, tektonisierter Grenze folgt:
14. 20 m stark tektonisierte Serie (im Gegensatz zu 13), welche die darunterliegende Kalkmasse abschliesst. Beginnt mit wenigen, stark zerdrückten, rostigen Tonschiefern, welche in Mergelschiefer und plattigen Mergelkalk überführen. Das ganze ist stark gestriemt und von Linsen aus sekundärem Kalzit und Quarz durchzogen; typisch sind weiter rotbraun verwitternde Ankeritkrusten. Der Kalk kann in Verbindung damit dolomitisch werden.
200 m hangaufwärts finden wir dieselbe Zone weniger gestört wieder: Im Dach des Malmkalkes schalten sich hier zwei 1-2 m mächtige Dolomitbänke ein. Der feinkörnige, schon ursprünglich etwas brekziöse, massive Dolomit wurde bei der tektonischen Beanspruchung vollständig zerbrochen; im Gegensatz zum umgebenden Kalk, der nur verschiefert, dafür aber vollständig rekristallisiert wurde. DS: Dolomitische Pseudobrekzie (autigen). Der etwas dunkler verfärbte «Zement» ist voll von Mikroorganismen: Radiolarien vorwiegend, darunter Nasselarien; karbonatisierte Schwammnadeln. Die Dolomitkomponenten sind meist nur undeutlich begrenzt, häufig mit stylolithischen Häuten. Die jungen Bruchspalten sind von Sekundärkalzit erfüllt.
(13-14: Mittlerer bis oberer Malm.)
- 2 m über der oberen Dolomitbank folgt eine von gestörten Tonschiefern begleitete Kristallinlamelle, welche die folgende Serie einleitet (Profilfortsetzung wieder am Talgrund):
15. 15 m feine, bleich gelblich bis blaugrau verwitternde, matt glänzende Mergelschiefer; kalkreich und papierig, häufig gestriemt, nicht gebankt und ohne Flecken, im Gegensatz zu (11).
3 m über der Basis eine härtere, kalkreichere Partie; im oberen Teil etwas mergeliger. Hier Knauer und Linsen aus sekundärem Quarz und Kalzit verbreitet, im Zusammenhang mit einer stark ausgezogenen, maximal 0,5 m mächtigen Kristallinlamelle, welche sich etwa 4 m unter dem Dach einschaltet.
(15: Untere Kreide ?) Rascher Übergang in:
16. 25 m hellblau-grau verwitternder, feinkörniger Kalk. Unten noch stark plattig mit gelben Ankeritstriemen auf den Schichtflächen, oben auch kompakte Bänke enthaltend. Im Dach tektonisch beansprucht, verschiefert und gewellt.

DS: Reiner, regelmässig fein gekörnter Kalk, typisch rekristallisiert. Von einigen feinen, schichtparallelen Häuten, welche Graphit- und Serizitschüppchen enthalten, durchzogen. In einem durchlaufenden Horizont bis zu 2 mm grosse, stark pigmentierte Kalkklümchen, zum Teil zerrissen und gedreht, wahrscheinlich organogener Herkunft (pellets?).

Der Kalk scheint als Ganzes massiger, ist frisch heller und verwittert bleicher als der typische Malmkalk (13).

17. 1–2 m Mylonitzone. Wittert als Rinne zurück; enthält neben dem vorwiegenden tektonischen «Gekröse» noch Kalk- und Tonschiefer.

Darüber folgen mit einer Rippe einige Meter sandigen Spatkalkes typisch helvetischer Fazies, weiter etwa 10 m Tonschiefer mit Einschaltungen von sandigen Mergelschiefern. Alles ist stark gestört und verschwindet in der alten Seitenmoräne des Saleina-Gletschers.

Das leicht zugängliche Saleina-Profil umfasst die vollständige autochthone Serie in einer praktisch ungestörten Abfolge. Das immer noch mächtige Aalenian erscheint erstmals mit einer eindeutigen transgressiven Basis. Die Transgression ist nach Ammonitenfunden an der gegenüberliegenden Talflanke hier als Mittel-Aalenian (*murchisonae*-Zone) datiert. Die immer noch vorhandene, obere Spatkalkeinschaltung (5) lieferte ebenfalls bestimmbare Ammoniten. Das Bajocian (9), das darüber folgt, enthält hier erstmals seine beiden Kondensationshorizonte, an der Basis und im Dach. Darüber setzt das Argovian direkt mit seiner Mergelschieferfazies ein; im Profil gegenüber ist aber der basale Knollenkalk in Form dünner Einschaltungen wieder vorhanden. Der mächtige Malm zeigt zuoberst regressive Züge (autogene Dolomitbrekzien), was uns veranlasst, die direkt darüber folgende Mergelschieferserie (15) in die unterste Kreide zu stellen. Die über der Kristallinlamelle auftretenden Mergelschiefer und der Kalk (16) stellen möglicherweise schon ein tiefstes helvetisches Element dar. Im Dach dieses Kalkes erscheint mit einer ausgeprägten, tektonischen Grenze das übrige Helvetikum.

Profil 12: La Diurette, am Unterlauf des Torrent de Planereuse. Profilbeginn auf 1460 m ü. M., wo der Wildbach einen kleinen Riegel aus Kristallin durchstösst (Koord.: 574000/90280/1460). Siehe Fig. 6, p. 372.

1. Kristallin: Einige Meter eines hellgrauen, oberflächlich verrosteten Quarzporphyrs. Am Sedimentkontakt stark zerbrochen.
2. ca. 1 m Amône-Konglomerat; Mächtigkeit stark wechselnd, zum Teil fehlend. Bis faustgroße, gut gerundete Quarzporphyngerölle; Zement kalkarm, sandig-quarzitisch. Stark verrostet, tektonisch gequetscht.
3. 1 m Quarzporphyrbrekzie, Zement karbonatisch, grössere Komponenten (bis zu 2 cm Ø) meist angerundet.
DS: In kalzitischem Zement, welcher beginnende Dolomitisierung zeigt (idiomorphe Dolomitsklette), Komponenten von Quarzporphyr, Feldspat und Quarz. Erstere stark serizitisiert.
4. 2 m stark verbackene Quarzporphyrbrekzie. Unter den Komponenten wiegt ein weißer Quarzporphyr vor, darunter eine 1 m grosse, stark verschieferte Riesenkomponente (evtl. tektonischer Abkunft). Der dunkelgraue, kalkfreie Zement ist feinsandig-serizitisch. Das Ganze ist stark tektonisiert und mineralisiert (Fe-Hydroxyd).
5. 1 m mächtige, stark verschieferte und verrostete Ruschelzone, welche einen tektonischen Kontakt markiert.
6. 2 m schiefriger, sandig spätiger Kalk; frisch blaugrau, Verwitterung braun, Schieferungsflächen serizitisch. Enthält einzelne grössere Quarzporphyr-Komponenten (bis zu 1,5 cm Ø).

- DS: Mittelkörniger, unreiner Sandkalk. Sandanteil 20%, davon 5% Feldspat und Quarzporphyr. Echinodermendetritus häufig. Schieferung geht auf graphitisch pyritische Tonhämme zurück.
 Der Komplex wird hangaufwärts rasch mächtiger.
7. 2–3 m schwarze, feinspätige Kalkschiefer; tonreich und rostig verwitternd. Mit leicht tektonisiertem Kontakt:
8. 10–15 m reine, schwarze Tonschiefer.
 (2–8: mittleres bis oberes Aalenian.)
 Mit tektonischem Kontakt (Marmorisierungen, tektonisches «Gekröse»):
9. 15–20 m mergelige Kalkschiefer; weiche Mergelschieferzwischenlagen enthaltend. Auf den gelbbraun gefleckten und gestreiften Schichtflächen Serizithäume. Einzelne Einschaltungen von mergeligem Knollenkalk.
 (Argovian.)
 Darin zwei tektonische Einschaltungen von schwarzen, pyritischen Tonschiefern (wahrscheinlich Aalenian); diejenige im oberen Teil ist mit 5 m bedeutender, sie keilt aber bachwärts aus.
 Abgetrennt durch eine dünne Schuttzone folgt:
10. 20–25 m blaugrauer, plattiger Kalk; feinkristallin, mit den typischen gestreiften Serizit- und Ankerithäumen auf den Schichtflächen. Anfänglich noch tektonisch gewellt, mit Dolomitisierungsscheinungen in den Störungszonen.
11. 5 m stark verschiefernde und marmorisierte Zone, die etwas zurückwittert. Material ähnlich (10), doch etwas mergeliger.
12. 10 m plattiger Kalk wie (10), bildet eine neue Felsrippe.
13. 2 m schlecht aufgeschlossene Zone. Im ungestörten Kontakt zu (14) wenige dm reine, schwarze Tonschiefer führend.
14. 2 m braun verwitternder, schiefriger, sandiger Dolomit; stark tektonisiert, durchdringt und leicht marmorisiert.
 DS: Unreiner, limonitischer Dolomit. Zusammensetzung: 50–60% Dolomit, vorwiegend idiomorph kristallisiert; 10–20% Quarz, vorwiegend autigen; 5% detritischer Feldspat; wenig Kalzit und Serizit.
 (10–14: mittlerer bis oberer Malm.)
 Übergang zu (15) mit sandig-serizitischen Kalkschiefern:
15. 15 m (obere Grenze nicht aufgeschlossen) stark gestörte Kalk- und Mergelschiefer; letztere verwittern silbrig und herrschen im unteren Teil vor.
 Die Serie wird durch eine 2 m mächtige, relativ massive Bank eines dunklen, feinkristallinen und leicht serizitischen Kalkes abgeschlossen. Orographisch weiter unten stehen am Abhang weitere, durch Hakenwurf verstellte Mergelschiefer an.
 (Untere Kreide ?)

Dies ist das letzte Profil der zusammenhängenden Zone von autochthonen Sedimenten, die von Saxon her das nordöstliche Mont Blanc-Massiv begleitet. Von hier bis zur Combe des Fonds ist das Kristallin, bis auf das Erosionsrelikt der Amône, von seiner Bedeckung entblößt, bzw. bleibt diese Bedeckung unter dem Talboden verborgen.

Wir treffen hier erstmals das Amône-Konglomerat, das typische Transgressionskonglomerat des Dogger im hinteren Val Ferret, an. Die Brekzien und Kalksandsteine, die es überlagern, werden hangaufwärts (d. h. in nördlicher Richtung) rasch mächtiger (bis 30 m) und erinnern lithologisch stark an die Liasbildung des Mont Catogne. Es handelt sich aber eindeutig um Aalenian. Das übrige, tonschiefrige Aalenian scheint dagegen schon stark reduziert, zum Teil auch tektonisch. Die Spatkalkeinschaltung, die wir ein letztes Mal an der Südflanke des Saleina-Durchbruches angetroffen haben, fehlt, wie auch das Bajocian. Der

Malm folgt mit einer Argovianbasis mit typisch tektonischem Kontakt (Aalenianschuppen!) und endigt wieder regressiv (sandig dolomitisch).

Profil 13: An der Südflanke der Sedimentplatte gegenüber dem Weiler l'Amône (Koord.: 573110/87870/1610). Siehe Fig. 8. Profilbeginn oben in der Platte auf 1750 m ü. M., wo das Profil vollständiger ist.

1. Kristallin: Hellverwitternder, grünlich- bis bläulichgrauer Quarzporphyr. Die stark zersetzenen Feldspateinsprenglinge überwiegen zahlenmäßig jene aus Quarz. Kontaktwärts etwas verrostet. Auf einer unregelmässigen, etwas geklüfteten Oberfläche folgt mit praktisch ungestörtem Kontakt:
2. 0,5–2 m hartes Amône-Konglomerat. Bildet kompakte Bank, welche häufig noch auf der Quarzporphyrplatte kleben blieb. Ausschliesslich Quarzporphyr-Komponenten mit Durchmessern von 1 cm bis 1 m vorhanden; die grösseren sind immer gut gerundet, die kleineren oft nur angerundet. Zement vorwiegend kalkig, unten stellenweise auch sandig-arkosig (monogen). Enthält vereinzelte kalkige Schalentrümmer und lieferte einen schlecht erhaltenen Ammoniten (*Ludwigia* sp.).
DS: Die grossen Komponenten selbst liegen in einer brekziösen, kalzitischen Matrix. Ihre bis zu 3 mm grossen Komponenten sind eckig bis angerundet. Zusammensetzung: 35% Quarzporphyr- und Feldspatmaterial, leicht zersetzt (saurer Plagioklas und mikropegmatitischer Kalifeldspat); 15% Quarz; der Rest wird durch ein grobkristallisiertes, sandig-serizitisches Kalzitbindemittel gebildet.
Die unregelmässige Oberfläche der Konglomeratbank ist wegen des hinunterfliessenden eisenhaltigen Wassers (Verwitterung des hydrothermalen Pyrites) von Fe-Hydroxyd überkrustet.
Mit scharfem Kontakt folgen einige Quarzitbänke, die hangaufwärts eine grössere, glatte Platte bilden:
3. 0,5 m hellgrauer, rostig verwitternder, kalkfreier Quarzit; starke hydrothermale Pyritisierung.
DS: In feinkörnigem Quarz-Serizit-Zement brekziöse Komponenten von Quarz (30%), meist rekristallisiert und von stark zersetzenem Feldspat (inkl. Quarzporphyr 20%); vereinzelte Titanitkörper.
4. 3 m gut gebankter, quarzitischer Kalksandstein; Verwitterung braungrau, unten noch kalkfrei.
DS: In unreiner, sekundär grob rekristallisierter Kalzitgrundmasse Komponenten von Quarz (20–25%) und zersetzenem Feldspat und Quarzporphyr (10%). Wenig mineralisiert, im Gegensatz zu (3) und (5). Einzelner Schnitt durch einen Cidarierstachel.
5. 1 m stark mineralisierter, rostig verwitternder Quarzit; kalkfrei wie (3).
Es folgt bis zum Plattenabbruch des Bajocian-Spatkalkes eine 2 m mächtige, tektonisierte und verschiefernde Zone aus sandigen Kalk- und Tonschiefern, welche im Dach schlecht erhaltene und zerdrückte Fossilien führt. Diese, das tonschiefrige Aalenian enthaltende Zone liegt nur oben an der Spitze der Platte ungestört vor (siehe Fig. 8). Profilfortsetzung dort, an der Südflanke des kleinen Einschnittes:
6. 2 m dunkelgrau verwitternder, feinkörniger Kalk, frisch schwarz und kohlig; feinsandig, vor allem unten noch brekziöse Quarzporphyrtrümmer enthaltend; zum Teil mergelig, zum Teil grobspätig. Ausgesprochen reich an Fossilien (Lamellibranchier, Brachiopoden, Echinodermen usw.). Die im alten Bergwerksabbaum am Fuss der Platte herumliegenden Fossilien stammen fast ausschliesslich aus diesem Horizont (Fossilliste p. 404).
DS: Zoogener Kalk. Die gut erhaltenen Schalenreste (Prismenstruktur der Lamellibranchierschalen meist noch erkennbar) ruhen in einer unsauberen, kalkigen Matrix, die sehr reich an schwarz färbender, opaker Substanz (Graphit, Markasit, Pyrit, Bitumen) ist. Daneben ist noch feindetrischer Quarz (15%) und schlecht eingeregelter Serizit vorhanden.

Übergang in:

7. 3 m Wechsellagerung von rostigen, schwarzen Tonschiefern und feinspätigen Kalklagen. Beide enthalten noch Fossilien (vorwiegend Echinodermenträümmer). Als Abschluss eine dünne, feinspätige Kalkbank, welche Muschel- und Echinodermenresten enthält.
8. 4 m rostig verwitternde, schwarze Tonschiefer. Enthalten in dünnen Lagen sehr schön erhaltene, pyritisierte Echinodermenträümmer (Pentacrinoidenstielglieder, Cidaridenstacheln) und vereinzelte, auffallend grosse «Posidonien». Im Dach 10 cm knorrige, kalkige Schiefer, welche wieder mehr Fossilien enthalten.
(2-8: mittleres bis oberes Aalenian.)

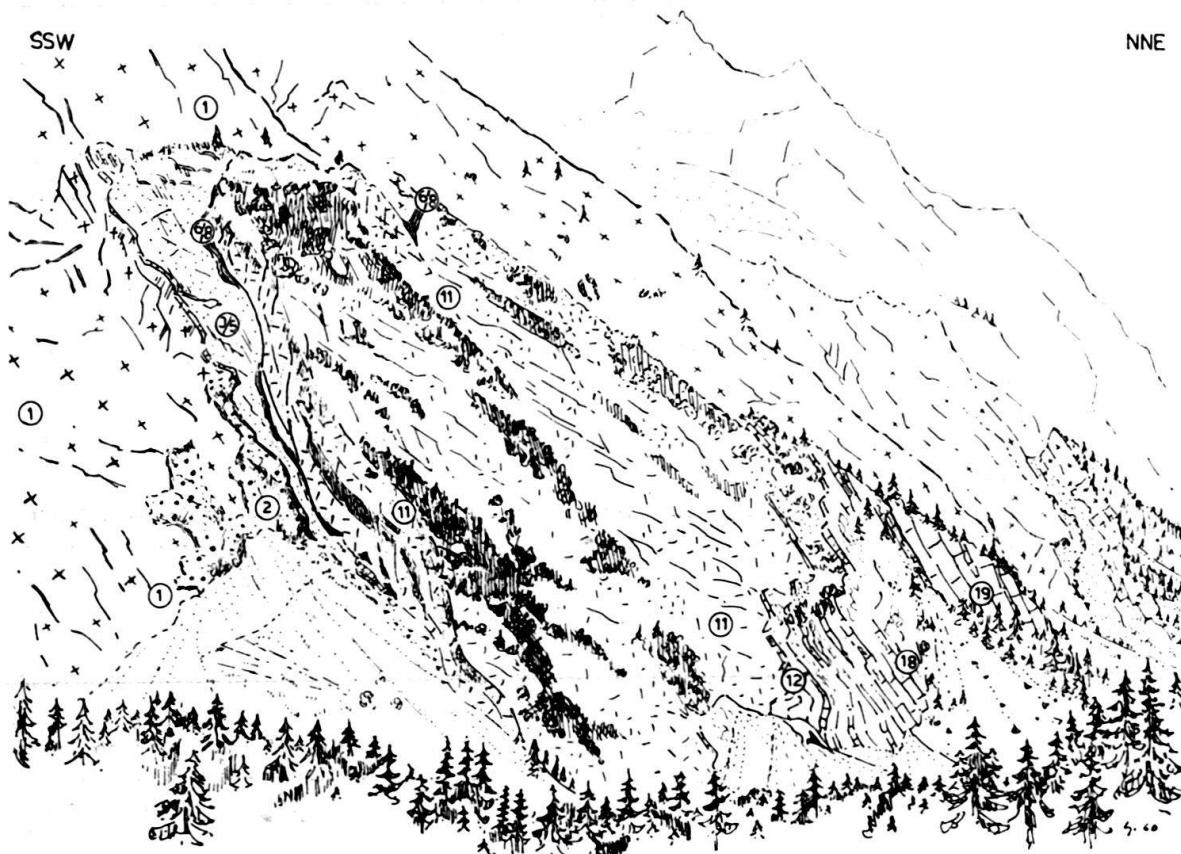


Fig. 8. Die Sedimentplatte gegenüber l'Amône. Im Hintergrund die Platte von La Seilo (Kristallin). Die Numerierung bezieht sich auf die Beschreibung von Profil 13 im Text.

9. 0,1 m Die Masse des Bajocian-Spatkalkes beginnt hier mit:
sehr harter, kieseliger Spatkalk, welcher schwarze, phosphoritisierte Fossilknollen (Belemniten, Lamellibranchier) enthält.
- Profilfortsetzung wieder an der Südflanke der Platte, beim mittleren, kleinen Stollen, wo die basale Aalenianfossilschicht (6) direkt auf eine unregelmässige Quarzporphyrläche transgrediert. Stellenweise ist im Kontakt eine dünne Lage einer groben Arkose vorhanden. Die hier etwas wechselnd 1 bis 2 m mächtige Fossilschicht enthält selbst dünne, feinsandig serizitische Lagen, welche von gelegentlichen Quarz-Feldspat-Einschwemmungen herrühren dürften. Sonst ist der Kalk sauberer als in (6). Er enthält neben den üblichen Muscheln und Echinodermen auffallend viele Korallen (*Thamnastrea* sp.). Der Kondensationshorizont (9) fehlt hier.

10. 6 m sehr grobe, braun und mürbe verwitternde Echinodermenbrekzie. Enthält viele Cidaridenstacheln und Stielglieder von *Pentacrinus*, vereinzelte Belemniten (Fossiliste p. 411).
Der Kalk tritt beim tiefsten Stollen mit dem Kristallin in den direkten, tektonischen Kontakt. Hier ist zusätzlich ein 1–3 m mächtiger, hydrothermaler Quarzkörper eingedrungen, der das Gestein im Kontakt hart und zähe machte. Ohne deutliche Grenze folgt:
11. 30–40 m hell bläulichgrauer bis beiger, marmorierter Spatkalk. Bildet die Platte der Amône. Im Plattenabbruch trotz einer gewissen Schiefrigkeit absolut massiger Aspekt. Plattenoberfläche gewellt und verbogen, im Gegensatz zu den immer glatten Malmkalkplatten.
DS: Sauberer Kalk. Auffallend grosser Quarzgehalt, die typisch autigenen Quarzkörner liegen in feinen Adern oder als isolierte Granoblasten in der rekristallisierten Kalzitmasse. Die Quarzkörner sind häufig fein zerbrochen (beginnende Kataklase).
In ungefähr 20 m Höhe zieht eine 10 m mächtige, auffallend braun verwitternde Zone ein Stück weit mehr oder weniger konkordant durch den übrigen Kalk. Sie ist stark zerbrochen und zeigt Clavage. Nach Stücken aus dem Schutt zu schliessen, handelt es sich um einen feinkörnigen, kristallinen Kalk, der feine Erzeinschlüsse und etwas Quarz führt (hydrothermale Imprägnation).
Profilfortsetzung 200 m nördlich, an der Basis der Kalkplatte (Koord.: 573290/88020/1570):
Im Dach des marmorisierten Spatkalkes ist eine unbedeutende Kondensationslage mit undeutlichen Fossilresten festzustellen.
(9–11: Bajocian.)
Das Hangende folgt mit einem scharfen, durch eine Erzimprägnation gestörten Kontakt:
12. 1 m dunkelblaugrauer, schiefriger Kalk; feinkörnig mit vereinzelten Kalzittäfelchen, nicht fleckig wie (13). Im Gefolge der Vererzung stellenweise vollständig dolomitisiert und mit Pyrit und Hämatit imprägniert.
13. 2 m blau-gelb fleckig verwitternder Knollenkalk, pseudobrekziös; weil von welligen Serizithäuten durchzogen, knorrig schiefrig (DS. wie Nr. 15).
14. 1 m schiefriger, leicht mergelige Kalk; wittert zurück, auf den glatten Schichtflächen gestriemte Serizithäute.
15. 10 m ockerfarbig fleckig verwitternder Knollenkalk; von feinen, graphitischen, serizitischen Häuten durchzogen, knorrig verschiefert. Grobgebakter Aspekt (Bankung bis zu 1 m) wegen dünner, glatter Kalkschieferlagen, die zurückwittern.
DS: In einer gleichmässig kristallisierten, etwas unsauberem Karbonatgrundmasse schwimmen isolierte Fetzen eines mikrokristallinen, schwarzen Kalkes, welcher Spuren von Mikrofossilien und autogene Mineralkörper (Quarz und Albit) enthält. Im Gegensatz zu (13) überwiegt hier die makroskopisch ockerfarbig verwitternde Karbonatmasse. Sie besteht aus einem Kalzit-Ankerit-Kristallfilz; Ankerit ist durchwegs idiomorph kristallisiert (Rhomboeder). Wegen der innigen Vermengung von Kalzit und Ankerit reagiert das Gestein bei der Behandlung mit HCl anfänglich noch stark. Der Komplex ist fossilführend: Belemniten (vorw. kleine Hiboliten), Ammonitenspuren, Aptychen, Brachiopoden und selten Cri-noidenreste.
16. 1 m stark verschieferte, mergelige Kalkschiefer, die zurückwittern.
17. 10 m braungrau verwitternder, leicht knorrig schiefriger Kalk; glatter und mergelige als (13) und (15). Gegen oben massiger werdend, bildet die erste Platte.
18. 10–15 m Wechselleagerung von knorrigem und fleckig verwitternden, serizitischen Kalkschiefern und leicht marmorisierten, glatten Kalkschiefern mit Ankeritstriemen. Erstere zeigen Transversalschieferung, letztere wittern zurück und nehmen gegen oben überhand. Bilden weitere Platten.
(12–18: Argovian.)

- Übergang in:
19. 40–50 m fleckig verwitternder, plattiger, feinkristalliner Kalk; mit Serizithäuten auf den Schichtflächen. Abschliessend eine 1 m mächtige, ockergelb fleckig verwitternde Knollenkalkbank (ähnlich 15), welche Brachiopoden führt.
(Mittlerer-oberer Malm.)

Das beschriebene Profil ist ein Sammelprofil, da vor allem wegen der auftretenden tektonischen Störungen der Beobachtungsraum erweitert werden musste.

Die Sedimentserie ruht mit einem eindeutig stratigraphischen Kontakt auf dem Kristallin⁸⁾ und beginnt mit einem Transgressionskonglomerat, dem nach der Lokalität benannten «Poudingue de l'Amône» (DUPARC & PEARCE, 1898). Darüber folgen, wie schon im Profil 12, wenige Meter brekziöser Quarzit und Sandstein.

Das darüber einsetzende, restliche Aalenian ist wegen seiner inkompetenten Beschaffenheit häufig gestört und ausgequetscht. Die stratigraphische Stellung und das Alter der darin enthaltenen Fossilschicht war darum lange Zeit unklar. Die Fossilien – es sind vorwiegend gut erhaltene Muscheln –, die im Abraum der ehemaligen Pyritmine massenhaft gefunden werden können, stammen fast ausschliesslich aus einem bis zu 2 Meter mächtigen Horizont an der Basis der Aalenianschiefer. Das gesamte Aalenian ist vom Profil 12 weg weiter auf 7 m reduziert worden und macht hier schon einen ausgesprochen neritischen Eindruck.

Der Kondensationshorizont an der Basis des folgenden Bajocian ist nur unbedeutend. Der Bajocian-Spatkalk erreicht in diesem Profil sein Mächtigkeitsmaximum. Er ist auffallend stark marmorisiert, wahrscheinlich im Zusammenhang mit hydrothermalen Imprägnationen. Das Argoian setzt wieder mit scharfer Grenze ein. Es ist ausgesprochen kalkig; vor allem die Knollenkalkfazies (Schiltkalk) ist verbreitet. Der Malmkalk folgt mit einem Übergang und wird durch eine knollige Kalkbank abgeschlossen.

Vor allem lithologische Kontakte sowie Klüfte sind häufig von hydrothermalen Lösungen durchfahren worden. Imprägnations- und Verdrängungerscheinungen sind bis zur Basis des Argoian fast in allen Niveaus zu beobachten. Die Horizonte im Übergang zwischen (2/3) und (5/6) sind besonders reich an Erz (Pyrit) und sind in früherer Zeit ausgebeutet worden (Stollen).

Das Profil der Amône ist wegen dieser Erzvorkommen, dann aber auch wegen der Fossilien schon relativ lange bekannt (WILD, 1788; FAVRE, 1867; GERLACH, 1883; GREPPIN, 1876; DUPARC & MRAZEC, 1898; SCHMIDT, 1907). Die eingehendsten Arbeiten, vor allem was die Fossilschicht und ihre Fauna betrifft, sind diejenigen von GREPPIN und SCHMIDT, doch ist das Profil noch nie im Detail publiziert worden.

Profil 14: In der nördlichsten Wildbachrinne des Paquet (Combe des Fonds).

Führt nach der Schneeschmelze nur noch wenig Wasser (Koord.: 572360/85820/2000). Siehe Fig. 6, p. 372.

1. Kristallin: Quarzporphyr, der eine unregelmässige, unebene Transgressionsfläche bildet.
2. 1 m (im Durchschnitt) Amône-Konglomerat mit nuss- bis kopfgrossen Quarzporphyrkomponenten; Zement kalkig. Mit leicht tektonisiertem Kontakt (einige aufgeschürzte Konglomeratbrocken) folgt:

⁸⁾ Diese Feststellung steht im Widerspruch zu OULIANOFF (1934), der die Platte als einen tektonischen Schubspan betrachtete.

3. 0,3 m braun verwitternder, feinkristalliner Kalk; frisch schwarz, etwas serizitisch. Das Niveau ist hier fossilleer; 100 m SW, am dritten, grossen Gletscherbach ist es 1 m mächtig und ausgesprochen zoogen (Muscheln, Echinodermen).
4. 3 m schwarze Tonschiefer; verwittern mit rostigen Schichtoberflächen.
(2–4: mittleres bis oberes Aalenian.)
5. 0,3–0,5 m schwarzer, harter, feinkristalliner Kalk, leicht spätig. Enthält viele schwarze Knollen, zum Teil mit konzentrischer Struktur (Phosphorit); die ursprünglichen Fossilien sind nur schwer zu erkennen (viele Cidariden, Belemniten, Muscheln). DS: In unsauberer (sandig serizitisch), kalkiger Matrix zwei Typen von Phosphoritknollen:
1. feinkörnige, amorphe Fetzen, welche voll von kalkigen und kieseligen Mikrofossilien (Foraminiferen, Schwammnadeln etc.) sind.
 2. konzentrisch gebaute Aggregate; im Kern Fossilrest (z. B. Bryozoe), darum herum feine Zonen von braun verfärbtem Phosphorit; vereinzelte detritische Quarz- und Seriziteinschlüsse (siehe p. 409, Fig. 11).
6. 3–5 m hellbeiger, bräunlich verwitternder, kristalliner Spatkalk. Unten noch knorrig schiefrig, gegen oben massiger werdend; führt vor allem hier viele Echinodermenreste (Cidaridenstacheln). Oft lageweise etwas verkieselt.
(5–6: [unteres] Bajocian.)
7. 35 m feine, bläulich-beige verwitternde Mergelschiefer; wechseln mit dünnen Kalkschieferbänkeln (Bankungsrhythmus 5 cm). Unten einige krümelige, feinknollige Lagen, nach etwa 15 m wird die Serie kalkiger und die Bankung gröber (20 cm). Mergelschiefer stellenweise leicht sandig.
8. 0,2–0,5 m stark ausgezogene Kristallinlamelle (Quarzporphyrymylonit).
9. 15 m feinkörniger, plattiger Kalk [wie (7) oben]; etwas tektonisiert und marmorisiert, vor allem in der Nachbarschaft der Lamellen.
(7, 9: Malm, inkl. Argovian.)
10. 0,1–0,2 m stark ausgewalzte Kristallinlamelle; ist 50 m südlicher noch 5 m mächtig.
11. 1 m schwarze, tonreiche Mergelschiefer.
12. 20 m feinsandige, serizitische Kalkschiefer, mit tonreichen Einschaltungen. Oberste 3 m massiger (leicht marmorisiert). Tektonisches «Gekröse» ist verbreitet.
DS: Feinkörniger Kalk; enthält feine, graphitische Serizithäute und lagig eingeordneten, autigenen Quarz (5%).
13. 0,5 m stark mylonitierte Kristallinlamelle; der Kalk darunter leicht, der darüber stark marmorisiert.
14. 2 m hellblaugrauer bis weißer, zuckerkörniger Marmor; bildet massive Bank.
15. 50–60 m dunkle, düstere Mergelschieferserie; macht einen gestörten, unruhigen Eindruck (viel tektonisches «Gekröse», Mikrofaltungen). Rascher Wechsel (im Millimeterbereich) von grauen Kalk- und schwarzen Tonlagen, auch dünne Einschaltungen von Tonschiefern und von Kalk. Letzterer ausgebleicht und marmorisiert.
In der oberen Hälfte herrschen die kalkigen Einlagerungen vor: Wechsellagerung von Bänkeln eines dunklen, dunkelgrau verwitternden, schiefrigen Kalkes und dünnen, etwas silbrig verwitternden Tonzwischenlagen. Die Serie ist immer noch stark tektonisiert. Übergang in:
16. ~30 m dunkler, mehlig blaugrau verwitternder, schiefriger Kalk. Bildet die Platte an der Westflanke der Combe des Fonds.
DS: Relativ reines, feinkörniges Kalzitaggregat; einzelne schichtparallele Adern mit hellem Sekundärkalzit, in Nestern Anreicherungen von schwarzer, graphitischer Substanz, einzelne autogene Quarz- und Albitkörper. Unsichere Spuren von Mikroorganismen.
(11–16: Malm? des basalen Helvetikum s. s.)

Das Profil 14 ist ein typisches Profil der vorderen Combe des Fonds, wo noch eine relativ ungestörte autochthone Serie vorliegt. Ein Profil aus der unmittelbaren Nachbarschaft (Sur la Lys: 500 m nördlich unserer Lokalität) wird von

R. TRÜMPY (1954) und in OULIANOFF & TRÜMPY (1958) angeführt. Beide Profile lassen sich noch sehr gut mit demjenigen der Amône vergleichen. Der Dogger ist aber in der Combe des Fonds schon stärker reduziert und seine Ausbildung ist zusätzlich gewissen Schwankungen unterworfen (wechselvolle Küstensedimentation).

Das Autochthon beginnt in diesem Gebiet in der Regel mit einem wenig mächtigen Amône-Konglomerat. Direkt darüber folgt eine sandige Spatkalkbank, die Muscheln (vorwiegend Pectiniden und Limiden), also die typische Fauna der Fossilschicht von Amône enthält. Die Mächtigkeit der Aalenian-Tonschiefer beträgt nur noch 3 Meter, an anderen Orten sogar noch weniger. Das ebenfalls stark reduzierte Bajocian beginnt mit einem sehr schön entwickelten Kondensationshorizont.

Das Argovian setzt direkt mit seiner Mergelschieferfazies ein. Beim 2. Torrent (von Norden gezählt) kann an seiner Basis noch eine dünne Knollenkalkbank beobachtet werden. Der nur noch wenig mächtige, stark verschieferte und etwas marmorisierte Malmkalk folgt ohne scharfe Grenze. Er ist in der mittleren und hinteren Combe des Fonds kaum mehr von seinem Liegenden abzutrennen. In diesem Gebiet führt auch der Malmkalk Kristallinlamellen (8). Die über einem weiteren Lamellenniveau (10) einsetzende Mergelschieferserie und der düstere, schiefrige Kalk, der die Platten an der Westflanke der Combe des Fonds aufbaut, würde dem tiefsten Helvetikum s. s. (Zone 1) angehören.

In der hinteren Combe des Fonds, südlich des grossen Moränenschuttkegels, fehlen bis auf einen kleinen Aufschluss (Koord.: 571790/84460/2280), wo Bajocian-spatkalk mit transgressivem Kontakt auf Kristallin liegt, die autochthonen Doggerbildungen vollständig. Schiefriger Kalk (Malm ?) tritt mit dem Kristallin in direkten tektonischen Kontakt. Die Tektonisierung und die damit verbundenen Verschieferungen und Marmorisierungen erreichen einen solchen Grad, dass die aufgestellten lithologischen Abteilungen nicht mehr auseinanderzuhalten sind. Diese Störungen stehen im Zusammenhang mit den vielen, zum Teil mächtigen Kristallinlamellen, die hier im Süden noch verstärkt auftreten.

Profil 15: Auf der Südseite des Petit Col Ferret, an der linken Seitenmoräne des Gletschers von Pré de Bar, im italienischen Val Ferret (Koord.: 570880/82300/2169). Siehe Fig. 6, p. 372.

Das von M. B. CITA (1953) aufgenommene und publizierte Profil (p. 79 und 80) lässt sich, im Gegensatz zu den noch südlicheren, sehr gut mit den Profilen der Combe des Fonds vergleichen. Die Verhältnisse haben sich vom Petit Col Ferret an wieder etwas normalisiert. Die tektonische Beanspruchung war schwächer, die Kristallinlamellen keilen nacheinander aus.

Das Profil beginnt mit Tonschiefern (Aalenian ?), die mit einem tektonischen Kontakt einsetzen und als Neuheit quarzitische Einschaltungen führen. In den darüber folgenden Mergelschiefern vermuten wir das Argovian, im marmorisierten Kalk den restlichen Malm. Im Dach dieses Kalkes findet sich interessanterweise eine normalstratigraphische Einschaltung einer 1,5 m mächtigen Spatkalkbank.

Das Helvetikum s.s. beginnt mit einer relativ mächtigen, stark tektonisierten Mergelschieferserie. Darüber folgt dann nach einer kurzen und schlecht aufgeschlossenen, tonschiefrigen Einleitung der Bänderkalk (Bajocian) der helvetischen Zone 3.

Das Helvetikum des italienischen Val Ferret

Das Helvetikum s.l. im italienischen Val Ferret und Val Veni, der südlichen Verlängerung unseres Untersuchungsgebietes, wurde in jüngster Zeit von M. B. CITA (1953) bzw. P. ELTER (1954) bearbeitet. Wir beschränken uns auf einige kurze Hinweise, die um so notwendiger sind, als die Fazies dieser Serien schon stark vom Dauphiné-Raum her beeinflusst ist. Gewisse Probleme lassen sich wahrscheinlich nur unter diesem Gesichtspunkt lösen.

Etwa 5 km südlich von Profil 15, über La Vachey, können erstmals wieder Sedimente im Kristallinkontakt beobachtet werden. Sie sind von dort mit einigen Lücken bis nach Peuterey, eingangs des Val Veni, zu verfolgen.

M. B. CITA betrachtete nur eine tiefste, wenige Dezimeter mächtige Sedimentlage (Konglomerat, Quarzit), die unmittelbar auf dem Kristallin klebt, als autochthon. Sie stellte die folgenden, mehr oder weniger stark dislozierten Serien schon ins Helvetikum, was bei einer streng tektonischen Betrachtungsweise sicher stimmt. Wir haben aber in unserem Gebiet gesehen, dass auch höhere Serien, die auf ihrer inkompetenten Unterlage verschoben wurden – in diesem Sinn also nicht mehr autochthon wären – aus faziellen Gründen immer noch zur «autochthonen Sedimentbedeckung» des Massivs gerechnet werden müssen.

Von diesem Standpunkt aus lassen sich die mächtigen, düsteren, kalk- bis mergelschiefrigen Serien, die den untersten Teil von M. B. CITA's Helvetikum einnehmen und dort als Callovo-Oxfordian einer Verkehrtsserie betrachtet wurden, am besten mit unserem autochthonen Malm (Argovian und Malmkalk) vergleichen, wobei der saubere Malmkalk nur noch eine sekundäre Rolle spielt und zurücktritt. Der autochthone Dogger würde ähnlich wie in der hinteren Combe des Fonds fehlen.

Dieses «Autochthon» kann nur schwer vom sogenannten Helvetikum s.s. abgetrennt werden. Vor allem darum, weil sich in den in Frage kommenden, stratigraphisch höheren Serien das Autochthon nicht mehr in einer speziellen, neritischen Fazies manifestiert und sich gegen das Faziesgebiet des Dauphiné hin eine allgemeine Fazieskonvergenz bemerkbar macht. Tektonische Hauptbewegungsflächen zeichnen sich in diesen vorwiegend inkompetenten Schichten nur unklar ab und Kristallinlamellen sind keine zu beobachten. Der Bänderkalk (helvetisches Bajocian) ist das erste sicher helvetische Niveau in jenen Serien.

Bei Peuterey, im einzigen autochthonen Profil des Val Veni (P. ELTER, 1954) stellen sich wieder normalere Verhältnisse ein. Die wenig mächtige Serie ist wieder gut gegliedert und erinnert mit einem Spatkalkhorizont (Dogger?) und einer brekziösen, ankeritischen Kalklage (Argovian?) am ehesten noch an die Situation am nordöstlichen Mont Blanc-Massiv.

STRATIGRAPHIE

I. Stratigraphie der autochthonen Sedimentbedeckung des Mont Blanc-Massivs

Die ehemalige Sedimentbedeckung des zentralen und nordwestlichen Mont Blanc-Massivs liegt heute abgesichert in der Mörclès-Decke vor. Der Verkehrtschenkel dieser grossen Deckfalte wurzelt bekanntlich in der Sedimentzone von Chamonix, während der Normalschenkel den rückwärtigen Teilen des Massivs entspringt (LUGEON, 1914; STAUB, 1937 u. a.). Die zurückgebliebenen autochthonen Sedimente des nordöstlichen Mont Blanc-Massivs, unseres Untersuchungsgebietes, entsprechen strukturell den internsten, bei Chamoson nicht mehr aufgeschlossenen Teilen dieses Normalschenkels.

Die bisher angewandte lithostratigraphische Gliederung der autochthonen Serie beruht grossenteils auf Vergleichen mit den gut bearbeiteten und meist datierten Sedimenten der Mörclès-Decke (BONNARD, 1926; COLLET, 1943). Diese Gliederung musste zum Teil wegen der bei der Detailkartierung neu gewonnenen Übersicht, zum Teil wegen Fossilfunden überarbeitet und revidiert werden.

Die 300 bis 500 Meter mächtige Normalserie transgrediert im Norden (Catogne), wie wir gesehen haben, mit einer Triasbasis, im Val Ferret mit Doggerbildungen auf das Kristallinmassiv. Die jurassischen Sedimente bilden den dominierenden Teil der Serie. Da die stratigraphisch höheren Einheiten, der Dogger und der Malm, am Catogne in verstärktem Masse gestört sind, werden wir uns bei ihrer Besprechung, wie schon im Regionalteil ersichtlich ist, vorwiegend auf Beobachtungen im Val Ferret stützen.

A. KRISTALLIN

Wir behandeln einleitend kurz die kristalline Unterlage der zu besprechenden Sedimentserie; um so mehr, da das Komponentenmaterial der häufigen, detritischen Bildungen fast ausschliesslich daraus stammt. Die Beobachtungen, die mehr am Rande anlässlich von Profilaufnahmen gemacht wurden, sind nicht lückenlos und beschränken sich auf die äusserste Quarzporphyrrzone, die mit den Sedimenten in Kontakt tritt.

Nach den Arbeiten von GRAEFF (1894) und DUPARC & MRAZEC (1898), die sich eingehend mit dem Kristallin des Catogne, bzw. des Mont Blanc-Massivs befassten, besitzt die zentrale Protoginmasse des Mont Blanc einen Mantel aus kristallinen Schiefern, der seinerseits von intrusiven Quarz- bzw. Granitporphyrgängen durchsetzt ist. Die Glimmerschiefer treten aber am Rand unseres Untersuchungsgebietes zurück und fehlen am Sedimentkontakt überhaupt. Wir befinden uns im Gebiet der sogenannten «Quarzporphyre des Val Ferret» (DUPARC & PEARCE, 1897).

Die im Mittel 1500 bis 2000 Meter mächtige Injektionszone erfährt gegen Süden eine Reduktion und keilt wenig südlich der Landesgrenze, bei der Einmündung des Gletschers von Pré de Bar, aus. Weiter südlich, im italienischen Val Ferret, treten die Sedimente mit dem Protogin in direkten Kontakt (s. DUPARC & MRAZEC, 1898; M. B. CITA, 1953).

Der massive, grau bis graugrün gefärbte Quarzporphyr bleicht bei der Verwitterung oberflächlich aus. Meistens lassen sich makroskopisch sichtbare Einsprenglinge erkennen, doch kommen auch homogen mikrokristalline Varietäten vor. Zusammenfassend kann aus DUPARC & PEARCE (1897) folgende Charakterisierung entnommen werden: Die Val Ferret-Porphyre sind saure Mikrogranite (im französischen Originaltext als Mikrogranulit bezeichnet) mit zwei Kristallisationsphasen. Die erste umfasst die Einsprenglinge von Quarz, Plagioklas, Mikroklin, Orthoklas, Biotit, Hornblende, Augit, Titanit, Magnetit, Apatit, Zirkon usw. Der Quarz und der saure Plagioklas (Oligoklas bis Andesin) dominieren. Die Einsprenglinge bleiben immer klein (maximal 3–4 mm). Der Quarz ist häufig korrodiert; die Feldspäte und dunkeln Gemengteile sind meist mehr oder weniger stark zersetzt. Die Grundmasse wurde in einer zweiten Phase gebildet. Sie übertrifft mengenmäßig die Einsprenglinge, ist mikrogranitisch und zeigt nie glasige oder felsitische Strukturen. (Aus diesem Grund wäre die Bezeichnung Granitporphyr wohl eher am Platz.) Hier scheinen der Quarz und der Orthoklas zu dominieren; letzterer ist häufig serizitisiert. Schwamm- bis wurmartige Verwachsungen, die zu echten mikropegmatitischen Strukturen führen können, sind verbreitet. Es handelt sich offenbar um mikrogranitische Intrusionen; die Azidität der Plagioklase weist auf ein Ca-armes Magma, ähnlich dem des feinkörnigen Protogins.

Interessant sind die basischeren Gesteinstypen, die als Linsen in den Porphyrt eingeschaltet sind. Ich erwähne hier den von GRAEFF (1894) und von SCHARDT (1894) beschriebenen Quarzdiorit vom Gipfel des Catogne und die Plagioklasamphibolite von Sembrancher (Profil 1, p. 359) und von Champex (Koord.: 575250/97850/1600).

Das Kristallin ist normalerweise noch mehr oder weniger weit hangaufwärts vom autochthonen Sedimentmantel überdeckt. Nur zwischen dem Torrent de Planereuse und der Reuse de l'A Neuve erreicht es den Talgrund. Über 4 Kilometer fehlt hier bis auf das Erosionsrelikt der Amône jeglicher Sedimentaufschluss; die denudierten Quarzporphyr-Platten treten direkt aus der quartären Talfüllung heraus. Hier liegt auch die Kristallinplatte der Seilo (s. OULIANOFF, 1941a). Es ist dies nebenbei die einzige Stelle, wo die kristallinen Schiefer in der Form von intensiv verfalteten, lagigen bis augigen Biotitgneisen, die von vielen aplitischen bis pegmatitischen Injektionen durchsetzt sind, die Flanke des Val Ferret erreichen.

Der Quarzporphyr bildete während des Mesozoikum zweifellos einen zusammenhängenden Mantel über den anderen Massivgesteinen, finden wir doch in den festländischen Schüttungen der Trias und des Jura nie sichere Gneis- oder Granitkomponenten. Das nordöstliche Mont Blanc-Massiv, das als Abtragungsgebiet in Frage kommt, wurde offenbar erst in jüngster Zeit bis auf seinen Protoginkern hinunter entblösst.

B. TRIAS

Die Triasgesteine bilden im nördlichen Teil des Untersuchungsgebietes die Basis der autochthonen Sedimente und markieren als rotbraun verwitterndes Band die Grenze zwischen dem Kristallin und seiner Sedimentbedeckung. Sie sind wegen ihrer orographischen Stellung stets gut aufgeschlossen. Die Trias lagert fast durchwegs mit einem ungestörten, stratigraphischen Kontakt auf ihrer Unterlage. Ihre

maximale Mächtigkeit beträgt ca. 30 Meter. Längs dem Südabfall des Catogne erfolgt eine allmähliche Reduktion auf Null (Aalenian-Transgression).

Die Trias wurde am Catogne erstmals von SCHARDT (1893) und von GRAEFF (1894) erkannt. Beide beschrieben den auffallend anwitternden Dolomit und bezeichneten ihn in Analogie zu den Verhältnissen in der Ostschweiz als Rötidolomit.

GLIEDERUNG, FAZIELLE AUSBILDUNG UND ENTWICKLUNG

(siehe Beschreibung der Profile 1–6 und Fig. 3)

Die Trias unseres Gebietes ist trotz der speziellen paläogeographischen Verhältnisse lithologisch ähnlich dreiteilig wie im Aiguilles Rouges- oder Aarmassiv. Wir erkennen von unten nach oben:

- eine wenig mächtige, brekziöse Basisarkose,
- Dolomit in Rötidolomitzfazies, als Hauptmasse,
- eine Wechsellagerung von Dolomit und Ton- bis Mergelschiefern, welche nur schwer von den Infraliasbildungen abzugrenzen ist.

Die beiden tieferen Glieder sind über das ganze Terrain sauber voneinander zu trennen. Die höchste Abteilung geht allmählich aus dem Liegenden hervor und ist wechselvoller ausgebildet.

1. Basisarkose

Der untere, klastische Teil der Trias ruht diskordant auf den Quarzporphyren des Mont Blanc-Massivs – allerdings ist die Winkeldiskordanz bei der plattigen, sillartigen Absonderung des Porphyrs schwer erkennbar (siehe Fig. 9). Da die

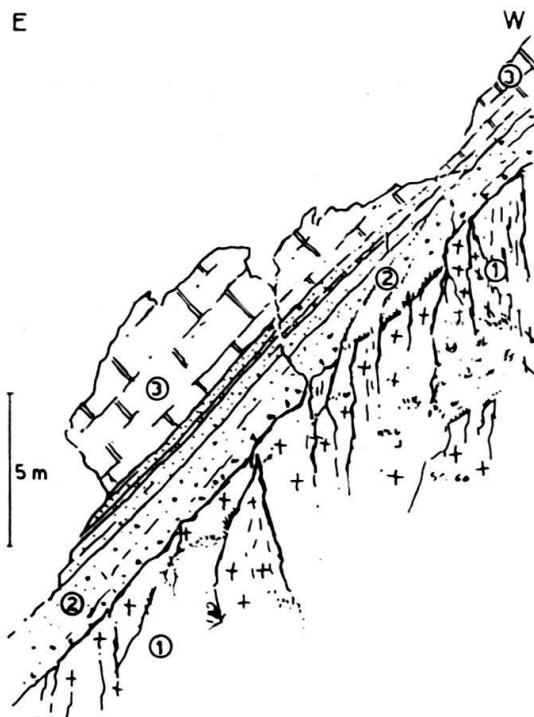


Fig. 9. Transgressiver Sedimentkontakt (Diskordanz) an einer «Triasklippe» am Bonhomme; (1) Kristallin (Quarzporphyr); (2) basale Arkose; (3) Dolomit.

Gesteine am Kontakt zudem leicht tektonisch beansprucht und verschiefert wurden und es sich beim Material der Arkose um verwitterten und umgelagerten Quarzporphyr handelt, ist es, vor allem aus Distanz, nicht immer leicht, diese Basisbildungen vom darunterliegenden Kristallin abzutrennen. Sie wurden auch von SCHARDT übersehen; GRAEFF betrachtete sie als Reibungsbrekzien.

Die Basisarkose wird im Mittel 2 bis 4 Meter mächtig und beginnt in der Regel grobbrekziös mit Komponenten bis zu 5 Zentimetern Durchmesser. Hier ist sie meistens monogen, d. h. der Zement wird durch ein feinkörniges Aggregat aus Quarz und Serizit (Quarzporphyrmehl) gebildet. Die Summe der Feldspat- und Quarzporphyrkomponenten überschreitet immer die Zahl der Quarzkörper. Der Plagioklas ist stets viel reichlicher vorhanden als der Orthoklas. Beim Gestein der tieferen Sedimentlagen handelt es sich um echte Arkosen. Gegen oben vermehrt sich der Quarzdetritus auf Kosten des Feldspates, und ein karbonatischer Zement (Kalzit und Dolomit) wird die Regel. Gleichzeitig sind die Komponenten feiner und besser angerundet (= Subarkose nach PETTIJOHN, 1957).

Das Komponentenmaterial stammt ausschliesslich aus den liegenden Quarzporphyren. Auch dort, wo die eigentlichen Quarzporphyrkomponenten zurücktreten, erkennen wir an den sauren Plagioklasen (Oligoklas-Andesin), den mikropegmatitischen Feldspäten und an der typischen Schweremineraliengesellschaft (Titanit, Apatit, Zirkon) unschwer das Ausgangsmaterial. Das Fehlen von Gneis- und Granittrümmern, die relative Frische der Feldspäte und der monogene Zement beweisen, dass das aus der nächsten Umgebung stammende Material rasch transportiert und abgelagert wurde. Die Schrägschichtung, die grosse Horizontalkonstanz der Schichten und die dolomitischen Einschaltungen, die vor allem im oberen Teil auftreten, zeigen ein aquatisches, wahrscheinlich marin-litorales Abtragungsmilieu an.

Der allmähliche Übergang in den hangenden Dolomit – besonders schön am «Clocher» (Profil 4, Fig. 4) zu sehen – bestätigt für unser Gebiet die These von ROHR (1926) und FRANK (1930), dass es sich bei diesen Basisbildungen nicht um Buntsandsteinäquivalente, sondern nur um eine sandige Transgressionsfazies des Muschelkalkes handelt.

2. Dolomit

Die karbonatische Sedimentation setzt mit dem oben beschriebenen Übergang ein. Es wurden 20–25 Meter Dolomit abgelagert. Die Bedingungen waren aber nicht so konstant wie in der Ost- und Zentralschweiz, wo die entsprechenden Bildungen als Rötidolomit bezeichnet werden; eine von allem Anfang an reduzierte Mächtigkeit und terrigene Einflüsse, die sich nach SW verstärken, bereiten uns auf das totale Auskeilen des Triasdolomites, welches am Felsgrat zwischen dem Belvedère und Champex stattfindet, vor. Der immer mehr oder weniger kalkhaltige Dolomit ist unten sandig und feinbankig, gegen oben wird er grobbankiger bis massig. Seine frische Bruchfarbe ist beige-grau; in der Verwitterung überzieht er sich mit einer dünnen, gelb- bis rotbraunen, staubigen Kruste. Im Schliffbild zeigt sich ein braun pigmentiertes, mikrokristallines Dolomitaggregat. Die tiefsten Gesteinslagen sind noch stark von Quarz- und Feldspatkörnern, die zum grössten Teil detritischen Ursprungs sind, durchsetzt. Höher im Profil sind nur noch ver-

einzelne autogene Quarz- und Albitindividuen festzustellen. Die auffallende Verwitterungsfarbe ist auf fein verteilte Pyritkörper zurückzuführen.

In gewissen Profilen (z. B. Profil 2, siehe p. 361) ist die Dolomitmasse durch eine komplexe, stark wechselnd zusammengesetzte Schieferzone unterbrochen. Einmal sind es Tonschiefer und Rauhwacken, dann Mergelschiefer mit Spatkalklinsen, die uns einen Unterbruch in der ruhigen Dolomitsedimentation anzeigen.

Von besonderem Interesse ist die Kalkarenitlage, die nördlich des Bonhomme (Koord.: 575040/99470/2490) in der oberen Hälfte des Dolomites enthalten ist (siehe Profil 4, p. 364). Das Gestein hat eine mikrokonglomeratische Struktur, wobei die dolomitisierten, meist flach gerundeten (deformierten?) Onkoide schichtparallel eingeordnet sind. Gewisse Partikel aus sandigem Dolomit sind sicher detritischer Herkunft; bei anderen, die einen verwischten, konzentrischen Bau zeigen, könnte es sich um echte Ooide handeln. Bekanntlich geht bei einer synogenetischen Dolomitierung die typische Oolithstruktur verloren (PETTJOHN, 1957), so dass es nicht ausgeschlossen ist, dass das Gestein ursprünglich oolithisch war. Der Zement und der begleitende, gerollte Bruchschill sind kalzitisch (grob kristallisierter Sekundärkalzit). Dieser Umstand lässt daran denken, dass die Dolomitierung der «Ooide» bereits vor der definitiven Ablagerung stattgefunden habe. Selektive, diagenetische Dolomitierungsscheinungen an Ooiden sind aber ebenfalls schon beschrieben worden (z. B. TRÜMPY, 1949).

Dieser Kalkarenit ist keineswegs eine lokale Bildung, im detritischen Lias von Profil 2 (siehe p. 361), sowie im Profil 6 sind Gerölle davon nicht selten. Ein weiteres, allerdings schlecht aufgeschlossenes Vorkommen findet sich auf «Entre deux Chaux» (Profil 2, Nr. 4; siehe p. 361).

Die beschriebenen Dolomite sind frühdiagenetisch aus einem feinen Kalkschlamm entstanden. Trotz der verstärkten terrigenen Einschaltungen, die landeinwärts stattfanden, änderten die Bedingungen nur unwesentlich. Diese sandigen Dolomite sind häufig von synsedimentären Gleitungen gestört. In extremen Fällen wurde der ursprüngliche Schichtverband vollständig zerstört und der aufgewirbelte Schlamm neu sedimentiert. Der Quarz- und Quarzporphyrdetritus ist in solchen Partien häufig vertikal sortiert. Diese Bewegungen lassen auf ein gewisses submarine Relief schliessen. Eventuell genügte aber dazu schon die zusätzliche Belastung des unverfestigten Sedimentes mit dem detritischen Material, wobei namentlich auch an das innere Zerbrechen (Verlust der Thixotropie) von halbverfestigten Sedimenten bei plötzlicher Erschütterung (z. B. Erdbeben) zu denken ist. Die vor allem gegen das Ende der Dolomitzyklen auftretenden Primärbrekzien dürften ebenfalls einen solchen Ursprung haben.

3. Die Bildungen der oberen Trias

In den nördlichen, vollständigeren Profilen (Profile 1–4) endigt die Trias mit einer wenig mächtigen (ca. 5 m) Wechsellagerung von Dolomit und Tonschiefern. Der Dolomit ist häufig primärbrekziös, zum Teil etwas sandig. Die grünlichgrauen bis schwarzen Ton-Mergelschiefer verwittern gelbbraun wie der Dolomit und nehmen gegen oben überhand. Sie können selbst Linsen von aufgearbeitetem Dolomit und von Spatkalk enthalten. Quartenschieferartige Ablagerungen sind

seltener. Wir rechnen diese in Ausbildung und Mächtigkeit von Profil zu Profil wechselnde Zone mit Vorbehalt zum Keuper.

Ein Sonderfall ist das nordöstlichste Profil 1, wo sich über einem geringmächtigen Dolomit und etwas Rauhwacke eine 20 Meter starke, grob kristalline Kalkserie, welche bis zum sicheren Infralias hinauf anhält, einschaltet (siehe p. 359). Eine primäre Spatkalkbildung ist bei den herrschenden Ablagerungsbedingungen unwahrscheinlich. Der Kalk könnte sekundär durch Entdolomitisierungserscheinungen – eine Reaktion, die bei der Einwirkung von gipshaltigen Wässern auf Dolomit (Rauhwacke!) stattfindet – entstanden sein.

Im Profil 5 sind die beschriebenen Obertrias-Bildungen nicht mehr mit Sicherheit zu erkennen, weiter südlich fehlen sie überhaupt. Im Profil 6 endigt die Trias mit zwei Metern einer dolomitischen Brekzie (siehe p. 366).

4. Die Reduktion der Trias (siehe Fig. 3)

250 Meter über Champex (Koord.: 575550/97610/1700) wird die Trias unvermittelt auf ein 1 Meter mächtiges, brekziöses, dolomitisches Schieferband reduziert, welches seinerseits gegen S rasch auskeilt. Obschon hier zusätzlich eine tektonische Störung im Spiel ist, erfolgte die Reduktion sicher primär stratigraphisch, denn vom Bonhomme an südwärts nimmt die Mächtigkeit des Triasdolomites kontinuierlich ab, unter gleichzeitiger Vergrößerung und Anreicherung des beigefügten Quarzporphyrdetritus.

Daneben muss aber gerade im Süden, wo die Obertriasbildungen fehlen, an der Trias-Lias-Wende eine ziemlich starke Erosionsphase angenommen werden. Da in der die Trias abschliessenden Brekzienbank noch dünne Dolomitlagen auftreten, ist es nicht unwahrscheinlich, dass diese Erosion bereits während der Trias begonnen hat.

Die in der Brekzie gefundenen Gerölle beweisen, dass die Erosion an gewissen Orten mindestens bis auf das Niveau der «Oolithbank» hinunter griff.

Der Hauptteil des östlichen Mont Blanc-Massivs war immer triasfrei, denn die Dolomitkomponenten fehlen in den Basisbildungen des Val Ferret vollständig. Wir ahnen die Nähe dieser Kristallinsel aber schon am Catogne, wo die basalen Liasablagerungen neben aufgearbeitetem Dolomit reichlich Quarzporphyrdetritus führen. Dieses Kristallinmaterial tritt erst in den externsten Profilen (1 und 2), wo im Rückland schon eine ausgedehnte Triasbedeckung vorlag, etwas zurück.

FOSSILINHALT UND ALTER

Der Kalkarenit vom Profil 4 lieferte mit seinem in zwei dünnen Lagen angereicherten Bruchschill die einzigen Triasfossilien. Die kalzitischen, negativ herauswitternden Schalen lassen sich nicht aus dem umgebenden Dolomit präparieren. Wir erkennen darunter immerhin Reste von kleinen Muscheln und Gastropoden (u. a. *Loxonema* sp.) und unsicheren Echinodermen und Dentalien. Ganz analoge, in Verbindung mit Oolithen auftretende, typisch germanische Faunengesellschaften sind aus dem Autochthon des Aarmassivs, sowie weiteren externen Massiven der Westalpen (Region von La Mure und Pelvoux) schon seit langem bekannt. Sie konnten im Aarmassiv als mitteltriadisch (unterer bis mittlerer Muschelkalk)

bestimmt werden (PAULCKE, 1911; BRUDERER, 1924; ROHR, 1926; RICOUR, 1952).

In seiner kurzen Notiz über den Mont Catogne beschreibt SCHARDT (1893) auch einen Lumachellenkalk und bezeichnete ihn ohne paläontologischen Beweis als Rhät. Aus noch anzuführenden Gründen möchte ich diese Bildungen in den untersten Lias stellen.

PALÄOGEOGRAPHIE UND ALLGEMEINE SCHLÜSSE

Die Transgression, die in der Mitteltrias (Muschelkalk) den Nordostrand des Mont Blanc-Festlandes erfasste, erfolgte vom germanischen Becken aus. Wir dürfen annehmen, dass die Linie maximaler Transgression in SE-NW-Richtung in der Nähe des südlichen Catogne durchzog. Wegen einer späteren, unterjurassischen Erosionsphase, die sich gerade hier verstärkt bemerkbar macht, kann ihre genaue Lage nur vermutet werden. Die Materialschüttungen kamen aus dem Südwesten, dem zentralen Mont Blanc-Massiv, das sehr flach und eingeebnet war, und erfolgten vorerst in ein seichtes Meer (Rippelmarken). Allmählich stellten sich ruhigere, lagunäre Verhältnisse, die zur Bildung des Dolomites führten, ein. Festlandwärts hielten die sandigen bis klastischen Schüttungen an.

Die wahrscheinlich nur ganz unvollständig entwickelte obere Trias ist regressiv; ihre Ablagerungen sind aber noch ausgesprochen marin.

C. LIAS

GLIEDERUNG, FAZIELLE AUSBILDUNG UND ENTWICKLUNG

(siehe Beschreibung der Profile 1-6 und Fig. 3)

Der, wie schon die Trias, auf das Gebiet des Catogne beschränkte autochthone Lias ist lithologisch dreiteilig:

Über tonigen bis feinsandigen Infraliasbildungen, die sich faciell und orographisch noch eng an die oberste Trias schliessen, folgt ein mergeliger Unterlias. Der mittlere Lias ist detritisch und stellt die Hauptmasse. Faziesänderungen in N-S-Richtung sind die Regel.

1. Infraliasbildungen (Rhät-Hettangian)

Die obere Trias wird am nördlichen Catogne durch eine 5 bis 10 Meter mächtige Serie, bestehend aus feinkörnigen, knorriigen Quarziten und verkieselten Ton-schiefern abgelöst. Die Grenzzone ist meistens nur schlecht aufgeschlossen; eine vielleicht nicht unbeträchtliche Schichtlücke ist nicht ausgeschlossen. Die besagte Serie formt in der Depression zwischen den Triasdolomiten und den Liassandsteinen eine kleine Rippe. Sie degeneriert aber zusammen mit dem mergeligen Unterlias gegen Süden zusehends und ist von Profil 4 weg nicht mehr vorhanden.

Bei den geologischen Aufnahmen schieden wir die Zone vor allem wegen der dünnen, doch sehr konstanten Lumachellenkalklage, die sich in ihrem Dach einschaltet, als «Rhät» aus. Im Profil 2 kann ein sehr rascher, doch eindeutiger Übergang von der Lumachelle in die Unterliasschiefer beobachtet werden. Die Lumachelle entspricht offensichtlich einer kurzen, neritischen Phase vor der weiteren Absenkung und der folgenden Mergel-Sedimentation. Im Profil 1 scheint

dieser Wechsel nur zögernd vonstatten gegangen zu sein (siehe p. 359). Wir finden hier über sicheren, durch eine *Schlotheimia* datierten Unterliasschiefern weitere Quarzit- und Lumachellenbänke, was ebenfalls ein Hinweis für das Liasalter dieser Serie ist.

Die Muschelbank erweist sich als sehr guter Leithorizont, ist sie doch lückenlos bis zum Profil 3 festzustellen. Sie wird hier bis zu 1,5 Meter mächtig und scheint einen Teil der Unterlias-Mergelschiefer zu vertreten.

Wir möchten diese Bildungen, obschon wahrscheinlich kein grosser Altersunterschied zum Hangenden besteht, vom übrigen, lithologisch einheitlicheren Unterlias abtrennen und als Infralias bezeichnen. Paläontologisch belegt ist vorderhand nur das (obere) Hettangian; inwieweit im unteren Teil auch noch Rhät vertreten ist, kann nicht bestimmt werden.

2. Mergelschiefer (Unterlias)

Die tonig bis mergeligen Schiefer des unteren Lias bilden eine neue lithologische Einheit. Sie sind im Gegensatz zu den äusserlich ähnlichen Aalenianschiefern durchwegs mergelig und enthalten dünne Bänklein eines düsteren, feinkörnigen und plattigen Kalkes. Im Dach wurde abschliessend eine 3 Meter mächtige, feinspätige und feinsandige Kalkbank abgelagert.

Mit 20 bis 30 Metern ist der Unterlias am Nordabfall des Catogne am vollständigsten und mächtigsten entwickelt. Vom Plateau «Entre deux Chaux» an nach Süden beginnen die Unterlias-Schiefer zu verkalken und versanden; ebenso nimmt ihre Mächtigkeit kontinuierlich ab. Sie beträgt im ersten Kar 8 Meter, im nächsten und an den beiden Längsbrüchen unter dem Bonhomme (Profil 3) noch 3 Meter. Dies ist das letzte, sichere Vorkommen der Schiefer, weiter südwestlich lässt sich ihre Existenz nur noch vermuten. Ich bezeichnete und kartierte dort ein 1 bis 2 Meter mächtiges Schieferband zwischen Triasdolomit und Liaskalksandstein, das stellenweise tektonisch reduziert ist, als Unterlias. Es wird hier unmöglich, Infralias und Unterlias auseinanderzuhalten.

Südlich des Li Blanche-Bruches tritt der detritische Lias in der Regel mit der Trias in direkten Kontakt. Die an früherer Stelle beschriebene Brekzie im Dach der Trias (p. 391) kann möglicherweise auch Unterliasäquivalente enthalten.

3. Detritischer Mittel- (bis Ober-) Lias

Auch die Sandsteine und Quarzite des mittleren (bis oberen) Lias stehen im Zeichen starker, nord-südlicher Faziesänderungen. Ein Umstand, der sich schon aus den beträchtlichen Mächtigkeitsschwankungen vermuten lässt. Sie erreichen ihr Maximum mit über 100 Metern im Gebiet des mittleren Catogne und nehmen gegen Norden und Süden auf 40 bzw. 0 Meter ab.

Der detritische Lias beginnt mit einem typischen, polygenen Basiskonglomerat. Wir erkennen vor allem Dolomit-, dann aber auch Quarzporphyr- und Quarzkomponenten. Ihr Mengenverhältnis verändert sich gegen Süden zugunsten des Kristallinmaterials. Die meist flachen, bis zu 3 Zentimeter grossen Gerölle sind durchwegs besser gerundet als die der Triasbasisbildungen. Eine angedeutete Kreuzschichtung mit Schüttung aus SW ist nicht selten. Das Basis-Konglomerat

wird höchstens 5 Meter mächtig (Profil 2), darüber tritt der grobklastische Anteil allmählich zurück. Der Übergang ins Hangende ist nach ungefähr 10 Metern vollzogen.

Im Norden bildet der karbonatische bis quarzitische Sandstein, der folgt, die Hauptmasse des detritischen Lias (Profil 1 und 2). Das Gestein macht vor allem wegen der karbonatischen Zementierung (häufig dolomitisch) einen unreineren Eindruck als die sauberer Quarzite des mittleren und südlichen Catogne, die es hier vertritt. Der mittlere Feldspatgehalt scheint aber mit 10 Prozenten eine Spur geringer als dort. Der Lias wird im Norden durch 5–7 Meter eines unreinen, schiefrigen Sandkalkes, der Echinodermenträümmer führt und feldspatfrei ist, abgeschlossen. Das wegen dünner Tonhäute gebänderte, mit mattem «Mordoréglanz» verwitternde Gestein erinnert ausserordentlich stark an gewisse Typen aus dem helvetischen Dogger. Diese Lage keilt gegen Süden rasch aus und ist nur noch unmittelbar südlich der Alp Catogne zu beobachten.

Im Süden, etwa jenseits der Linie Alp Catogne–Catognegipfel, modifiziert sich die Fazies des detritischen Lias: Ein unterer, an Bedeutung zurücktretender Teil besteht aus 10 bis 20 Metern mürbe verwitterndem Kalksandstein, der nur wenig Feldspat enthält. An seiner Basis sind Einschaltungen von dünnen, konglomeratischen Lagen und Schnüren, welche die oben beschriebene Konglomeratbank vertreten, verbreitet.

Am nördlichen, sich direkt unter dem Catogne öffnenden Kar (Koord.: 975250/100550/2110) herrscht eine echinodermenspätige Lokalfazies. Der sandige, späte Kalk besteht zur Hauptsache aus Echinodermenträummern und enthält in Nestern etwas autigenen Dolomit. Daneben führt er einzelne Belemniten. Die schiefrigen Zwischenschaltungen sind relativ tonreich.

Der Quarzit, der diese karbonatische Einleitung ablöst, entwickelt sich im Gebiet der Alp Catogne seitlich aus dem quarzitischen Sandstein der Profile 1 und 2. Er übertrifft mächtigkeitsmäßig alle übrigen Liasbildungen um ein Vielfaches. Sein Einsetzen ist orographisch durch das Auftreten der mächtigen, dunkelrotbraun verwitternden Platten und Abbrüche gekennzeichnet. Es handelt sich beim Gestein um einen grobgebankten bis massigen, absolut kalkfreien und sehr harten Quarzit. Die ursprünglich gerundeten, im Mittel 0,5 Millimeter grossen Quarzkörner sind durch mikrostylolithische Verwachsungen zu einem sehr dichten, verzahnten Verband gefügt. Typisch ist weiter der verhältnismässig grosse Feldspatgehalt, der im Durchschnitt zwischen 10 und 15% schwankt und in extremen Fällen 25 bis 30% des Gesamtvolumens erreichen kann. Der immer etwas zersetzte Feldspat – es handelt sich ohne Ausnahme um sauren Plagioklas und mikropegmatitischen Orthoklas – stammt wieder ausschliesslich aus der Quarzporphyrhülle des Massivs. Seltener können auch eigentliche Quarzporphyrräume beobachtet werden. Trotz dem ausgesprochen quarzitischen Aspekt handelt es sich nach der Terminologie von PETTIJOHN (1957) um keinen echten Orthoquarzit (Quarzgehalt grösser als 90%), sondern schon um eine Subarkose, wobei das durchgehende Fehlen eines karbonatischen Zementes besonders auffällt.

4. Reduktion des Lias (siehe Fig. 3)

Die gemachten Beobachtungen beweisen auch für den Lias ein allmähliches stratigraphisches Auskeilen. Dabei verschwinden die Bildungen des Unter- bzw.

Infralias schon im Gebiet des Bonhomme, also wesentlich früher (nordöstlicher) als die der Trias oder des detritischen Lias.

Dieser keilt ebenfalls am Grat zwischen dem Belvédère und Champex aus. Allerdings sind die Verhältnisse wegen der speziellen Gesteinsbeschaffenheit nicht so gut zu übersehen wie in der Trias: Bis zum Profil 5, das halbwegs zwischen Belvédère und Bonhomme aufgenommen wurde, verrät abgesehen von der verminderten Mächtigkeit (40 Meter) noch nichts die kommende Reduktion. Eine leichte Zunahme des Feldspates kann höchstens vermutet werden, da der Gehalt in den Profilen auch vertikal gewissen Schwankungen unterworfen ist und keine systematischen Feldspatbestimmungen gemacht wurden.

Vom Belvédère an südwärts sind zwei Lagen einer brekziösen Quarzporphyroarkose, die als sicheres Anzeichen einer beginnenden stratigraphischen Reduktion gegen das Festland hin zu werten sind, in den sonst normal ausgebildeten Quarzit eingeschaltet. Die detritische Abkunft des Gesteins ist oft nur noch schwer zu erkennen, da gerade diese Lagen von einer sich in diesem Gebiet intensiv äussernden hydrothermalen Tätigkeit erfasst und umgewandelt wurden (siehe Kapitel: Junge hydrothermale Bildungen, p. 440).

Sicherer Liasquarzit findet sich bis zum kleinen Passeinschnitt am Südgrat des Belvédère, wo schon die Trias ausgekeilt ist. Das zwischen die beiden hydrothermal gestörten Zonen eingeschaltete Quarzitlager ist hier noch kaum 5 Meter mächtig. Es wird unvermittelt von einem Bruch abgeschnitten und verschwindet. Weiter südlich ist das Kristallin selbst hydrothermal umgewandelt; der Lias kann nicht mehr mit Sicherheit festgestellt werden.

FOSSILINHALT UND ALTER

Vor allem das Profil 2 (siehe p. 361) lieferte einige Fossilien, die wenigstens eine Altersangabe über den unteren Lias gestatten. Die oberen, sandigen Bildungen sind fossilarm bis steril.

Infralias und Unterlias

Die zusammengeschwemmten Lamellibranchier der Lumachelle, die wegen einer sekundären Dolomitisierung gelb herauswittern, sind durchwegs schlecht erhalten. Neben den Muscheln sind vor allem noch Fragmente von Cidariden und Pentameriten zu beobachten.

In einem dünnen Kalkbänklein 1 Meter über der Lumachelle konnten im Profil 2 einige bestimmmbare Ammoniten gefunden werden. Es sind immer schwarz herauswitternde Bruchstücke äusserer Umgänge. Die offensichtlich gerollten Fossilien und die wenigen begleitenden Phosphoritknollen wurden unter Konditionsbedingungen abgelagert. Es handelt sich um:

Schlotheimia angulata (SCHLOTH.)

Leitfossil für das obere Hettangian. Ein Exemplar zeigt zusätzlich einige Einschaltrippen (*Charmasseiceras?*).

Die feinspätiige Kalkbank, welche die Unterlias-Schiefer an derselben Lokalität abschliesst (Nr. 10), enthält vereinzelte kleinwüchsige, dünnenschalige Lamellibranchier:

Entolium cf. hehli (D'ORB.)

2 junge Exemplare mit kleinem Apicalwinkel (90°) und relativ grossen, symmetrischen Ohren. Auch die übrigen, unbestimmbaren Muscheln sind typisch nektonische Formen. *Entolium hehli* wird von C. DECHASEAUX (1936) als Unterliasspezies (Hettangian-Charmouthian) mit einer maximalen Verbreitung im Sinemurian bezeichnet.

Da die Basis der Unterlias-Schiefer schon ins obere Hettangian, eventuell sogar ins Sinemurian (*Charmasseiceras*) zu stellen ist, dürfte dieses sicher noch in ihnen enthalten sein. Bei Vens (nördlich von Sembrancher) führen plattige, blaue Kalke, die sich im Dach der Unterlias-Schiefer einstellen, Echioceraten des unteren Lotharingian (nach mündlicher Mitteilung von Prof. TRÜMPY), so dass im Norden der obere Teil des Unterlias-Zyklus vollständig scheint.

Wir haben ähnliche Verhältnisse wie in der nordöstlichen Chamonixmulde (= nordwestliches Mont Blanc-Massiv), wo das Hettangian und Sinemurian ebenfalls lithologisch nicht voneinander zu trennen sind (PARÉJAS, 1922; COLLET, 1943). Ein paläontologischer Hinweis auf die Anwesenheit der älteren Unterlias-Zonen fehlt; auch die vorgenannten Autoren zitieren für ihr Gebiet keine älteren Ammoniten als *Schllotheimia angulata* (SCHLOTH.).

Mittellias

Nochmals in demselben Profil fanden sich im Basiskonglomerat des detritischen Lias den Umständen entsprechend schlecht erhaltene *Pseudopecten aequivalvis* (Sow.). Die grosse, grobberippte Muschel soll, wieder nach C. DECHASEAUX (1936), eine typische Form des Charmouthian sein, so dass zumindest die Basis des wichtigen mittel- (bis oberliasischen) Komplexes grob belegt ist.

Darüber enthält nur noch das Spatkalkvorkommen des nördlichen Kars schlecht erhaltene Fossilien. Neben den Echinodermenträmmern sind es vor allem Belemniten und eine einzelne, grosse *Pseudomelania* sp., die aber keine nähere Bestimmung zulassen.

Der mächtige, über der mittelliasischen Basis einsetzende Quarzit dürfte zum grössten Teil von Domerian-Alter sein. Der oberste Lias, das Toarcian, ist nirgends nachgewiesen. Immerhin ist im Aalenian-Schieferkomplex der Chamonixmulde auch noch das Toarcian vorhanden. Die folgende Aalenian-Transgression kann am Catogne sehr wohl älter sein als im Val Ferret (siehe p. 408).

PALÄOGEOGRAPHIE, ALLGEMEINE SCHLÜSSE UND VERGLEICHE

Im Lias tritt das nordöstliche Mont Blanc-Massiv in eine Phase gesteigerter Aktivität, die zur Bildung der mächtigsten, detritischen Ablagerungen der autochthonen Serie führte. Die paläogeographische Großsituation wurde dabei aus der Trias übernommen und blieb in grossen Zügen erhalten.

Die Verhältnisse im untersten Lias (Infracriass) sind noch unübersichtlich, die geringmächtige, wechselvoll aufgebaute Basisserie konnte nicht datiert werden; möglicherweise liegt gegen die obere Trias eine nicht unbeträchtliche Schichtlücke vor.

Erst die Unterlias-Subsidenz schuf wieder klare Verhältnisse. Die daraus resultierenden, eintönigen, schlammigen Sedimente zeigen, bei allerdings sehr stark reduzierter Mächtigkeit, die typische Dauphiné-Fazies der Chamonixmulde. Die Subsidenz klingt gegen Süden rasch ab, die Serie wird auf Kosten ihres pelitischen Hauptteiles reduziert und keilt schliesslich vollständig aus.

Vergleichen wir den mittleren Lias des Mont Catogne mit dem benachbarten Gebiete (Mont Chemin, Chamonixmulde, Saillon, Ardèche), so fällt vor allem sein ausgesprochen detritischer Charakter auf. Eine ähnliche Situation liegt erst wieder im Lias des Torrenthornes vor und ist dort an ganz spezielle paläogeographische Bedingungen geknüpft.

Die plötzlich und mächtig einsetzenden Sandschüttungen könnten mit Hebungen im zentralen Mont Blanc-Massiv in Zusammenhang gebracht werden, um so mehr, als der relativ grosse Feldspatgehalt der Sedimente eine rasche Erosion und einen ebensolchen Transport voraussetzt. Das gröbere Komponentenmaterial ist auf das Basiskonglomerat und die küstennäheren Aufschlüsse im Süden beschränkt. Die Strandlinien scheinen sich seit der Trias ein Stück weit im positiven Sinne verschoben zu haben.

Da sämtliche angrenzenden Liasgebiete (Mont Chemin, Chamonixmulde, Kern der Morcles-Decke, Dauphiné) entweder schlammigen Charakter haben oder zumindest eine weniger extreme detritische Beeinflussung erkennen lassen, müssen wir eine isolierte Mont Blanc-Insel annehmen. Sie würde in den paläogeographischen Schemata von FRANK (1930) und von TRÜMPY (1949) aus der Geantikinalzone in der Verlängerung der Bietschhorn-Halbinsel hervortauchen. Ein anderes, weit im SW gelegenes Analogon mit ebenfalls neritischem Mittellias stellt das kleine Massiv von La Mure-Laffrey dar (GIGNOUX & MORET, 1952).

Die detritischen Schüttungen am Torrenthorn sind von PARÉJAS (1946) als Resultat einer mittelliasischen Orogenese gedeutet worden. BAER (1959) widerlegt allerdings diese These; er erklärt die Bildungen durch alte, persistierende Brüche. Ein antithetischer Bruchschollenbau, wie er für den Südrand des alemannischen Liasfestlandes schon 1949 von TRÜMPY postuliert wurde, kann vor allem wegen des geringen lateralen Einblicks, den wir bei unseren Liasbildungen haben, nicht nachgewiesen werden, obschon ein solcher einige schwer zu deutende Phänomene, wie z. B. das asymmetrische Mächtigkeitsmaximum und das rasche Ein- und Aussetzen, erklären würde.

D. DOGGER

GLIEDERUNG, FAZIELLE AUSBILDUNG UND ENTWICKLUNG

(siehe Beschreibung der Profile 8-15 und Fig. 6)

Der autochthone Dogger setzt im Val Ferret mit einem transgressiven Aalenian ein, er endigt mit einem kondensierten oberen Bajocian. Folgende, mit einem * bezeichnete Ammonitenzonen aus dem ARKELL'schen Zonschema sind mit Fossilfunden belegt; die Zone der *Ludwigia murchisonae* datiert gleichzeitig die Transgression:

	Zone:	Lithologische Gliederung:
u. Bath.	Zigzagiceras zigzag	fehlt?
o b.	<i>Parkinsonia parkinsoni*</i>	
o b.	<i>Garantia garantiana</i>	kondensiert (oberer Kondensationshorizont)
	<i>Strenoceras subfurcatum</i>	
Bajoc.	<i>Stephanoceras humphriesianum*</i>	
unt.	<i>Otoites sauzei</i>	Spatkalk inkl. unterer Kondensationshorizont
	<i>Sonninia sowerbyi</i>	
o b. Aal.	<i>Graphoceras concavum*</i>	Tonschiefer
	<i>Ludwigia murchisonae*</i>	Spatkalk Amône-Fossilschicht
	.	Transgressionsbildungen

1. Aalenian

a) Transgressionsbildungen des Autochthon im Val Ferret

Unter diesem Sammelbegriff fasse ich die wenig mächtigen, wechselvoll ausgebildeten, psammitischen bis psephitischen Bildungen, welche die Doggertransgression charakterisieren, zusammen. Sie nehmen orographisch dieselbe Stellung ein wie die Triasbasisbildungen des Catogne und entsprechen ihnen lithologisch auch weitgehend. Das Material stammt wieder ausschliesslich aus der kristallinen Unterlage der unmittelbaren Umgebung.

Sind im nördlichen Val Ferret noch Quarzporphyr-Brekzien und Arkosen die Regel, so tritt am Torrent de Planereuse (Profil 12) erstmals das sogenannte Amône-Konglomerat, die typische Transgressionsbildung des mittleren Val Ferret und der Combe des Fonds, auf.

Die Grenzfläche zwischen dem Kristallin und dieser untersten Sedimentlage ist uneben und unregelmässig. Die Transgressionsbildungen blieben tektonisch mit ihrer Unterlage verbunden, und die alpinen Dislokationsstörungen wirkten sich erst in ihrem Dach aus. Die Sedimentbank ist aus Distanz höchstens an ihrer knorriegen bis plattigen Ausbildung, die sich von der mehr massigen, klüftigen des Quarzporphyrs abhebt, zu erkennen. Die Kontakte in diesen basalen Schichten wurden zudem nicht selten von zirkulierenden hydrothermalen Lösungen durchfahren und durch Mineral- und Erzabsonderungen zusätzlich verwischt.

Amône-Konglomerat

Das von FAVRE (1867) und von GERLACH (1883) erstmals beschriebene und von DUPARC & PEARCE (1898) als «Poudingue de l'Amône» bezeichnete Konglomerat leitet in den Aufschlüssen zwischen dem Torrent de Planereuse und der mittleren Combe des Fonds normalerweise die autochthone Sedimentation ein. Das sehr uneinheitlich aufgebaute Konglomerat – es kommen Gerölle von wenigen Millimetern bis zu einem Meter Grösse vor – bildet eine etwas unregelmässige, 1 bis

2 Meter mächtige Bank (s. Fig. 10). Stellenweise können eigentliche Spaltenfüllungen im Kristallin beobachtet werden. Das ausschliesslich aus Quarzporphyrr bestehende Komponentenmaterial ist immer gut gerundet. Sedimentgerölle, insbesondere solche aus Dolomit, konnten im Gegensatz zu den Beschreibungen von



Fig. 10. Das Amône-Konglomerat an der Typokalität.

DUPARC & PEARCE keine gefunden werden. Granitische Komponenten treten erst im italienischen Val Ferret auf, wo die Sedimente direkt auf dem Protagon ruhen (M. B. CITA, 1953). Der ursprünglich lose Schotter ist durch eine sandig-brekziöse Arkoseschüttung zu einem kompakten Konglomerat verkittet worden. Die Komponenten dieser Matrix sind durchwegs brekziös. Ihre Zementierung ist meist karbonatisch (z. T. etwas dolomitisch), doch kommen vorwiegend im unteren Teil auch kalkfreie, monogene Lagen vor.

Das Konglomerat ist nach den darin enthaltenen Fossilien eine typisch marine Bildung. Wie TRÜMPY (1954) betrachten wir es als Küstenkonglomerat. Dieser Befund erklärt auch das begrenzte, lokale Auftreten und wird durch die ausgesprochen litorale Fauna von Sur la Lys (siehe p. 403) bestätigt.

Brekziöse Arkosen

In gewissen Profilen, vor allem im vorderen Val Ferret, kam es nicht zur Konglomeratbildung. Das Aalenian setzt direkt mit Arkosen, die wir sehr gut mit der Matrix des Amône-Konglomerates in Beziehung setzen können, ein.

Die immer stark zusammengebackene Arkose bildet eine massige, 2 bis 3 Meter mächtige Bank. Die Komponenten bestehen wieder ausschliesslich aus Quarzporphyrr; sie sind immer eckig, höchstens leicht kantengerundet. Die grösseren (bis 2 cm) sind häufig etwas zerdrückt. Der Feldspatanteil (inkl. Quarzporphyrr) ist mit 35–50% der Gesamtkomponentenzahl wieder auffallend gross. Der prak-

tisch karbonatfreie, feinsandig-serizitische Zement ist durch Verunreinigungen (Graphit, Markasit) makroskopisch dunkelgrau verfärbt. Letzteres im Unterschied zu den Triasbasisbildungen, die immer hell bis rein weiss sind.

Im oberen Teil wird die Arkose feiner und karbonatisch und geht in die echinodermenspäten, sandigen Kalke, die die Aalenianschiefer einleiten und deren Alter durch Fossilien festgelegt ist, über.

Von Norden kommend finden wir diese Arkosen erstmals im Profil von Saleina (Profil 11, Fig. 7), wo sie noch feinbrekziös bis quarzitisch sind. Von hier südwärts sind sie bis zum Profil 12 (La Diurette) zu verfolgen. An dieser Lokalität überlagern sie erstmals eine dünne Lage von Amône-Konglomerat. Dasselbe ist bei Amône, wo sie wieder quarzitisch sind und oben an der Wand zwischen dem Konglomerat und den zurückwitternden Aalenianschiefern eine Platte bilden, zu beobachten.

Nördlich von Saleina (Profil 10: Le Diuro; Torrent des Prénondes) sind die Basisbildungen auf wenige Zentimeter ausgequetscht oder fehlen überhaupt. Die grosse Masse der Aaleniantonschiefer folgt mit tektonischem Kontakt direkt auf das Kristallin.

Im Taleinschnitt von Champex werden die Aufschlussverhältnisse schlecht. Der Kontakt ist bis zum Signal von Champex (Pkt. 1473) nicht mehr ersichtlich, so dass es unmöglich wird, diese eindeutig jüngeren Basisbildungen des Val Ferret mit denen des Catogne und vor allem mit seinem autochthonen Lias in Beziehung zu bringen.

b) Basaler Spatkalk

Eine sandige Spatkalkbank verbindet die besprochenen Arkosen mit der mächtigen Tonschieferserie. Bei der Amône und in der Combe des Fonds, wo letztere schon stark reduziert ist, tritt an dieser Stelle ein noch zu besprechender zoogener Kalk auf.

Die Mächtigkeit der Kalkbank variiert zwischen 2 und 3 Metern. Die Grenze zum Liegenden ist gewöhnlich etwas tektonisiert und aus diesem Grund, trotz dem lithologischen Übergang, scharf. Der dunkle, unsaubere, echinodermenspätige Kalk ist in seinem unteren Teil noch stark sandig (bis zu 20% detritisches Material) und enthält vereinzelte Feldspat- und Quarzporphyrrümmer. Er lieferte in den Profilen von Saleina neben Brachiopoden und Muscheln einige typische Ammoniten des mittleren Aalenian.

In den Aufschlüssen gegenüber von Branche werden diese kalkig-sandigen Bildungen unvermittelt bis zu 30 Meter mächtig. Wir finden hier über den basalen Brekzien und Quarziten schiefreiche, serizitische Sandkalke bis Kalksandsteine, die wegen ihrer Ausbildung und Mächtigkeit stark an den autochthonen Lias des Mont Catogne erinnern. Es handelt sich aber eindeutig um Bildungen des Aalenian; ihre stratigraphische Stellung ist im Profil 12 klar ersichtlich.

c) Tonschiefer

Die Hauptmasse des Aalenian wird, wie in den anderen Gebieten des autochthonen und helvetischen Sedimentationsraumes, durch die typischen Tonschiefer gebildet. Wie wir aber noch sehen werden, sind diese Aalenianschiefer wesentlich

jünger als die «Opalinusschiefer» der Ost- und Zentralschweiz. Sie setzen nach einem kurzen Übergang über der besprochenen Spatkalkbank ein und werden normalerweise recht mächtig (bis 200 Meter). Ihre Ausbildung ist eintönig; immer sind es dieselben schwarzen, absolut kalkfreien und in dünne Platten aufspaltbaren Schiefer. Lokale Pyritkonzentrationen geben ihnen stellenweise eine rostige Verwitterungsfarbe. Im weiteren können kieselige Knollen, welche neben einem pyritischen Kern häufig Organismenreste (Schalentrümmer, Mikrofossilien) enthalten («rognons pyriteux»), und seltener Spatkalklinsen vorkommen. Die Schiefer sind im allgemeinen etwas glatter und spröder, d. h. stärker metamorph als im Kern der Mörlesdecke (Chamoson).

Die mächtigen Aalenianschiefermassen der Profile vom Torrent des Prénondes, von Le Diuro (10) und Saleina (Profil 11, Fig. 7) enthalten wenig über ihrer Mitte eine 3 bis 10 Meter mächtige Einschaltung eines schwarzen, feinspätigen Kalkes, der zusätzlich etwas eisenschüssig ist und rostig-rotbraun verwittert. In seinen Tonschieferzwischenlagen findet man bis nussgroße Phosphoritknollen, die voll von Echinodermenresten und Mikroorganismen sind, und gerollte, phosphorisierte Fossilien (vorwiegend Ammoniten). Da das Kalkniveau immer ungestört, ungefähr in derselben stratigraphischen Höhe eingelagert ist und nie Verdoppelungen zu beobachten sind, dürfen wir annehmen, dass hier der ganze mächtige Schieferkomplex einer einfachen, normalen Serie entspricht.

In gewissen ungestörten Aalenian-Bajocian-Übergangsprofilen (z. B. Profil 8 oder 11) stellen sich ähnliche Kalkeinschaltungen auch im Dach der Tonschiefer ein. Möglicherweise handelt es sich aber schon um unteres Bajocian, da schon der oben behandelte, feinspätige Kalk Fossilien der *concavum*-Zone enthält (siehe p. 407) und COLLET (1943) ähnliche Wechsellegerungen aus dem Unterbajocian der Mörles-Decke beschreibt.

Die ebenfalls mächtigen Aalenianschiefer des Catogne sind im Vergleich zu denen des Val Ferret stärker tektonisiert und gestört. Sie folgen immer mit typisch tektonischem Kontakt auf den detritischen Lias. An der Südflanke des Li Blanche kann eine eigentliche Reibungsbrekzie beobachtet werden. Die basale Spatkalkbank ist nicht mehr vorhanden; dasselbe gilt auch für den oberen Fossilhorizont, so dass das genaue Alter der Schiefer hier unbestimmt ist.

Die Schiefer enthalten in diesem Gebiet nicht selten grössere und kleinere Pakete von tektonisch eingeschupptem Malm und Lias; sie sind darum vielerorts auch tektonisch angehäuft oder reduziert. Sie wurden am ganzen Catogne vom mächtigen autochthonen Malmkalk überfahren und aufgeschürft. Zonen erhöhter Beanspruchung sind oft durch Scharen von sekundären Quarz- und Ankeritknauern markiert («tektonisches Gekröse»).

Die Mächtigkeit der Aalenianschiefer ist im Untersuchungsgebiet interessanten Schwankungen unterworfen. Sie messen am nördlichen Catogne etwa 150 Meter; bis Champex (Profil 7) erfolgt eine erste Reduktion auf 2 bis 3 Meter. Im vorderen Val Ferret verzeichnen wir eine rapide Mächtigkeitszunahme auf sicher 200 Meter (Torrent des Prénondes), bis l'Amône und der Combe des Fonds nehmen die Schiefer nochmals auf 5 bzw. null Meter ab (siehe Figuren 3 und 6). Diese Reduktionen sind sicher primärstratigraphisch angelegt worden. Schon bei Champex sind die reduzierten Tonschiefer etwas verkalkt; noch schöner beobachtet man

dieses Phänomen im hinteren Val Ferret, wo die verkalkten Schieferäquivalente sehr fossilreich und als sogenannte «Fossilschicht von l'Amône» schon seit langem bekannt sind (WILD, 1788; GREPPIN, 1876; SCHMIDT, 1907 u. a.).

d) Amône-Fossilschicht («couche fossilifère de l'Amône»)

Die zwei Meter mächtige, kohlig schwarze Kalklage, welche bei l'Amône und in der Combe des Fonds die nur noch geringmächtigen Aalenianschiefer unterlagert, ist ausgesprochen zoogen und voll von gut erhaltenen Fossilien (vorwiegend Lamellibranchier). Das kalkige Einbettungsmaterial ist feinsandig (bis zu 15% zur Hauptsache detritischer Quarz und wenig Serizit) und sehr reich an submikroskopischen, opaken Graphit- und Schwefelkiesschüppchen. Daneben können auch grobspätige Lagen sowie tonig mergelige Linsen beobachtet werden. Vor allem im unteren Teil ist grobbrekziöser Quarzporphyrdetritus (Trümmer bis 2 cm gross) nicht selten. Der Kalk ist besonders in der Umgebung der Fossilien häufig etwas pyritisch und verwittert mit rostigen Flecken. Spuren von stratigraphischer Kondensation und Aufarbeitung (Phosphorit) sind nicht zu beobachten. Vielmehr scheint die typisch benthonische Fauna an Ort und Stelle gelebt zu haben und eingebettet worden zu sein. Anzeichen von stärkerer Wasserbewegung fehlen; selbst die dünnchaligsten Muscheln (*Pteroperna*, *Modiola*) sind immer intakt. Der grosse Gehalt an organischem, kohligem Material, der Pyrit und der gute Erhaltungszustand der Fossilien lassen auf ein reduzierendes Ablagerungsmilieu schliessen. Anaerobe Bedingungen (mit H_2S -Bildung etc.) herrschten aber offensichtlich erst im abgelagerten, frischen Sediment. Man kann sich vorstellen, dass der sicher in normal durchlüftetem Bodenwasser lebende, reiche Benthos bei der zeitweiligen Freisetzung dieses H_2S (z. B. durch Aufwirbelung des Schlammes) zugrunde ging.

Lokal, beim mittleren Stollen an der Südflanke der Sedimentplatte von l'Amône (siehe Fig. 8), ist der Kalk der Fossilschicht sauberer, d. h. ärmer an kohlinger, schwarz färbender Substanz. Er lagert hier, lediglich durch eine dünne Arkoselage eingeleitet, direkt auf dem Kristallin (Transgressivkontakt) und enthält auffallend viele Korallen.

Wo das Profil ungestört ist (z. B. an der Spitze der Amôneplatte), geht die Fossilschicht mit einer Spatkalk-Tonschiefer-Wechsllagerung, die auch noch Fossilien enthält, in die Tonschiefer über.

Ganz ähnliche Sedimente und Faunen werden auch aus den Mytilusschichten der Präalpen beschrieben und dort als brackisch-neritische Bildungen betrachtet (DE LORIOL, 1883; RENZ, 1935). SCHMIDT (1907) ging auf Grund dieser zufälligen Faziesanalogie soweit, dass er die Amône-Fossilschicht direkt mit diesen in Beziehung brachte. Auch altersmäßig besteht aber schon ein beträchtlicher Unterschied (Aalenian einerseits, Bathonian-Callovian anderseits).

In der hinteren Combe des Fonds fehlt das Aalenian mit dem übrigen Dogger. Die Malmbildungen folgen mit tektonischem Kontakt auf das Kristallin. Allerdings scheint das Aalenian schon weiter nördlich stratigraphisch ausgekeilt zu sein, finden wir doch in einem kleinen Aufschluss am Südrand des Moränenschuttkegels vom Dolentgletscher auf einer klüftigen Quarzporphyr-Transgressionsfläche hellen Spatkalk mit Cidariden (Bajocian?). Die Tonschiefer erscheinen wohl im italieni-

schen Val Ferret wieder, doch nur sporadisch und immer geringmächtig (z. B. Profil 15, p. 384).

Ungestörte Lagen aus den Tonschiefern wurden vor allem in früherer Zeit abgebaut und als Dachschiefer verwendet. Das Material wird unter Tag gewonnen, da es im bergfeuchten Zustand besser spaltbar ist. Abbaustollen finden sich südwestlich von Sembrancher und am Torrent des Prénondes. Beides sind Gebiete mit maximaler Aalenian-Mächtigkeit. Grosse Abraumhalden zeugen von einer ehemals intensiven Abbautätigkeit; heute ist nur noch der Bruch oberhalb von Sembrancher in Betrieb.

FOSSILINHALT UND ALTER

Das Aalenian ist die am besten belegte Stufe der autochthonen Serie. Sämtliche der vier unterschiedenen Abteilungen haben Fossilien geliefert.

Transgressionsbildung (Amône-Konglomerat)

Fundort: L'Amône (Profil 13). Der sehr harte, kalkhaltige Zement des Amône-Konglomerates lieferte ein einziges Exemplar von:

Ludwigia sp. indet.

Junges, relativ fein beripptes und gekieltes Stück, eventuell *L. murchisonae* (Sow.).

Fundort: Sur la Lys (Profil in TRÜMPY, 1954; p. 321).

Zement des Konglomerates stellenweise ausgesprochen zoogen. Neben Echinodermen- und Muscheltrümmern (Pectiniden ? Östreiden ?) fand sich ein sehr gut erhaltenes Exemplar von *Pseudomelania cf. simplex* MORRIS & LYCETT, sowie kugelige Korallenkolonien (*Isastraea*).

Es sind alles Fossilien des sauberen litoralen Faziesbereiches. Offenbar herrschten hier lokal etwas günstigere Bedingungen im sonst lebensfeindlichen Küstenschotter. Der Ammonit wurde sicher anlässlich der Arkoseschüttung eingeschwemmt.

Basaler Spatkalk

Fundort: Saleina: Profil an der Nordflanke des Durchbruches (Profil 11, Fig. 7). Die Fossilien (Ammoniten- und Muschelfragmente) aus der Spatkalkbank dieser Lokalität (3) sind sehr schlecht erhalten. An der Basis der folgenden Aalenian-Schieferserie (4) liegt ein weiteres knorriges Kalkbänklein, welches wie die begleitenden Tonschiefer voll von Brachiopoden ist. Es handelt sich um Formen aus der Gruppe von «*Terebratula*» *phillipsi* DAVIDSON. Eine genauere Bestimmung ist unmöglich, da die Stücke durchwegs deformiert und die wichtigen Speziesmerkmale zerstört sind.

Fundort: Saleina: Profil an der Südflanke des Durchbruches (Koord.: 574550/92110/1450).

1. Kristallin (Quarzporphyr).

2. 3 m harter, dunkelgrauer Quarzit, kalkfrei; enthält Lagen mit größerem Quarzporphyrdetritus.

3. 2 m kalkhaltiger Quarzit; gegen oben Einschaltung von echinodermenspätigen Lagen. Daraus ein Ammonitenfragment.
4. 1,5 m harter Spatkalk; die unten beschriebenen Fossilien stammen aus seinem oberen Teil.
5. mächtige Serie der schwarzen Aalenian-Tonschiefer.

Ludwigia murchisonae (Sow.)

Sehr gut erhaltene Jugendform, innere Rippen noch knotig, Kiel schwach; charakteristische Sutur erhalten. Dimensionen: Dm. 50 mm, Nw. 17 mm, Höhe des letzten erhaltenen Umganges 20 mm, Dicke desselben 12 mm.

Ludwigella nodata BUCKMAN

Kleines, leicht zerdrücktes Exemplar; darum etwas flacher als Typusfigur in BUCKMAN (1904), suppl. pl. XIX, fig. 34. Dimensionen: Dm. 35 mm, Nw. 13 mm, Höhe des letzten Umganges 13 mm, Dicke desselben 8 mm.

Ludwigia sp. indet.

2 bruchstückweise und schlecht erhaltene Exemplare.

Velata sp. indet.

Bruchstück einer flachen rechten Klappe, das grosse Hinterohr ist vorhanden.

«*Terebratula*» sp. indet.

Bruchstück einer stark eingerollten Spezies.

Der mit dem Zonenammoniten belegte basale Spatkalk entwickelt sich eindeutig aus der brekziösen Basisarkose. Die Doggertransgression erfolgte bei Saleina wie schon bei l'Amône im mittleren Aalenian mit der *murchisonae*-Zone. Die *Ludwigella nodata* BUCKM. würde schon auf den oberen Teil der *murchisonae*-Zone (*bradfordensis*-Hemera) weisen. Die Arkose entspricht nicht nur lithologisch, sondern auch altersmäßig weitgehend dem Zement des Amône-Konglomerates. Das Konglomerat selbst ist eventuell wenig älter, doch darf angenommen werden, dass die Doggertransgression im Val Ferret ungefähr synchron erfolgte.

Fossilschicht von l'Amône

Fundort: L'Amône: Profil 13, Schicht-Nr. 6. Das reiche Fossilmaterial stammt fast ausschliesslich aus dem Abraum der ehemaligen Pyritmine. Am leicht zugänglichen Profil an der Südflanke der Platte ist das ganze Aalenian gestört und teilweise fehlend. Im oberen Teil der Platte findet man die Fossilien im Anstehenden (siehe Fig. 8).

Belemniten als Seltenheit.

Rhynchonella (Rhynchonelloidella) subdecorata DAVIDSON

Kleine Form mit 12 Rippen (davon 3 Sinusrippen). Ventralschale gegen Schnabel hin stark ausgebaucht. 7 z. T. stark deformierte Exemplare. Die Form wird von GREPPIN (1888) aus dem unteren Bajocian beschrieben.

GREPPIN (1876) zitiert *Rhynchonella quadriplicata* ZIETEN. Diese Spezies hat 4 Sinusrippen und konnte nicht wiedergefunden werden.

«*Terebratula*» sp. indet.

Aus der Gruppe der *T. globata* DAV. Genaue Bestimmung anhand der wenigen und zusätzlich deformierten Exemplare unmöglich.

Chlamys cf. lotharingica (BRANCO)

Rechte Klappe, Apicalwinkel wenig kleiner als 90°, 20 feine Rippen (einzelne schwächer:

Nebenrippen); Unterrand und vorderer Apicalrand etwas nach vorn gebogen. 3 z. T. unvollständig erhaltene Steinkerne. Nach den Literaturangaben vom unt. Aalenian bis oberen Bajocian.

Chlamys cf. meriani (GREPPIN)

2 rechte und eine linke Klappe (Steinkerne), wobei letztere konvexer ist und einen raschen und steilen Abfall zum Vorderohr hat; sonst symmetrisch. 16–18 Rippen, Apicalwinkel 85°, mit 3 cm Höhe etwas kleiner als Typusfigur in GREPPIN (1888). Ist nach C. DECHASEAUX (1936) eine Form des unteren Bajocian von Lothringen.

Chlamys sp. indet.

Bruchstücke einer relativ grossen (4–5 cm hoch), grob berippten Spezies.

Entolium sp. indet.

Kleine, runde Form (1 cm), kleine Ohren, glatt mit feinen Anwachsstreifen.

Camptonectes lens (Sow.)

2 Exemplare; die in feine Punkte aufgelöste Radialskulptur der Aussenschale z. T. noch vorhanden. Aalenian-Oxfordian.

Velata sp. indet.

Linke gewölbte Klappe mit mehr als 20 feinen Rippen, typische Zwischenrippen vorhanden. Gewisse Ähnlichkeit zu *V. tumida* (ZIETEN) aus dem obersten Lias.

Lima (Radula) duplicata Sow.

4 gut erhaltene Exemplare. Langlebige Form (Hettangian-Callovian).

Lima (Plagiostoma) impressa MORRIS & LYCETT

4 Exemplare, die jüngeren sind besser erhalten.

Lima (Plagiostoma) annonii MERIAN

Linke Klappe eines jungen Exemplares mit intakter Aussenschale (fein ziselierte Radialskulptur).

Daneben sind noch gröber berippte Formen mit Ähnlichkeit zu *P. schimperi* (BRANCO) vorhanden. Beide Formen werden aus dem Bajocian und Bathonian des Jura beschrieben.

Lima (Plagiostoma) aff. alticosta CHAPUIS & DEWALQUE

Häufiges Fossil in den tonschiefrigen Partien der Fossilschicht, deshalb meist deformiert und schlecht erhalten. Besitzt nach C. DECHASEAUX (1936 b) eine sehr grosse Variabilität. Weniger Rippen (32) als Typus (42–46); die feinen Anwachsstreifen sind in den mehr oder weniger breiten Rippenzwischenräumen sehr schön erhalten geblieben. Toarcian-Bajocian.

Lima (Plagiostoma) sp. indet.

Grosses, 6 cm hohes Exemplar, welches sehr viele (gegen 60) gerundete Rippen hat; die Rippenzwischenräume sind fein. Es besteht eine gewisse Ähnlichkeit zu *Lima (P.) semicircularis* GOLDFUSS. Die Form ist ebenfalls auf die Tonschiefer beschränkt. 1 Ex.

Ctenostreon elea (D'ORB.)

Verhältnismässig selten vorkommende Spezies. Wird aus dem Toarcian-Bajocian des Juras beschrieben.

Pteroperna aff. costatula (DESLONGCHAMPS)

Häufigstes Fossil; dünnshalig, deshalb häufig deformiert. Diverse Unterschiede zum Typus: Der Winkel zwischen Flügel und Schale ist mit 20–30° immer kleiner als dort (50°). Die Schale und der Flügel sind relativ fein gebaut, letzterer trägt an der Aussenkante zwei deutliche Rippen und ist kürzer als in der Typusfigur. Die Form ist wahrscheinlich mit der von GREPPIN (1876) und SCHMIDT (1907) als häufig bezeichneten *Gervillia* sp. identisch.

Modiola plicata Sow.

Leicht deformiertes Einzelstück, Wirbel fehlend.

Modiola imbricata Sow.

2 etwas zerdrückte Exemplare; die Spezies wurde schon von SCHMIDT (1907) zitiert.

Isocardium sp. indet.

3 kleine, nicht spezifisch bestimmmbare Exemplare.

Anisocardia aff. *greppini* COSSMANN

Grosses Exemplar mit auffallend dreieckigem Schalenumriss; der Wirbel ist stärker eingedreht als beim Typus.

2 weitere unbestimmmbare Exemplare von *Anisocardia*.

Astarte elegans Sow.

Ein gut erhaltenes Exemplar.

Arca cf. *tenuitexta* MORRIS & LYCETT

Linke Schale.

Pholadomya cf. *bellula* WHIDBORNE

Wohlkonservierte, noch durch das Ligament verbundene Doppelschale (ruhiges Milieu!).

Perna? cf. *isognomoides* STAHL

Sehr grosses (10 cm lang, 8 cm hoch), morsch Schalenexemplar.

Alectryonia cf. *costata* (Sow.)

Kleine Auster, die auch aus dem Mytilusdogger beschrieben wird (DE LORIOL, 1883).

Pleurotomaria sp. indet.

Bruchstück einer sehr fein und reich verzierten Spezies.

Cidaris cf. *zschokkei* DESOR

Einzelne Stacheln.

Cidaris cf. *propinqua* MÜNSTER

Nur einzelne Stacheln, deren Bestimmung wegen des Fehlens der Hälse unsicher ist.

Serpula sp. indet., Bryozoen, *Thamnasteria* sp. indet., *Montlivaltia* sp. indet. Die Korallen treten vor allem im sauberen Kalk auf (siehe p. 402) und wurden schon von GREPPIN angeführt.

Neben dem schwarzen, kohligen Kalk mit der typischen Fazies der Amône-Fossilschicht können im Schutt einzelne Stücke eines relativ sauberen, grob-späten bis zoogenen Kalkes gefunden werden, die ebenfalls viele Fossilien enthalten. Es sind alles Formen, die schon oben angeführt wurden: *Chlamys* cf. *meriani* (GREPPIN), *Camptonectes lens* (Sow.), *Astarte elegans* Sow., *Pteroperna* aff. *costatula* (DESL.), *Modiola* sp. usw.

Fundort: Sur la Lys (Profil in TRÜMPY, 1954, p. 321). Neben dunkelgrauem, feinkörnigem Kalk (Fazies der Amône-Fossilschicht) steht hier vor allem auch der grob-spätige, muschelführende Kalk, den wir oben beschrieben haben, an.

Chlamys cf. *meriani* (GREPPIN)

2 Exemplare, davon eine rechte Klappe mit erhaltenen Ohren.

Lima (*Plagiostoma*) *impressa* MORRIS & LYCETT

Pentacrinus sp. indet.

Die artenreiche Fauna der Amône-Fossilschicht stellt eine typische benthonische Lebensgemeinschaft dar. Die Lamellibranchier dominieren, unter ihnen herrschen wieder gewisse Spezies, insbesondere Anisomyarier, vor (*Pteroperna* aff. *costatula* (DESL.), *Lima impressa* M. & L., *Lima* aff. *alticosta* CHAP. & DEW., *Chlamys* cf. *meriani* (GREPPIN) u. a.). Sessile Formen wie Brachiopoden, Austern, Crinoiden und Korallen, treten an Bedeutung zurück. Cephalopoden fehlen mit Ausnahme einzelner Belemniten überhaupt. Vor allem die kalkigen Partien des Horizontes sind fossilreich. Gewisse dünnchalige Limiden (z. B. *Lima* aff. *alticosta* CHAP. & DEW.) scheinen auf die tonschiefrigen Partien, die sich im oberen Teil einschalten, beschränkt zu sein. Die Fossilien sind häufig etwas deformiert, doch im grossen ganzen erstaunlich gut erhalten. Die sehr spezialisierte Faziesfauna (ruhiges, neritisches Milieu) lässt keine genaue Datierung zu. Erschwerend fällt zudem in Betracht, dass die Dogger-Lamellibranchiaten mit Ausnahme der Pectiniden und der Limiden (STAESCHE, 1926; C. DECHASEAUX, 1936) in neuerer Zeit nicht mehr monographisch bearbeitet worden sind.

Die gefundenen Muscheln und Brachiopoden weisen auf ein Alter, das zwischen dem oberen Aalenian und dem unteren Bajocian liegt. Der lithostratigraphische Befund und die unmittelbar benachbarten, durch Ammonitenfunde datierten Schichten helfen uns etwas weiter. Die Fossilschicht liegt über dem Konglomerat (untere? *murchisonae*-Zone) und scheint einen unteren, mächtigeren Teil der Tonschiefer zu vertreten. Sie ist gleich alt oder etwas jünger als der basale Spatkalk (obere? *murchisonae*-Zone) und etwas älter oder höchstens gleich alt wie das obere Spatkalkniveau (*concavum*-Zone), das im hinteren Val Ferret, wie wir gesehen haben, fehlt. Die Schicht gehört also ins mittlere bis obere Aalenian und nicht, wie bisher angenommen wurde, ins untere Bajocian.

Diese Fossillage darf nicht mit dem basalen Bajocian-Kondensationshorizont, der über den Aalenianschiefern ansteht und der faziell und faunistisch anders entwickelt ist, verwechselt werden. Die von GREPPIN (1876) und SCHMIDT (1907) erwähnten Fossilien stammen sicher aus dem unteren Horizont, denn die Bajocian-Kondensation ist bei Amône nur dürftig entwickelt. Die alte Lokalbezeichnung «couche fossilifère de l'Amône» bezieht sich demnach auf ersteren (vgl. TRÜMPY, 1954, p. 323).

Tonschiefer und obere Spatkalklage

Fundort: L'Amône (Profil 13, Schicht-Nr. 7). Die tiefsten noch Spatkalk-Einschaltungen enthaltenden Tonschieferlagen führen stellenweise sehr schöne, in allen Einzelheiten erhaltene, pyritisierte Echinodermenreste: *Isocrinus* cf. *bajocensis* (D'ORB.), *Cyclocrinus* sp. indet., *Cidaris* sp. indet.

Die höheren Tonschiefer (8) lieferten hier 2 Exemplare von auffallend grossen «Posidonien». R. TRÜMPY (1954) fand analoge, konzentrisch berippte, an das Genus *Astarte* erinnernde Muschelabdrücke im ultrahelvetischen Aalenian des Grand Col Ferret.

Fundort: Saleina: Profil 11, an der Nordflanke des Durchbruches. Die feinspätige, eisenschüssige Kalkbank (5) im oberen Teil der Tonschiefer (s. Fig. 7) lieferte zwei nur bruchstückweise erhaltene Ammoniten. Es sind typische Vertreter des Genus *Graphoceras* (s. l.), Formen, die

BUCKMAN mit den Gattungsnamen *Darellia* bzw. *Lopadoceras* bezeichnete und die der *concavum*-Zone bzw. der *discites*-Hemera angehören.

Belemniten

Chlamys sp. indet.

Linke Schale eines kleinen Exemplares (Höhe 1 cm), Apicalwinkel 90°, 20 Rippen plus Einschaltungen. Wahrscheinlich zur Gruppe der *Ch. textoria* gehörend. Weitere schlecht erhaltene, dünnchalige Muscheln.

Die in die bathyalen Tonschiefer eingeschaltete Kalklage zeigt mit ihren Kondensationserscheinungen gewisse Unregelmässigkeiten in der Subsidenz an. Die Ammoniten dürften trotz der etwas unsicheren Bestimmung als typische Formen des obersten Aalenian (*concavum*-Zone) betrachtet werden, so dass auch der obere Teil des Aalenianzyklus belegt ist. Die Tonschiefer-Sedimentation hielt möglicherweise bis ins untere Bajocian an, wurden doch z. B. bei Saleina über dieser Spatkalkbank des obersten Aalenian nochmals 30 Meter Schiefer abgelagert.

Am Catogne, wo das ganze Aalenian in dieser Tonschiefer-Fazies vorliegt, sind eventuell auch ältere Zonen (evtl. inkl. Toarcian) an dessen Bildung beteiligt⁹⁾.

2. Bajocian

Die Spatkalke des Bajocian, die orographisch mit einer Felsrippe einsetzen, fehlen am Catogne und sind auch im Val Ferret nicht durchgehend vorhanden. Dies wahrscheinlich deshalb, weil das meist wenig mächtige, zwischen den beiden inkompotenten Niveaus des Aalenian und Argovian liegende Kalkpaket bei der alpinen Faltung ausgequetscht oder überfahren wurde (siehe Kap. Tektonik, p. 431).

a) Unteres Bajocian

Im Profil 8 an der Strasse Orsières-Champex, wo das nördlichste Vorkommen von autochthonem Bajocian gefunden wurde, sowie bei Saleina (Profil 11), gehen die Aalenian-Schiefer in eine Mergelschieferserie mit Spatkalkeinschaltungen über. Wir stellen diesen 10–15 Meter mächtigen Komplex, der sich nicht scharf vom Liegenden abtrennen lässt und der bei Champex noch direkt in die höheren Spatkalke überführt, an die Basis des Bajocian. Er wird bei Saleina erstmals durch eine dünne, pyritisierte und phosphatisierte Fossillage abgeschlossen, die für das ganze weitere Val Ferret typisch bleibt. Geringe Anzeichen von Kondensation waren auf diesem Niveau schon bei Champex (Profil 8) festzustellen, wo der unterste Spatkalk dünne Mergelschiefer-Zwischenlagen mit schwarzen Phosphoritknöllchen enthält (siehe p. 371). Zur Ausbildung eines richtigen Kondensationshorizontes waren die Bedingungen hier noch zu wenig stabil.

Lokal erscheint das Bajocian sogar mit beträchtlicher Mächtigkeit (50–70 Meter) auch im äussersten Norden des Untersuchungsgebietes, allerdings in anomaler Stellung, an der Basis der zweiten, parautochthonen Malmschuppe (Pas de la Face, südwestlich von Sembrancher). Die Fazies erinnert mit schiefrigem Spat-

⁹⁾ Prof. TRÜMPY (mündliche Mitteilung) fand in Vens auf einem Hüttenbach aus Aalenian-Schiefern (vom Catogne ?) *Tmetoceras* sp. (unteres Aalenian).

kalk und Mergelschiefern stark an das mergelige Unterbajocian der Morcles-Decke (siehe p. 432, Fig. 13).

Unterer Kondensationshorizont

Der schon oben erwähnte, basale Kondensationshorizont des Bajocian ist bei der Amône immer noch unbedeutend. Er entwickelt sich erst in der Combe des Fonds, wo er 0,5 bis 1 Meter mächtig wird und einen guten Teil des bis auf 10 (minimal 3) Meter reduzierten Bajocian-Spatkalkes zu ersetzen scheint. Die Phosphoritknollen – das äussere Anzeichen der Kondensation – sind in eine harte, feinkristalline bis feinspätige, zum Teil etwas serizitische und häufig pyritisierte Kalk-Matrix eingebettet. Unter den bis zu 10 Zentimeter grossen Knollen können genetisch zwei Arten unterschieden werden: Flach ellipsoidisch geformte, konzentrisch aufgebaute, die sich um einen Fossilrest (Echinoderme, Bryozoe, Molluske etc.) gebildet haben (s. Fig. 11), und fetzenartige Aggregate, bei denen eine

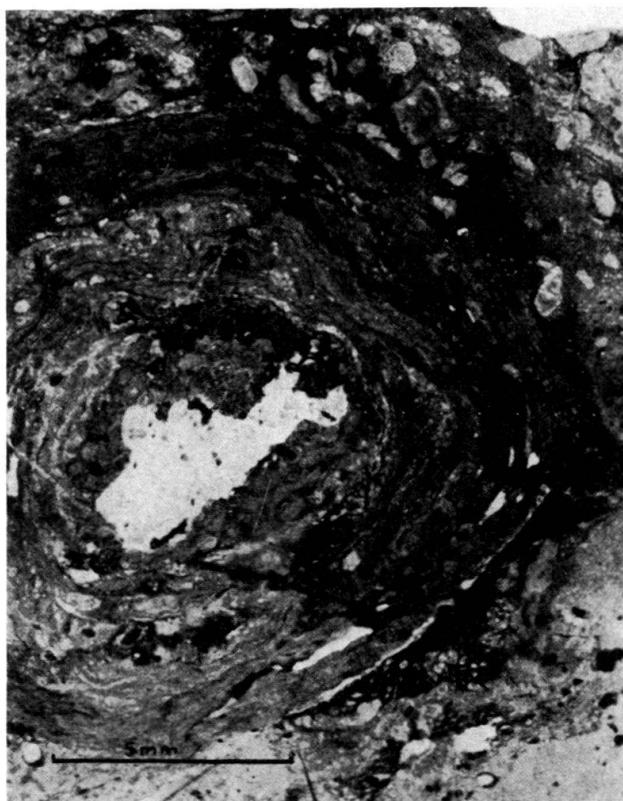


Fig. 11. Querschnitt durch eine konzentrisch gebaute Phosphoritknolle. Im Kern ein zerrissener Bryozoenrest. Die dunkle Pigmentierung röhrt von limonitischen Verunreinigungen her. (Detaillierte Beschreibung des Dünnschliffes p. 383).

amorphe, phosphoritische Grundmasse unzählige Mikrofossilien (Schwammnadeln, Foraminiferen usw.) umschliesst. Erstere erinnern stark an den sogenannten «Makro-Oolith» aus dem transgressiven Unterbajocian des Aarmassivs (BRUDERER, 1924; ROHR, 1926; v. TAVEL, 1936; u. a.). Daneben sind auch phosphatisierte Lamellibranchierschalen, Belemnitenrostren und Cidariden zu beobachten. Feindetritischer Quarz ist verbreitet. Quarzporphytrümmer kommen als Seltenheit

vor und können mit den «oolithischen» Knollen als Anzeichen einer allerdings schwachen und lokalen Transgression gedeutet werden.

Die beschriebenen Fossil- und Phosphoritanhäufungen sind das typische Produkt verzögerter bis verhinderter Sedimentation, eventuell unter Mitwirkung submariner Erosion. Das Sedimentationsmilieu war reduzierend (Pyrit, relativ viel organisches, bituminöses Material). Phosphoritknollen können nach LOMBARD (1956) auf submarinen Plattformen, auch längs Küsten gebildet werden, wo die Sedimentation, z. B. durch Strömungen, verlangsamt oder verhindert ist.

Spatkalk bzw. Echinodermenbrekzie

Der sich direkt aus dem Kondensationshorizont heraus entwickelnde, gebankte, dunkelgraue Spatkalk besteht fast ausschliesslich aus mehr oder weniger groben Echinodermenträmmern (= Echinodermenbrekzie). Er enthält bis zu 5% autigenen Quarz und wenig, meist schichtparallel eingeordneten Serizit. Die Mächtigkeit ändert von Aufschluss zu Aufschluss sehr stark (5–30 Meter), wie es bei echinodermenspätiger Fazies oft der Fall ist. In der Combe des Fonds macht sich immerhin eine nordsüdliche Reduktionstendenz bemerkbar.

Bei l'Amône (Profil 13), wo der Komplex sein Mächtigkeitsmaximum erreicht, und stellenweise auch in der Combe des Fonds, herrscht eine metamorphe, offensichtlich hydrothermal beeinflusste Lokalfazies vor. Nach einigen Metern sehr grober Echinodermenbrekzie folgt an der Amône ein heller, grauer bis beiger Kalk, der vollständig rekristallisiert ist und makroskopisch marmorisiert und zucker-körnig erscheint. Gewisse Unreinheiten weisen darauf hin, dass es sich ursprünglich um einen Spatkalk handelte. Der Quarzgehalt ist auffallend gross und erreicht im Maximum 25% des Gesamtvolumens. Die typisch neu gebildeten Quarzgrano-blasten sind häufig fein zerrissen (leichte Kataklase). Am Südabbruch der Kalkplatte von l'Amône ist eine braun verwitternde, mehr oder weniger konkordant durchlaufende Zone (10 Meter mächtig) zu beobachten. Der Kalk daraus ist feinkristallin und enthält verhältnismässig viel fein verteiltes Erz. Verbindungen zu eindeutig hydrothermalen Spaltenfüllungen sind vorhanden, so dass wenigstens für diese Bildungen ein hydrothermaler Einfluss erwiesen ist (s. Profil 13, Fig. 8).

In der Combe des Fonds, z. B. im Profil von Sur la Lys, ist der Spatkalk auffallend knorrig gebankt bis verschiefert; dies infolge von Härteunterschieden, die wegen einer unregelmässigen, lageweisen Verkieselung auftreten. Diese Fazies erinnert schon etwas an die Kieselknollen im oberen Bajocian der Morcles-Decke, ohne dass hier allerdings die Intensität und die Ausdehnung jener Verkieselungen nur annähernd erreicht würden (vgl. BONNARD, 1926; COLLET, 1943).

Der Kalk endet im Dach normalerweise mit einer unregelmässigen, knorriegen Schichtfläche. Im Norden (Champex, Saleina) tritt an dieser Stelle ein weiterer Kondensationshorizont auf.

b) Mittleres bis oberes Bajocian

Das mittlere bis obere Bajocian ist nur für den nördlichen Teil des Bajocian-Verbreitungsgebietes (Profil 9 und 11) nachgewiesen. Es fällt zudem orographisch kaum in Betracht, ist es doch auf eine unregelmässig ausgebildete, 1 bis 30 Zenti-

meter mächtige Fossillage kondensiert: oberer Kondensationshorizont (Fossilschicht von Champex).

Die von Phosphoritfetzen begleiteten Fossilien ruhen in einem sehr harten, feinspäti gen bis dichten Kalksubstrat, das stellenweise schon Anklänge an das Material des hangenden Argovian zeigt. Der makroskopisch schwarze, amorphe Phosphorit enthält nebst wenig detritischem Quarz und Serizit grosse Mengen von kalzitischen Mikrofossilien und feinsten Fossiltrümmern (vorw. Echinodermen). Die Makrofossilien sind meistens in Vertiefungen der ehemaligen Spatkalkoberfläche angehäuft. Ihre Steinkerne und Schalen wurden lediglich phosphoritisert, nie umkrustet, so dass die Fossilien im Gegensatz zu denen des unteren Horizontes gut bis sehr gut erhalten blieben und die Schicht datiert werden kann. Die Phosphoritabscheidung war hier offensichtlich weniger intensiv. Pyrit ist auch hier verbreitet, das Ablagerungsmilieu war wieder reduzierend.

Der Horizont ist bei der Amône noch vorhanden, doch nur unbedeutend entwickelt. Zusätzlich wurde hier diese wichtige Grenzzone zwischen Dogger und Malm durch hydrothermale Imprägnationen gestört. Noch südlicher sind keine äusseren Anzeichen mehr von Kondensation vorhanden, so dass gerade hier, wo der Bajocian-Spatkalk Reduktionstendenzen zeigt, jeglicher Hinweis auf das Vorhandensein bzw. Fehlen des mittleren-oberen Bajocian fehlt.

FOSSILINHALT UND ALTER

Unterer Kondensationshorizont

Fundort: Vordere Combe des Fonds: Sur la Lys (Profil in TRÜMPY, 1954; p. 322, Nr. 6) und Paquet (Profil 14).

Obschon die kondensierte Schicht hier sehr fossilreich ist, kann wegen der starken phosphoritischen Umkrustung der Fossilien praktisch nichts mehr erkannt und bestimmt werden. Am besten erhalten blieben die Belemniten, als häufigstes Fossil scheint *Cidaris* sp. aufzutreten (meist nur isolierte Stacheln). Gewisse Knollen erinnern an Steinkerne von Lamellibranchiern (*Modiola*?), andere an Algenkörper. An Mikrofossilien sind Bryozoen, Kieselschwammnadeln und unsichere Foraminiferen vorhanden.

Soweit sich erkennen lässt, unterscheidet sich diese Fauna mit den vorherr schenden Belemniten und Cidariden und den zurücktretenden Lamellibranchiern deutlich von derjenigen der Aalenian-Fossilschicht bei l'Amône. Eine Altersangabe anhand der Fossilien ist natürlich unmöglich; wegen der allgemeinen Reduktion, welche der Spatkalk im Verbreitungsgebiet dieses unteren Kondensations horizontes erfährt, ist es möglich, dass ein grosser Teil des Unterbajocian in ihm enthalten ist.

Spatkalk und Echinodermenbrekzie

Ausser Echinodermenresten (Stielglieder von Pentacriniten und Stacheln von Cidariden), die vor allem im Kalk der Combe des Fonds häufig sind, sowie ver einzelnen Belemniten, sind Fossilien aus dieser Serie selten.

Fundort: L'Amône (Profil 13). Die sehr grobe und etwas mürbe Echinodermen brekzie an der Basis der marmorisierten Kalkmasse (Schicht-Nr. 10) lieferte:

Terebratula cf. uptoni BUCKMAN

Sehr grosses und breites Exemplar mit starkem Schnabel.

Serpula socialis GOLDFUSS

Kleine, typisch strangförmige Kolonien.

Cidaris sp. indet.

Zerdrücktes Schalenexemplar und diverse Stacheln.

Pentacriniten.

Im mormorisierten Kalk fanden sich:

Camptonectes lens (Sow.)

Durchwegs rechte Klappen mit typischem grossem Vorderohr. 3 Ex.

Weiter sind Bruchstücke von gerippten Muscheln (*Chlamys*?) und fragliche Korallen vorhanden. Gegenüber der üblichen Fazies ist der Kalk der Amône reiner d. h. ärmer an toniger, graphitischer und eisenschüssiger Substanz; auch die Fauna, namentlich die Korallen, deuten auf eine, wenigstens stellenweise primär etwas andersartige Fazies als die des typischen Bajocian-Spatkalkes.

Im Norden (Champex und Saleina) ist das Alter des Echinodermenkalkes als unteres Bajocian bestimmt, infolge der Eingabelung zwischen der *concavum*-Zone (oberer Teil der Aalenianschiefer) und der *humphriesianum*-Zone (im oberen Kondensationshorizont nachgewiesen). Im Süden kann wegen des Fehlens der hangenden Fossilschicht keine Altersangabe gemacht werden; möglicherweise dauerte aber die Spatkalkbildung hier noch länger an (siehe S. 410).

Oberer Kondensationshorizont (Fossilschicht von Champex)

Fundort: Verlassener Schieferbruch bei der Strasse Orsières–Champex (Profil 9, im Dach der Schicht-Nr. 1).

Stemmatoceras subcoronatum QU. sp. em. WEISSERT

Kleinwüchsige Art (\varnothing des vollständigsten Exemplares 19 mm), scharf ausgeprägte Skulptur, typisch vorgestellte Nabelrippen und wenig gewölbter Bauch (3 unvollständige Exemplare). Zonenfossil der Zone des *Stephanoceras humphriesianum*.

Parkinsonia arietis WETZEL?

Grobberippte, niedermündige Form mit dem typischen, rechteckigen Mündungsquerschnitt. 2 kleine Bruchstücke.

Parkinsonia subarietis WETZEL?

Ebenfalls niedermündig, doch feiner berippt als *P. arietis*. 3 mangelhafte Fragmente. Beides sind Formen aus dem unteren Teil der Zone der *Parkinsonia parkinsoni*.

Parkinsonia dorni ARKELL

Gute Übereinstimmung hinsichtlich Grösse und Gestalt mit der Typusfigur in DORN (1927, T. IV, Fig. 5, 6): Hoher, viereckiger Windungsquerschnitt; flache, leicht konvergente Flanken; Rippen scharf herausstehend und vorgeschwungen, meist gegabelt; Medianrinne tief und schmal. 3 unvollständige Exemplare. Ist eine Form aus dem oberen Teil der Parkinsonischichten.

Daneben findet man noch Bruchstücke von grossen, grobberippten Parkinsonien (Windungshöhe bis zu 35 mm). Sie gehören eventuell zur Gruppe der «*Parkinsonia neuffensis*» (OPPEL), welche bis ins Bathonian hinaufgeht.

Als häufigste Fossilien kommen die Belemniten vor, darunter: *Belemnopsis* sp. indet.

«*Rhynchonella*» sp. indet.

Zwei sehr schlecht erhaltene Exemplare mit je 3 Sinusrippen.

Entolium demissum (PHILLIPS)

Sehr gut erhaltenes Exemplar.

Entolium sp. indet.

Kleine Form (5 mm) mit grossem Apicalwinkel und grossen Ohren, relativ häufig.

Chlamys sp. indet.

Feinberippte, runde Form; 12 Hauptrippen, dazwischen Nebenrippen; feine konzentrische Skulptur.

Anisocardia sp. indet.

Kleines Einzelstück.

Lima (Plagiostoma) sp. indet.

Dickschalige Gastropoden. Ein Exemplar mit dicker Columella und falschem Nabel gehört vermutlich in die Fam. der *Trochidae*.

Fundort: Zweite (obere) Bajocian-Schuppe von Champex, 200 m nordöstlich der Profilokalität 8. Auch hier können im Dach des Spatkalkes Ammoniten gefunden werden. Sie sind aber durchwegs schlecht erhalten und deformiert:

Parkinsonia sp. indet.

Fundort: Nordflanke des Saleinadurchbruches bei Praz de Fort (Profil 11, Schicht-Nr. 9). Auf der durch das zurückwitternde Argovian freigelegten Spatkalkoberfläche sind diverse Fossilnester zu beobachten:

«*Terebratula*» sp. indet. als häufigstes Fossil. Weiter sind Echinodermenreste, Lamellibranchier, Belemniten und ein Bruchstück eines kleinen, feinberippten Ammoniten zu erwähnen.

In den beschriebenen Faunen dominieren mengenmäßig die Cephalopoden. Die Brachiopoden, die bei Champex selten sind, werden bei Saleina häufiger.

Im unscheinbaren oberen Kondensationshorizont sind Ammoniten aus der Zone des *Stephanoceras humphriesianum* (*Stemmatoceras subcoronatum*), aus dem unteren Teil der *parkinsoni*-Zone (*Parkinsonia arietis*, *P. subarietis*) sowie aus dem obersten Bajocian bis untersten Bathonian (*Parkinsonia dorni*, grosse Parkinsonien vom «*neuffensis*»-Typ) enthalten. Diese Schicht wurde also während eines sehr langen, mittleres und oberes Bajocian umfassenden Zeitraumes abgelagert. Inwieweit auch noch das untere Bathonian darin vertreten ist, lässt sich wegen des schlechten Erhaltungszustandes der grossen Parkinsonien nicht abschätzen.

Südlich von Praz de Fort ist der obere Kondensationshorizont nur noch unbedeutend entwickelt oder er fehlt (Omission), so dass vor allem auch das Alter des liegenden Spatkalkes hier nicht mehr bestimmt ist. Es ist nicht unwahrscheinlich, dass die Spatkalk-Sedimentation von Norden nach Süden im Zonenschema aufwärts wandert, scheinen sich doch die beiden begrenzenden Kondensations-

horizonte gegenseitig abzulösen: Bei Champex und Saleina folgt über dem offensichtlich noch vollständig entwickelten Unterbajocian ein kondensiertes Mittel- bis Oberbajocian. In der Combe des Fonds dagegen ist das untere Bajocian stark kondensiert, während der Spatkalk normal, lokal sogar mit einer etwas «kieseligen Oberbajocian-Fazies» endigt. Leider lieferte der untere Horizont keine bestimmbareren Fossilien, so dass diese Hypothese nicht bewiesen werden kann.

3. Bathonian, Callovian, Oxfordian¹⁰⁾

Jegliches paläontologische und lithologische Anzeichen, dass dieser in den benachbarten Gebieten der Morcles-Decke mergelschiefrig ausgebildete und belebte Komplex auch bei uns vorhanden ist, fehlt. Auch das im Helvetikum sonst weit verbreitete Niveau des Eisen-Oolithes, die typische Fazies des kondensierten und reduzierten Bathonian und Callovian konnte ebenfalls nirgends festgestellt werden. Die Sedimentation setzt erst wieder mit der grossen Argovian-Transgression ein. Dies ohne sichtbare Lücke oder Diskontinuität, ohne Hinweis auf Landnähe oder gar Erosion, so dass eine über die ganze Zeitdauer persistierende Meereshöhenbedeckung angenommen werden muss. Schichtlücken ähnlicher Grössenordnung treten auch im östlichen Aiguilles Rouges-Massiv (PAREJAS, 1922), am westlichen Ende des Aarmassivs (von TAVEL, 1936; FURRER, 1939), ferner in grossem Umfang in der Ostschweiz auf. Von TAVEL erklärt diese grossen, unauffälligen Schichtlücken durch Sedimentationsbedingungen, die periodisch um eine Gleichgewichtslage schwankten, bei der an und für sich geringe Ablagerungen fortwährend durch Abtrag aufgehoben wurden. Bedingungen, wie sie nach TRÜMPY (1959) z. B. auf einer submarinen Plattform eventuell nicht unerheblicher Tiefe, wo die Sedimentation durch mangelnde Materialzufuhr erschwert wird, herrschen. Derselbe Effekt kann auch an einer verhältnismässig seichten Schwelle auftreten, wenn es infolge einer CaCO_3 -Untersättigung (z. B. wegen zu kaltem Wasser) nicht zu Kalkabscheidungen kommen kann.

In früheren Arbeiten von OULIANOFF und von TRÜMPY wurde die Mergelschieferserie, die sich in der Regel zwischen Bajocian- und Malmkalk einschaltet, in Ankläng zu den Verhältnissen im Dauphiné, als Callovo-Oxford bezeichnet und kartiert. Die Gründe, die mich bewogen, diesen Komplex ins Argovian zu stellen und mit den Schiltschichten zu vergleichen, werden im folgenden Kapitel über den Malm dargelegt.

PALÄOGEOPGRAPHIE DES DOGGER, ALLGEMEINE SCHLÜSSE UND VERGLEICHE

Auch die Paläogeographie des Dogger wurde massgeblich vom Massiv beeinflusst. Das rückwärtige Mont Blanc-Massiv war wieder eine aktive Schwellenzone, mit einer gegenüber den westlicheren Massivteilen (= Morcles-Decke) neristische Fazies. Eine Doggerfazies, welche an jene der Morcles-Decke erinnert, herrscht lediglich im nördlichsten Teil des Untersuchungsgebietes, der dem Deckengebiet am nächsten steht.

¹⁰⁾ Da sich die Paläogeographie und Fazies des Oxford im Gebiet der autochthonen Massive noch sehr eng an die des oberen Dogger schliesst, fügen auch wir seine Besprechung an dieser Stelle ein.

Die zentralen Teile des östlichen Mont Blanc-Massivs (Val Ferret, Combe des Fonds) wurden erstmals im Dogger von einer Transgression erfasst. Dieselbe erfolgte im mittleren Aalenian, also auffallend spät. Vergleichbare Verhältnisse finden sich im Bereich der erst im oberen Dogger überfluteten «Windgällen-Insel» im Aarmassiv des Reusstales (STAUB, 1911). Die Transgression kam aus nordöstlicher bis östlicher Richtung und ging vom bestehenden helvetischen Aalenian-Trog aus. Das Aalenian zeigt seine transgressiven Züge nur festlandwärts, d. h. im südlichsten Teil des Untersuchungsgebietes. Die daraus resultierenden Fazieszonen fügen sich an eine hypothetische Küstenlinie, die in der Combe des Fonds noch nordsüdlich verläuft und zwischen l'Amône und la Diurette (Profile 13 und 12) wahrscheinlich nach Nordwesten abbiegt.

Der eigentliche, im Verlauf der Zeit wohl gegen SW wandernde Küstengürtel mit litoraler Fazies wird durch das Amône-Konglomerat markiert. In einer folgenden, unruhigeren Zeitspanne wurden weitere Teile des Kristallinfestlandes unter Wasser gesetzt. Es kam, ähnlich wie schon in der Trias, zu Schüttungen von brekziösen Arkosen, die das Geröll und weitere, küstenfernere Zonen überdeckten. Im landfernsten Gebiet, am Catogne, wo die Sedimentation eventuell schon im älteren Aalenian einsetzt, fehlen diese Transgressionsprodukte; der detritische Lias wird direkt von Tonschiefern überlagert. Die kräftige Subsidenz, die im Val Ferret kaum über zwei Ammonitenzonen andauernd zur Bildung einer 150 Meter mächtigen Tonschieferserie führte, brachte erstmals für das ganze Untersuchungsgebiet einheitliche Bedingungen. Doch auch nur sehr kurzfristig, denn sie klingt gegen Süden rasch ab. Die sonst eintönige Aalenian-Fazies modifiziert sich gegen die seit der Trias bestehende Hochzone, und grosse Teile der Tonschiefer werden durch wenig mächtige, neritische und fossilreiche Kalke ersetzt. Bei dieser so genannten Amône-Fossilschicht – ihr Verbreitungsgebiet deckt sich wohl nicht nur zufällig mit dem des Amône-Konglomerates – handelt es sich um die Bildung einer ruhigen, abgeschlossenen, seichten Bucht.

Interessanterweise haben die zeitlich dem Oberaalenian entsprechenden Aalenian-Schiefer des Val Ferret die typische «Opalinusschiefer-Fazies», welche im übrigen Helvetikum für das untere Aalenian (Zone des *Lioceras opalinum* bis Teilzone des *Costileioceras sinon*) bezeichnend ist. Anzeichen von Eisensandstein waren nirgends festzustellen.

Stand das Aalenian im Zeichen einer weiten Transgression, so zeichnet sich das Bajocian durch Reduktionstendenzen aus. Sie äussern sich allerdings nicht im Auftreten terrigerer Einlagerungen, sondern in einer allgemein verzögerten bis verhinderten Sedimentation (Kondensation, Omission), Verhältnisse, die sich in der Folge als äusserst stabil erwiesen und die darüber hinaus bis zur Argovian-Transgression andauerten. An dieser Stelle sei kurz auf die weitverbreiteten Kondensationserscheinungen im helvetischen Mittel- bis Oberdogger hingewiesen: Kondensierte *garantiana*- und *parkinsoni*-Zone von Gruppen (W. BIRCHER, 1935); kondensierte Oberbajocian und Unterbathonian (Blegioolith); kondensierte Bathonian bei Engelberg (THALMANN, 1922); kondensierte Oxfordian im Reusstal (W. STAUB, 1911) usw. Bezeichnenderweise liegen diese Gebiete vornehmlich in der Ostschweiz, wogegen die Sedimentation im Westen mit Ausnahme unserer Hochzone und einer ähnlichen am Ostrand des Aiguilles Rouges-

Massivs (Dogger von Les Preises, in PARÉJAS, 1922) mit ebenfalls kondensiertem Mittel- und Oberbajocian kontinuierlicher war.

Im vorderen Val Ferret entwickelt sich das Unterbajocian wie in der Mörcoles-Decke direkt aus dem Aalenian. In der Combe des Fonds stellt sich im Übergang eine kondensierte Phase ein. Die Sedimentation muss aber auch hier, im Gegensatz etwa zum Aarmassiv (Doldenhorn-Decke), wo deutliche Anzeichen einer mit Erosionserscheinungen verbundenen Bajocian-Transgression beschrieben werden, als kontinuierlich bezeichnet werden (vgl. BRUDERER, 1924; ROHR, 1926; v. TAVEL, 1936).

Das lithologisch und orographisch erfassbare Bajocian – es handelt sich, soweit man erkennen kann, durchwegs um unteres Bajocian – hat eine typisch echinodermenspätige Fazies, ist also neritischer als die zeitlichen Äquivalente in der Mörcoles-Decke. Die Detail-Paläogeographie des Bajocian ist im nordöstlichen Mont Blanc-Massiv, wie auch andernorts, nur schwer zu überblicken und zu deuten. Ein Umstand, der noch durch den schlechten Einblick, den unser Gebiet für west-östliche Faziesänderungen bietet, erschwert wird. Die raschen, seitlichen Mächtigkeitsschwankungen, die verbreitete stratigraphische Kondensation und Omission deuten auf unstabile submarine Bedingungen, verursacht z. B. durch Strömungen, die sich bekanntlich an untermeerischen Hochzonen verstärkt auszuwirken vermögen.

E. MALM

GLIEDERUNG, FAZIELLE AUSBILDUNG UND ENTWICKLUNG

(siehe Beschreibung der Profile 8–15 und Fig. 6)

Der autochthone Malm zeichnet sich gegenüber den besprochenen Serien durch grosse Mächtigkeiten und eine eintönige, wenig differenzierte Ausbildung aus. Bei seiner Fossilarmut beruht die Gliederung und Zuordnung weitgehend auf lithostratigraphischen Vergleichen. Die Malmbildungen des Val Ferret können in folgender Weise aufgeteilt werden (von unten nach oben):

- Knollenkalk des Argovian («Schiltkalk»), tritt nur lokal auf.
- Mergel- und Kalkschiefer des Argovian («Schiltschiefer»).
- Malmkalk, als Hauptmasse, lokal durch eine dolomitische Lage abgeschlossen.

Diese für den autochthonen Malm typischen, lithologischen Grossseinheiten sind wegen der auftretenden Übergänge nie scharf voneinander abzugrenzen; die zwei tieferen ersetzen sich zudem seitlich. Am Catogne folgt der Malmkalk mit tektonischem Kontakt direkt auf das Aalenian. Das Argovian (Mergelschiefer) ist hier erst in der höheren, parautochthonen Malmschuppe des Pas de la Face festzustellen (siehe Fig. 13).

1. Knollenkalk

In gewissen Profilen [Champex (9), l'Amône (13)] beginnt der unvermittelt über dem Bajocian einsetzende Malmzyklus mit 10 bis 20 Metern eines knolligen, fleckig verwitternden Kalkes, der in anderen Profilen (z. B. Saleina: Prof. 11) vollständig fehlen kann oder vermergelt ist (z. B. La Diurette: Prof. 12). In der Combe des Fonds konnte er nur einmal ganz lokal und geringmächtig (2 m) fest-

gestellt werden (Lokalität: Paquet, 2. Gletscherbach von N gezählt, Koord.: 572300/85750/2000). Interessanterweise erscheint ein ähnlicher Kalk nochmals im südlichsten autochthonen Profil des italienischen Val Ferret bzw. Val Veni (Peuterey: siehe P. ELTER, 1954, p. 9).

Der Knollenkalk ist vor allem im Profil der Amône, wo auch das übrige Argovian auffallend kalkig entwickelt ist, sehr typisch und verhältnismässig mächtig ausgebildet. Es ist ein dunkler, makroskopisch dichter bis feinkörniger Kalk, der wegen unregelmässiger Tonhäute etwas knorrig verschiefert ist. Seine ockerfarbig fleckig verwitternde und leicht korrodierte Oberfläche zeigt einen pseudokonglomeratischen Aspekt. Der Dünnschliff bestätigt dieses Bild: die gelb verwitternde Karbonatgrundmasse ist relativ grob und vorwiegend idiomorph kristallisiert. Sie verhält sich bei Färbversuchen (nach Lemberg oder mit Hämatoxylin) wie Dolomit. Die anfänglich heftige Reaktion bei der Behandlung mit HCl geht auf die kalzitische Zwischenklemmasse, in der die dolomitähnlichen, idiomorphen Rhomboeder liegen, zurück. HEIM (1916) bezeichnete jene als Ankerit $[Ca(Mg,Fe)(CO_3)_2]$, wobei er sich auf Analysenresultate, die grosse Fe-Gehalte ergaben, beruft. Diese Matrix enthält isolierte, an der Ober- und Unterfläche durch graphitische Tonhäute scharf begrenzte Fetzen und Linsen eines mikrokristallinen, schwarzen Kalkes. Autogene Mineralbildungen von Quarz und Albit sowie Mikrofossilien sind darin verbreitet. Die «Komponenten» treten in gewissen Proben so stark zurück, dass das Gestein homogen dolomitisch erscheint.

Die Bildungsweise dieser, nach der Fauna zu schliessen (siehe p. 420) pelagischen Kalke ist noch nicht abgeklärt. Sie entstehen vielleicht unter speziellen Grenzbedingungen, bei denen die primär erschwerte und nur temporär mögliche Kalkabscheidung durch entgegenwirkende Auflösungerscheinungen zusätzlich gestört wird. Das zeigt sich schon aus dem Erhaltungszustand der Fossilien: die Aragonitschalen der Ammoniten wurden fast vollständig aufgelöst und sind nur noch als undeutliche Umrisse zu erkennen, während die kalzitischen Aptychen und die Belemniten durchwegs besser erhalten blieben. Der beschriebene Kalk wird gegen oben mergeliger und schiefrig, dies unter gleichzeitigem Zurücktreten der ankeritischen Partien. Er geht allmählich in die hangenden Mergelschiefer über. Bei diesem nur lokal auftretenden Komplex handelt es sich offensichtlich um den sogenannten Schiltkalk der Ost- und Zentralschweiz, einer im ganzen Helvetikum konstant ausgebildeten, typischen Transgressionsfazies des Argovian. Nach dem Auffinden dieses direkt über dem Bajocian einsetzenden Niveaus musste der für die folgenden Mergelschiefer in unser Gebiet übernommene Begriff des «Callovo-Oxfordian» fallen gelassen, diese als Argovian (Schiltschiefer) bezeichnet und die vorgängig beschriebene Schichtlücke postuliert werden (siehe Abschnitt: Bathonian, Callovian, Oxfordian; p. 414).

2. Mergel- und Kalkschiefer («Schiltschiefer»)

Die in der stratigraphischen Kolonne folgenden Mergel- und Kalkschiefer, die den Knollenkalk zusätzlich seitlich ersetzen, verkörpern die normale Argovianfazies unseres Untersuchungsgebietes. Sie führen in ihrem unteren Teil häufig noch fleckige, krümelige Kalkschieferzwischenschaltungen, die den Übergang aus

dem liegenden Knollenkalk anzeigen. An Orten, wo dieser fehlt, kann die Serie direkt damit beginnen. Die Serie misst 15 bis 40 Meter; sie erreicht ihre grösste Mächtigkeit bei Saleina (Profil 11, Fig. 7), wo der Knollenkalk fehlt. Sie beginnt eher mergelig und wird gegen oben kalkig. Daneben können auch noch Einschaltungen von allgemein kalkreicheren Zonen beobachtet werden.

Beim Gesteinsmaterial handelt es sich um einen bläulichen bis beigen, meist gelbbraun fleckig verwitternden, glatt verschiefereten Mergelkalk (bzw. um kalkreiche Mergelschiefer). Der feine Bankungsrhythmus (5 zu 5 cm) beruht auf einem raschen Wechsel von mergeligen und mehr kalkigen Lagen. Wegen des Abnehmens der Mergel wird die Bankung gegen oben gröber (20 cm). Nach ihrem vollständigen Zurücktreten ist auch der Übergang in den hangenden Malmkalk vollzogen. Die Serie führt oft etwas Pyrit; kubische Einzelkristalle sind nicht selten.

Die stark gestörte Schieferzone, die sich am nördlichen Catogne zwischen die beiden Malmkalkmassen der «Dent» und des «Pas de la Face» einschiebt und die, wie wir gesehen haben, bei Sembrancher Bajocian in schieferreicher Fazies enthalt (s. Fig. 13), besteht zur Hauptsache aus Kalkschiefern dieses Typs.

Bei Champex herrscht lokal eine düster feinschiefrige und etwas tonigere Fazies. Die gelbbraun verwitternden, regelmässig glatten Schiefer, die ehemals abgebaut worden sind (Schieferbruch im Profil 9) führen eine verarmte, pelagische Cephalopodenfauna (Belemniten und Phylloceraten). Diese Schiefer sind kaum vom typischen Oxfordian der Morcles-Decke zu unterscheiden und sind vor allem im italienischen Val Ferret weitverbreitet. M. B. CITA (1953) bezeichnet sie dort als Callovo-Oxfordian; doch ist aber gerade das Vorkommen von Champex von knolligem Kalk (Typus Schiltkalk) unterlagert.

3. Malmkalk

Der Malmkalk, diese mächtigste lithologische Einheit der autochthonen Serie, baut die auffallend hellblaugrauen, den ganzen Tallauf flankierenden Sedimentplatten auf.

Wie wir gesehen haben, entwickelt sich der Kalk dort, wo die normale stratigraphische Abfolge erhalten geblieben ist, aus dem liegenden mergelschiefrigen Argovian. Die grösste Mächtigkeit erreicht er mit 150 bis 200 Metern am Catogne (La Dent, Li Blanche). Hier im Norden ist eine zweite, etwa 40 Meter mächtige, sogenannt «parautochthone» Malmschuppe (Pas de la Face) vorhanden (siehe p. 432, Fig. 13). Gegen Süden nimmt der Malmkalk, offensichtlich wegen verstärkt auftretender Laminierungerscheinungen, rasch ab; er ist bei Saleina (Praz de Fort) 70 Meter und weiter südlich nur noch 40 bis 50 Meter stark (siehe Fig. 6).

Der feinkristalline, hell blaugrau bis braungrau verwitternde, ausgesprochen plattige Kalk erscheint im Steilabbruch wegen zurückwitternder, feinschiefriger Lagen durchgehend gegliedert und gebankt. Verhältnismässig massige Lagen mit muscheligem Bruch, also mit dem typischen Hochgebirgskalk-Charakter, kommen nur selten vor. Die plattige Absonderung hat zwei Ursachen. Primär ist sie wohl durch die feinen, schichtparallel eingelagerten Tonhäute, die, serizitisiert, den Schichtflächen bei der Verwitterung ein gelbgefiammtes Aussehen geben, angelegt. Dazu kommt noch eine tektonisch bedingte Parallelschieferung, welche

im Gefolge der leichten Epimetamorphose, die das Gestein durchmachte, zu stande kam.

Das etwas graphitisch-unreine Kalzitaggregat ist deutlich rekristallisiert, und zwar unter einseitigem, tektonischem Druck, wie die feinen, durchwegs schichtparallel eingeregelten, sekundären Kalzitkristalle anzeigen. Die ehemals vorhandene bituminöse Substanz wurde weitgehend graphitisiert. An Fremdmaterial ist verhältnismässig viel mikroskopisch verteiltes Erz (Pyrit, Limonit, Hämatit) vorhanden, was dem Kalk eine oft bräunliche, in gewissen Lagen sogar rötliche Färbung gibt.

Der geringmächtige, im allgemeinen etwas stärker metamorphe, z. T. zuckerkörnig weisse und verschiefernde Malmkalk der Combe des Fonds ist im Durchschnitt etwas tonreicher als im Norden. Aus den genannten Gründen fällt es vor allem in der intensiv tektonisierten, hinteren Combe des Fonds schwer, Argovian, Malmkalk und die folgende fragliche Unterkreide auseinander zu halten. Noch südlicher, im italienischen Val Ferret, wo sich der Übergang in die Dauphiné-Fazies vollzieht, werden saubere Kalkniveaus ausgesprochen selten.

Diese atypische «westliche Quintnerkalk-Fazies» findet sich auch im Malm der Mörclès-Decke, aber nur in den stratigraphisch tieferen Partien, während der obere Hauptteil des Kalkes dort massiger und reiner entwickelt ist (siehe BONNARD, 1926; COLLET, 1943).

Der Malmzyklus endigt normalerweise mit einigen Metern (10 m) eines gut gebankten, braun anwitternden Kalkes (z. B. bei Sembrancher oder Praz de Fort). Im günstigsten Fall kann sich hier auch bei uns eine dünne, dolomitische Lage einschalten. Bei Saleina (200 Meter über der Profillokalität 11) enthält das relativ wenig gestörte Malmdach zwei 1 bis 2 Meter mächtige Bänke eines feinkörnigen, brekziösen Dolomites. Seine verschwommen klastische Struktur beruht auf intratransformationaler Brekzienbildung und ist zusätzlich mit mikrostylolithischen Verwachsungen (= diagenetische Auflösungserscheinungen) verbunden. Die Zwischenmasse der eckigen bis angerundeten Dolomitbrocken ist etwas dunkler verfärbt (im Dünnschliff zu sehen) und verhältnismässig reich an Mikrofossilien (Radiolarien, Schwammnadeln usw.). Das Gestein wurde alpin stark zerbrochen, ist aber im Gegensatz zum benachbarten Kalk nicht verschiefernt und rekristallisiert worden. Aus diesem Grund blieb auch die Mikrofauna erhalten.

Bei der Amône ist diese abschliessende Bank knollig und ankeritisch, also «schiltkalkähnlich», bei la Diurette detritisch sandig und im Profil 15 (italienisches Val Ferret) scheint sich auf diesem Niveau sogar eine Spatkalkbank einzuschalten.

Diese spärlichen, doch um so wichtigeren Anzeichen von stellenweise regressiven Bildungen an der Malmobergrenze lassen sich sehr schön mit anderen, datierten Regressionen (z. B. in der Mörclès-Decke) in Beziehung bringen und weisen auf eine vollständig entwickelte Malmserie hin.

Die beiden an früherer Stelle schon erwähnten Malmpakete des nördlichen Catogne endigen an der Steilwand südwestlich von Sembrancher jedesmal mit dem für die höchsten Malmlagen typischen braunen und gut gebankten Kalk, was auf Schuppenbau hinweist und eine Antiklinalstruktur (mit Kern aus Bajocian und Argovian), wie bei rascher Betrachtung vermutet werden könnte, ausschliesst (näheres siehe p. 432).

FOSSILINHALT UND ALTER

Knollenkalk

Fundort: Verlassener Schieferbruch bei der Strasse Orsières-Champex (Profil 9, Schicht-Nr. 2). Besonders die tiefsten, kalkigeren Partien des Knollenkalkes, die typischen Schiltkalkhabitus haben, sind fossilreich:

Sowerbyceras cf. tortisulcatum (D'ORB.)

5 verhältnismässig kleine (D. 20 mm) Exemplare. Wird als Form des Argovian und Oxfordian bezeichnet.

Belemniten, darunter *Hibolites* sp. indet.

Lamellaptychus sp. indet.

Kleine Formen.

Daneben sind relativ viele, allerdings durchwegs stark deformierte Brachiopoden vorhanden:

Aulacothyrida sp. indet., «*Terebratula*» sp. indet.

Fundort: L'Amône (Profil 13, Schicht-Nr. 12–15).

Schlecht erhaltene Ammoniten aller Grössen (D. 2–10 cm), die nur als feine Schalenumrisse auf den Verwitterungsflächen erscheinen, sind verbreitet.

Belemniten, vorwiegend *Hibolites* sp. indet.

Lamellaptychus cf. lamellosus (PARK.)

Sind auch in den mehr mergeligen Partien zu finden, z. T. recht grosse Exemplare.

Aulacothyrida cf. impressa (v. BUCH)

Ein Exemplar, zusammen mit anderen unbestimmbaren Brachiopoden.

Letztere sind zusammen mit den seltenen Echinodermenträmmern (Stielglieder von Crinoiden etc.) auf den basalen Knollenkalk (Schicht-Nr. 12 und 13) beschränkt. Die Mikrofossilien (Foraminiferen, Schwammnadeln usw.) sind durchwegs schlecht erhalten.

Mergel- und Kalkschiefer

Fundort: Verlassener Schieferbruch bei Champex (Profil 9, Nr. 3). Nur das etwas atypische Vorkommen dieser Lokalität lieferte Fossilien:

Sowerbyceras sp. indet.

Wahrscheinlich zur Gruppe des *S. antecedens* POMPECKJ gehörend. Sehr kleine Spezies (D. 1 cm), z. T. sehr gut erhalten; scheinen auf die kalkreicherer Lagen beschränkt zu sein und liegen wegen des dort auftretenden Clivages schräg zur Schieferung.

Belemniten und in gewissen späten Nestern Reste von Cidariden.

Vor allem die knolligen, kalkigen Basisschichten des Argovian erwiesen sich mit ihrer Mischfauna aus benthonischen (glatte Brachiopoden und Echinodermen) und pelagischen (Cephalopoden und Radiolarien) Formen als ziemlich fossilreich. Der Benthos verschwindet allerdings rasch in den höheren Lagen; die Fauna der Mergelschiefer von Champex ist ausgesprochen pelagisch. Sämtliche Fossilien sind aber für eine Altersbestimmung ungenügend, die Brachiopoden, weil sie stark

deformiert sind, die besser erhaltenen Phylloceraten, weil sie die in Frage kommenden Stufen (Oxfordian und Argovian) durchlaufen. Die Argovian-Transgression ist in der Mörcoles-Decke durch die *transversarium*-Zone datiert. Wir dürfen daselbe Alter mit grösster Wahrscheinlichkeit auch für das etwas internere nordöstliche Mont Blanc-Massiv annehmen, da die grosse Transgression in diesem vergleichsweise kleinen Gebiet wohl ziemlich synchron verlaufen sein mag.

Die spezielle Kombination von Fazies und Fauna, dann aber auch die Lithologie mit der typischen Vergesellschaftung von Knollenkalk und Mergelschiefern, hat uns bewogen, die Serie in Analogie zu den Schiltschichten der Ost- und Zentralschweiz bzw. der Mörcoles-Decke, als Argovian zu bezeichnen. Wir lassen aber, vor allem weil der paläontologische Beweis dazu aussteht, nicht ausser Acht, dass der nur ganz lokal vorkommende, sogenannte «Schiltkalk» eine typische Transgressionsfazies ist und als solche, wenn die äusseren Bedingungen erfüllt sind, auch zu andern Zeiten (z. B. im Oxfordian) hätte gebildet werden können.

Malmkalk

Der subeuxinisch-pelagische Malmkalk dürfte nur in akzessorischen Mengen Mikrofossilien enthalten haben. Die wenigen, die die Diagenese überstanden, wurden in unserem Fall sicher noch bei der durch die alpine Metamorphose bedingten, zweiten Rekristallisation zerstört, so dass heute die ganze Kalkmasse steril erscheint. Die Mikrofauna blieb lediglich in den resistenteren Dolomitlagen erhalten, war aber hier wahrscheinlich schon primär etwas verarmt. Wir erkennen darunter vor allem:

Radiolarien (u. a. Nassellarien), kalzitisierte Schwammnadeln und unbestimmbare Foraminiferen. Tintinniden konnten keine festgestellt werden.

An einem Lesestück (dolomitischer Kalk) aus der Malmschutthalde der Amône konnte *Rhynchonella loxia* FISCHER v. WALDH., eine Form des Tithon bestimmt werden. Obwohl das Einzelstück unvollständig ist, kann die Bestimmung als sicher gelten, da eine Menge von Speziesmerkmalen übereinstimmen. Wir dürfen deshalb annehmen, dass die Regression am Ende des Malm auch hier im oberen Tithon stattfand und dass Kimmeridgian und Portlandian die mächtigen Kalkmassen aufbauen.

PALÄOGEOGRAPHIE DES MALM, ALLGEMEINE SCHLÜSSE UND VERGLEICHE

Nach der bisherigen, durchwegs von einer aktiven Hochzone beeinflussten Paläogeographie und Fazies wird im Argovian das Mont Blanc-Massiv erstmals gesamthaft von einer kräftigen Subsidenz erfasst, die für das ganze Gebiet einheitliche Bedingungen schuf und die zur Ausbildung von relativ mächtigen, gleichförmigen Serien führte.

Die Transgression erfolgte rasch und ging ohne nachweisbare Emersionsphase von der seit dem Bajocian persistierenden Meeresbedeckung aus. Eine eigentliche Transgressionsfazies («Schiltkalk») entstand nur lokal, an offensichtlich bevorzugten Stellen, wo die Bedingungen etwas günstiger waren (Schwellen), sonst setzte die Sedimentation direkt mit Mergelschiefern ein.

Unser Malmkalk, das zeitliche und fazielle Äquivalent des sogenannten Hochgebirgskalkes, hat mit rund 200 Metern maximaler Mächtigkeit gegenüber der Zentralschweiz (mit 400 Metern) und der Morcles-Decke (mit 300 Metern) an Bedeutung eingebüsst, wahrscheinlich primär wegen der schon oben angetönten Laminierungserscheinungen. Die typisch subeuxinische Quintnerkalkfazies ging durch die leichte Metamorphose, die das Bitumen abbaute, verloren. Seine leicht tonige Fazies (Tonhäute) scheint schon etwas interner als in der Morcles-Decke (vgl. COLLET, 1943; CAROZZI, 1955).

Der Fazieswechsel im Dach des Malmkalkes (Dolomit- und autogene Brekzienbildung) zeigt ein Seichterwerden des Meeres an der Jura-Kreide-Grenze an. Das steht nach M. GERBER (1930), COLLET (1943) u. a. im Zusammenhang mit Bewegungen, die zur sogenannten Purbeck-Emersion führten. Die Regression äussert sich in unserem Gebiet aber nur lokal und dauerte nur kurze Zeit. Sie wird rasch von einer neuen Subsidenz, derjenigen der unteren Kreide, abgelöst.

Verfolgen wir diese höchsten Serien der autochthonen Schichtreihe in derselben Zone, die z. B. vom Normalschenkel der Morcles-Decke (*Haut de Cry*) aus über unser Gebiet bis nach Italien zieht, so kann von N nach S ein Verschiefern und leichtes Vermergeln, d. h. eine allgemeine Annäherung an die Fazies des Dauphiné-Raumes beobachtet werden.

F. KREIDE ?

Über dem besprochenen Malm folgt eine weitere, lithologisch ähnlich zweiteilige Mergelschiefer-Kalkserie. Sie wurde von TRÜMPY (1951) als Schuppe von Oxfordschiefern und Malmkalk betrachtet. Nach den auf Seite 417 angeführten Gründen dürften erstere eher ins Argovian zu stellen sein. Die Deutung als tektonische Repetition scheint durch den Umstand, dass die Schiefer fast immer stark gestört sind und zusätzlich fast alle der seit RABOWSKI (1917) bekannten Kristallinlamellen enthalten, bestätigt zu werden. RABOWSKI schloss aus diesen Kristallinlinsen direkt auf das Erscheinen einer neuen, höheren tektonischen Einheit der helvetischen Deckenwurzeln.

Andererseits schliesst sich die Serie äusserlich (lithologisch, morphologisch) noch sehr eng ans Autochthon. In ihrem unteren Teil vermutete schon TRÜMPY (1951; p. 339, Fig. 1) unsicheres Valanginian. In gewissen Profilen (z. B. in der Steilwand SW von Sembrancher) kann auch bei uns zwischen dem liegenden autochthonen bzw. paraautochthonen Malmkalk und den erst in den höheren Lagen gestörten und eine Kristallinlamelle enthaltenden Mergelschiefern ein stratigraphischer Kontakt festgestellt werden. Dies und gewisse fazielle Abweichungen – diese Mergelschiefer sind düsterer und lageweise tonreicher als jene des Argovian – veranlasst uns, die Serie hier provisorisch und mit grossen Vorbehalten in die Unterkreide zu stellen und mit den Zementsteinschichten des Berriasian zu vergleichen. Dies um so mehr, da ja im strukturell mehr oder weniger unserem Gebiet entsprechenden Normalschenkel der Morcles-Decke (*Haut de Cry*) Unterkreide-Sedimente verbreitet sind. LUGEON (1916) und BONNARD (1926) sprechen hier von einem «Valanginien schisteux» und einem «Valanginien calcaire». Letzteres ist allerdings im Gegensatz zu dem am nördlichen Catogne über den Kristallinlamellen folgenden Kalk (rund 50 m mächtig) deutlich organogen, so dass beide nur unter Annahme eines beträcht-

lichen Fazieswechsels oder aber einer destruktiven Rekristallisation parallelisiert werden könnten.

Wir lassen die autochthone Serie, wie RABOWSKI (1917), am Niveau der Kristallinlamellen zu Ende gehen und betrachten die noch darüber liegenden Mergelschiefer und den Kalk als eine einfache Malmschuppe, die wir an die Basis des Helvetikum s. s. stellen (siehe Tektonik, p. 434, 439).

SCHLUSSBETRACHTUNGEN

Die stratigraphischen Zusammenhänge in diesen z. T. transgressiven, z. T. durch detritische Einschaltungen gestörten, häufig reduzierten oder gar auskeilenden Schichtverbänden sind sicher um einiges komplizierter, als es sich aus der nur unvollständigen Profilreihe und den wenigen sicheren Altersangaben ergibt. Der schmale, aufgeschlossene Gürtel gewährt uns denkbar schlechten Einblick für Faziesänderungen senkrecht zum Streichen. Die Fazieslinien (Isopen, Isopachen) laufen meist schief zu den heutigen, alpin bedingten Strukturen; ihr genauer Verlauf kann wegen der eindimensionalen Anordnung der Aufschlüsse häufig nicht genau festgestellt werden.

Der Ablagerungsraum der am Nordostrand des Mont Blanc-Massivs anstehenden autochthonen Sedimente lag zwischen dem der Morcles-Decke und dem der höheren helvetischen Elemente (Diablerets-Wildhorn-Decke). Die Serie zeigt mit ihrer deutlichen vertikalen Gliederung die typische epikontinentale Entwicklung, wie sie für den nordhelvetischen bis autochthonen Sedimentationsraum charakteristisch ist. Während langer Zeiträume des Mesozoikum (Trias bis unterster Malm) ist die lokale Paläogeographie zusätzlich massgebend vom besonderen, durch persistierende Hebungstendenzen gekennzeichneten Verhalten dieses internen Massivteils beeinflusst worden. Die daraus hervorgegangene, primär stratigraphisch reduzierte Abfolge hat im Vergleich zu den westlicheren Massivteilen, deren ehemalige Bedeckung heute in der Morcles-Deckfalte und in der Chamonix-Mulde vorliegt, eine ausgesprochen neritischere, zeitweise litorale Fazies. Eine Reduktionszone ähnlicher Art liegt im NW des Morcles-Raumes, im Bereich des östlichen Aiguilles Rouges-Massivs (PARÉJAS, 1922).

Die erste Transgression erfolgte im Norden (Catogne) schon in der Trias (Muschelkalk); die südlicheren Gebiete (Val Ferret) wurden erst später, im mittleren Aalenien erfasst; gewisse südlichste Teile des Untersuchungsgebietes (Petit Col Ferret und wahrscheinlich auch Teile des italienischen Val Ferret) blieben bis ins Argovian sedimentfrei.

Die reduzierte Schwellenfazies ist aber nur auf ein eng begrenztes Gebiet beschränkt. Die Faziesgegensätze zwischen unserem Autochthon, der Morcles-Decke sowie dem Helvetikum s.s. schwächen sich gegen Süden (Dauphiné-Raum) wie gegen Norden (Normalschenkel der Morcles-Decke) ab.

II. Stratigraphie der helvetischen Serien (Helvetikum s.s.)

Das Helvetikum s.s. – nach der grosstektonischen Situation handelt es sich um die Wurzeln der helvetischen Decken – folgt mit tektonischem Kontakt auf das besprochene Autochthon. Unter seinen Sedimenten herrschen im allgemeinen

weiche, inkompete Schieferserien vor. Fazieszusammenhänge zum Autochthon sind vorhanden.

Die höheren Einheiten wurden alpin stärker beansprucht als die autochthone Bedeckung des Massives. Tektonische Störungen und Verschuppungen sind verbreitet, was detailstratigraphische Untersuchungen erschwert oder gar unmöglich macht. Von den tieferen zu den höheren Schuppen sind wohl gewisse Faziesänderungen zu beobachten, doch lässt sich die Serie weder tektonisch noch faziell mit Sicherheit unter die beiden helvetischen Einheiten der Westschweiz (Diablerets- und Wildhorn-Decke) aufteilen (siehe p. 434).

Altersmäßig handelt es sich fast ausschliesslich um jurassische Bildungen. Die Vorkommen von Trias und Kreide sind nur ganz lokal und zudem sehr unsicher. Die der nachfolgenden Besprechung zugrunde liegende lithostratigraphische Gliederung konnte den Arbeiten von R. TRÜMPY (1951, 1954) entnommen werden.

Wir werden uns bei der Behandlung dieser Zone auf einige wesentliche Punkte beschränken. Die Aufschlussverhältnisse sind in unserem Gebiet zu schlecht, als dass die meisten der auftretenden Probleme erschöpfend behandelt werden könnten. Etwas günstigere Bedingungen herrschen in dieser Beziehung am Südabfall der Crevasse, im Arbeitsgebiet von Prof. TRÜMPY.

A. TRIAS

Die Trias ist in der Zone des Helvetikum s.s. nicht aufgeschlossen wie im Autochthon oder Ultrahelvetikum; als ältestes erscheinen durchwegs Lias- bzw. Doggerbildungen. Ein sicheres, allerdings indirektes Anzeichen von helvetischer Trias findet sich im basalen helvetischen Lias von Sembrancher. Das darin vorkommende mikrobrekziöse, dolomitische Komponentenmaterial unterscheidet sich mikroskopisch nicht vom autochthonen Triasdolomit.

Schon OULIANOFF hat auf der Generalkarte 1:200000, Blatt Sion, im helveticischen Dogger (Bänderkalk, der hier noch als Lias betrachtet wurde) von La Deuve, über Issert, zwei Triaszüge ausgeschieden. Der so bezeichnete, hellbeige, mikrokristalline bis dichte Dolomit tritt in Verbindung mit zwei 0,5 bis 5 Meter mächtigen tektonischen Störungszonen auf, wobei die orographisch höhere, die als knorrig herauswitterndes Band quer über die Alp La Deuve (Koord.: 575250/94450/1400) zieht, mit Aalenian?-Tonschiefern vergesellschaftet ist.

Die in einem groben, sekundär rekristallisierten Kalzit-Quarz-Ankerit-Aggregat schwimmenden Dolomitbrocken sind stark zerbrochen. Nach dem Dünnschliff handelt es sich um einen mikrokristallinen, typischen «Primärdolomit» ziemlich sicher triadischen Alters, der offensichtlich von seiner ehemaligen Unterlage abgescherzt und ähnlich wie die noch zu besprechenden Kristallinlamellen eingeschuppt worden ist.

Auf den stellenweise mit diesen Lamellen auftretenden, fraglichen Triasdolomit hat schon TRÜMPY (1954, p. 321) hingewiesen.

B. LIAS

Der helveticische Lias erscheint in unserem Gebiet, je nach seiner tektonischen Stellung, in zwei Ausbildungsarten:

1. In einer nordwestlichen Fazies, die für das tiefere Helvetikum typisch ist und die noch stark an den autochthonen Lias erinnert und
2. In der interneren Fazies der sogenannten «Dalles de Sembrancher», welche die höchsten Schuppen im Übergang zum Ultrahelvetikum charakterisiert.

1. Nordwestliche Fazies

Der tektonisch tiefere helvetische Lias tritt nur in der Gegend um Sembrancher auf. Er bildet die isolierte Felsrippe beim Bahnhof von Sembrancher und ist von dort weiter in die Steilwand der Crevasse, wo er sichtbar in einer liegenden Antiklinale stirnt, zu verfolgen. Letzteres mag auch sein rasches, laterales Auskeilen erklären (TRÜMPY, 1951).

Profil H2: An der Westseite der Liasrippe, westlich des Bahnhofes von Sembrancher (Koord.: 577250/103030/710).

1. 7 m (untere Grenze nicht aufgeschlossen) dunkelgrauer, feinkristalliner und feinschiefriger Kalk. Der isolierte Aufschluss lässt sich in die Kalkplatte, welche das im Durchbruch von Sembrancher aufgeschlossene Profil abschliesst, verfolgen. (Malm? der helvetischen Zone 1.)
Mit scharfer, etwas tektonisierter und schlecht aufgeschlossener Grenze folgt: dunkle Mergel- bis Tonschiefer; enthalten Bänklein eines dunkeln, feinkristallinen Kalkes. An der Basis etwas verfärbt, sonst auffallend wenig gestört.
2. 3 m verhältnismässig grobspätiger Kalk, durch tonreichere Schieferlagen in 5–20 cm mächtige Bänke abgesondert.
DS: Unreiner, grob echinodermenspätiger (\varnothing bis 2 mm) Kalk, bis zu 10% limonitisch verfärbten, autigenen Dolomit und etwas autigenen Quarz enthaltend.
3. 2 m Wechsellegerung von kalkfreien, schwarzen Tonschiefern und ebenso gefärbten, kalkarmen, feinsandigen bis quarzitischen Schiefern.
4. 4 m braungrau verwitternder, frisch beige-grauer Sandkalk; bildet die eigentliche Felsrippe. Die untersten 2 m noch schiefrig, hier mikrobrekziöse Lagen enthaltend, zudem etwas spätig.
DS: Die bis 3 mm grossen Komponenten von Quarz, Feldspat (u. a. saurer Plagioklas) und Dolomit sind nur kantengerundet. Als Seltenheit kommen auch Kristallinkomponenten (Quarzporphyrrgrundmasse) vor.
Die Hauptmasse des Sandkalkes ist feinkörniger und massiger. Die immer noch vorhandenen mikrobrekziösen Komponenten sind ebenfalls feiner (rund 1 mm).
DS: Die feinen, angerundeten Trümmer von Quarz, Feldspat und Dolomit liegen in einer kalkig-feinsandigen Matrix. Der Feldspat ist immer etwas zersetzt; die Komponenten des mikrokristallinen, beige-braun verfärbten Dolomites (im D.S. wie der Triasdolomit des Autochthon aussehend) sind meistens zerdrückt. Der detritische Anteil beträgt 40% des Gesamtvolumens.
5. 50 m Vereinzelt etwas späte Lagen kommen vor; die Spatkalkbildung erreicht aber nicht jenes Ausmass wie z. B. im helvetischen Dogger.

Der helvetische Dogger folgt mit schlecht aufgeschlossenen Aalenian-Tonschiefern.

In den basalen Schiefern (Nr. 2–4) kann unschwer der Unterlias erkannt werden. Die relativ wenig mächtige Serie macht einen fast neritischeren Eindruck als die entsprechenden autochthonen Bildungen der Profile 1 und 2.

Auch der darüber folgende Sandkalk lässt sich noch sehr gut mit dem autochthonen Mittel- (bis Ober-) Lias vergleichen. Das Komponentenmaterial ist bis auf die prozentuale Zusammensetzung praktisch dasselbe wie dort. Daneben hat aber die Serie, mit dem zurücktretenden detritischen Material und den allgemein

kleineren Korngrößen, schon einen etwas küstenferneren Charakter. Das Gesteinsmaterial ist im ganzen besehen grobsandiger und rauher als die oft ähnlichen Bildungen aus dem helvetischen Dogger oder dem Lias der höheren Schuppen und enthält, im Gegensatz zu diesen, immer etwas detritischen Feldspat.

Bei der Fossillosigkeit der Serie ergibt sich das Liasalter aus dem lithologischen Charakter und der Stellung im Schichtverband (Überlagerung durch Aalenian).

2. Lias der höheren helvetischen Schuppen : «Dalles de Sembrancher»

In den höchsten helvetischen Schuppen von Sembrancher erscheint der Lias in beträchtlicher Mächtigkeit wieder. Seine Fazies ist nochmals abgewandelt; neben feinsandigen, z. T. etwas späten Kalken und schwarz pigmentierten Ton- bis Mergelschiefern mit Spatkalklinsen findet man vor allem bläuliche, kieselige Kalke, die sogenannten «Dalles de Sembrancher», die in einigen Steinbrüchen gebrochen und verarbeitet werden. Wegen der tektonischen Komplikationen (isoklinaler Falten- und Schuppenbau) ist es kaum möglich, diesen Lias stratigraphisch zu gliedern.

Die «Dalles de Sembrancher» sind feinsandige bis kieselige, vollständig rekristallisierte Kalke grobschiefriger bis plattig-lagiger Ausbildung. Der lagige Charakter entsteht aus einem raschen Wechsel von quarzreichen, meist etwas tonigen und mehr kalkigen Zonen, wobei die massigen, gleichmäßig quarzitischen Varietäten die besten Gebrauchssteine abgeben. Der Quarzgehalt beträgt im Mittel 40%.

Die «Dalles» – sie erscheinen in einigen 5 bis 80 Meter mächtigen Schuppen oder Paketen (s. Tafel I, Prof. A) – sind eng mit Tonschiefern vergesellschaftet. Zum Teil handelt es sich sicher um eingefaltetes bzw. eingeschupptes Aalenian. Ein Hinweis, dass aber auch normale sedimentäre Einschaltungen von Ton- und Mergelschiefern vorkommen können, findet man in einem Aufschluss am östlichen Ufer der Drance, gegenüber dem Steinbruch eingangs von Sembrancher (Koord.: 578000/102550/740). Siehe Fig. 12.

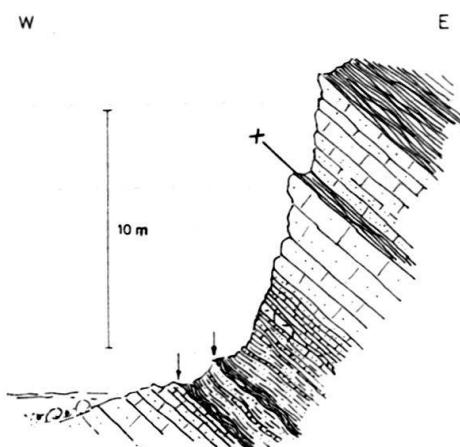


Fig. 12. Zwei normale Sedimentationszyklen in den «Dalles de Sembrancher». Sie beginnen beide mit wenigen dm pyritischen Tonschiefern, welche in gegen oben zunehmend sandigere Mergelschiefer übergehen. Der obere, vollständigere Zyklus endigt mit normalausgebildeten «Dalles» (Aufschluss an der Drance, am Fuss des Hügels mit Pkt. 813, Sembrancher).

Das Alter der «Dalles de Sembrancher» ist ebenfalls nicht paläontologisch erwiesen. Neben Pentacrinitenresten fanden sich nur schlecht erhaltene Belemniten. Wie im autochthonen Lias (Profil 1), können auch hier ganz vereinzelt kleine, schwarze, bituminöse Fetzen, welche voll von Mikroorganismenresten (Plättchen und Stacheln von Cidariden, Schalenreste von kleinen Lamellibranchiern und vereinzelte Foraminiferen) sind, beobachtet werden. Wir nehmen, wie OULIANOFF und TRÜMPY, aus strukturellen und faziellen Gründen ein Liasalter an.

Auch diese Liasbildungen sind auf eine relativ kleine Zone am Nordrand des Untersuchungsgebietes beschränkt. Sie erscheinen nach R. TRÜMPY erstmals bei Tovassière SE von Saxon und ziehen über den Ostabhang der Crevasse in unser Terrain. Südlich der Hügel von Sembrancher sind die Aufschlüsse wegen der quartären Talfüllung seltener. Im südlichsten Aufschluss, bei Sous la Lé (Koord.: 572210/99980/960), wo die Dalles noch knapp 20 Meter mächtig werden, sind sie von einem feinkörnigen, schwarzen, plattigen Kalk, der schon stark an den ultra-helvetischen Lias erinnert, begleitet.

C. DOGGER

Der im Helvetikum weit verbreitete Dogger ist lithologisch zweiteilig. Er beginnt wie im Autochthon mit Aalenian-Tonschiefern. Die kalkig bis sandige und mehr oder weniger tonig-serizitische, obere Abteilung ist faziell wechselvoller.

1. Aalenian-Tonschiefer

Die Aalenian-Tonschiefer sind auch im Helvetikum weit verbreitet und mächtig entwickelt; zusätzliche Anhäufungen, wie sie zum Beispiel im Gebiet des Torrent des Formis (Profil H1, Fig. 5) beobachtet werden können, sind tektonischer Art.

Es sind dieselben schwarzen, kalkfreien und oft pyritischen Tonschiefer wie im Autochthon. Ihre lithologische Beschaffenheit, speziell die Deformierbarkeit, macht sie hier, in der tektonisch stärker bewegten Wurzelzone, zum bevorzugten Abscherungs- und Überschiebungsniveau. Wegen der stärkeren tektonischen Beanspruchung enthalten sie auch vermehrt Knauer und Linsen von sekundärem Quarz und Kalzit («tektonisches Gekröse»). Diese gestörten Schiefer sind gegen äußere Einflüsse weniger widerstandsfähig; Rutschungen, Versackungen und vor allem der Hakenwurf sind hier häufige Erscheinungen.

2. Mittlerer Dogger (Bajocian)

Die Bildungen des mittleren Dogger – der Einfachheit halber in der Folge kurz als Dogger bezeichnet – sind in ihrem Auftreten immer sehr eng an das liegende Aalenian gebunden und erscheinen meist in der Form von wenig mächtigen, mehr oder weniger aus dem stratigraphischen Zusammenhang gelösten Schuppen.

Ihre tonig-sandige Fazies unterscheidet sich grundlegend von der neritisch-kalkigen des autochthonen Bajocian. Zusätzliche Faziesänderungen treten von den tektonisch tieferen (externen) zu den höheren (internen) Zonen auf.

Im Val Ferret und in der Combe des Fonds ist das tiefere Helvetikum durch das Auftreten von Bänderkalken («arenarie zonate» der italienischen Autoren)

gekennzeichnet. Diese Kalke erreichen vor allem bei Issert (La Deuve) und nördlich von Pra Surni recht beträchtliche Mächtigkeiten.

Die Textur des feingebänderten, meist leicht späten Sandkalkes beruht wieder auf einem raschen, vertikalen Wechsel von tonig-sandigen und kalkigen Lagen. Der allerdings selten und dann immer in geringen Mengen auftretende, detritische Feldspat, der allgemeine lithologische Charakter – das Gestein gleicht in gewissen Fällen auffallend den «Dalles» – könnten die Vermutung nahelegen, es handle sich bei diesen Bänderkalken um Lias (siehe auch die Bemerkung von TRÜMPY, 1954, p. 323). Anderseits können die in seinem Dach auftretenden, sandigen bis reinen Spatkalklagen, die oft kaum vom autochthonen Bajocian zu unterscheiden sind, als Indizien für Doggeralter gewertet werden. Der im Mittel etwa 20% betragende Quarzgehalt ist kleiner als bei den typischen «Dalles» (40%). Die Lagerungskriterien sprechen ebenfalls für Dogger. Der paläontologische Beweis steht aus; OULIANOFF betrachtete die Bildungen als liasisch.

Gegen die höheren helvetischen Schuppen («zone intermédiaire», nach TRÜMPY, 1954) wird der Bänderkalk zunehmend vom «bathyaleren» «Dogger mordoré» verdrängt. Diese Entwicklungen sind vor allem östlich der Combe des Fonds (Tête de Ferret, Crêtet de la Perche) zu beobachten. In unserem Gebiet geben einzig der Torrent des Formis (Profil H1, Fig. 5) und die Aufschlüsse um Sembrancher einigen Einblick in dieser Richtung, sonst ist diese Zone nicht oder schlecht aufgeschlossen.

Der Begriff des «Dogger mordoré» ist aus dem Helvetikum der Westschweiz übernommen. Man versteht darunter feine, kieselige bis feinsandige Mergelschiefer, deren Tonanteil weitgehend serizitisiert ist und die deshalb mit einem matt Goldglanz (mordoré) verwittern. Sie entwickeln sich aus dem Aalenian und werden im oberen Teil kalkiger (z. T. spätig).

Die besprochene Faziesverteilung kompliziert sich im nördlichen Teil des Untersuchungsgebietes. Hier scheint sich zwischen die basale helvetica Malmschuppe (Zone 1) und die durch Bänderkalk charakterisierte Zone 3 des Val Ferret eine weitere Einheit einzuschalten. Es ist die sog. Zone 2, welche mit dem oben besprochenen Lias vom Bahnhof Sembrancher beginnt (siehe p. 434). Ihr Dogger ist an der Bisse SE des Bahnhofes (Koord.: 577330/102800/725) und im obersten Torrent des Formis (Profil H1) aufgeschlossen und besteht aus feinplattigen, z. T. feinsandigen und oft etwas späten Kalken, welche verhältnismässig reich an Ton (Serizit), also mergeliger als der Bänderkalk, sind.

Die drei beschriebenen Faziestypen sind durch Übergänge miteinander verbunden. Dies und die tektonischen Komplikationen erschweren das Feststellen der genauen Altersabfolge und der stratigraphischen Zusammenhänge ausserordentlich.

Der helvetica Dogger lieferte, wenn man von den in den Spatkalken vorkommenden Echinodermenträmmern und schlecht erhaltenen Belemniten absieht, keine Fossilien. Insbesonders ist der «Dogger mordoré» steril. Er scheint sich über den Bänderkalk aus dem unteren Teil des autochthonen Bajocian zu entwickeln. Die höchsten, kalkreichen Lagen wären zusammen mit dem Spatkalk ins obere Bajocian zu stellen.

Ein fossilreicherer Horizont – es handelt sich um 1 bis 2 Meter eines rostig fleckig verwitternden, knolligen Spatkalkes, welcher zerrissene Belemniten enthält – findet sich im Torrent des Formis (Profil H1, Nr. 26, wenig unterhalb des Strässchens, Koord.: 576540/98660/1125). Das direkt über den die helvetische Zone 2 abschliessenden Malmschuppen folgende Niveau erinnert an die kondensierten Bajocianhorizonte des Autochthon (evtl. unteres Bajocian).

D. MALM

1. Callovo-Oxfordschiefer

Der im Helvetikum vorhandene unterste Malm bildet zusammen mit dem oberen Dogger eine Mergelschieferserie, die meistens mit dem hangenden Malmkalk verschuppt ist. Für diese gestörten Schiefer gilt dasselbe wie für die lithologisch ähnlichen Aalenian-Schiefer. Die auf den Bewegungsbahnen sekundär ausgeschiedenen Knauer sind hier fast ausschliesslich karbonatisch (Kalzit, Ankerit).

Der Kalkgehalt der im Gegensatz zum «Dogger mordoré» immer sandfreien Schiefer wechselt. Die dunklen und tonreichen Lagen, die kaum vom Aalenian zu unterscheiden sind, werden als Callovian betrachtet, während die Oxfordschiefer mit dem grösseren Kalkgehalt und der silbrigen, seifigen Verwitterung charakteristischer sind. Der Übergang ins Hangende (Argovian, Malmkalk) geschieht durch eine allmähliche Zunahme des Kalkes.

2. Malmkalk

Der Malmkalk ist das am sichersten zu erkennende Niveau der komplexen helvetischen Wurzelzone. Es ist derselbe bläulich verwitternde, mikrokristalline und plattige Kalk wie im Autochthon. Der etwas mergelige und schiefrige untere Teil kann noch ins Argovian gestellt werden, während die Hauptmasse das Kimmeridgian und Portlandian umfassen dürfte.

Der Malmkalk der basalen helvetischen Schuppe (Zone 1) unterscheidet sich durch massigere Ausbildung, bleichgraue Verwitterung und das Auftreten von undeutlichen organogenen Spuren vom üblichen Malm (Kreide?).

Die Anwesenheit der Kreide ist nicht erwiesen. Gewisse wenig mächtige, mergelschiefrige «Synklinalfüllungen» im Malmkalk könnten rein stellungsmässig Unterkreide darstellen (siehe auch FRICKER, 1960; p. 43).

SCHLUSSBETRACHTUNGEN

Die gegenüber dem Autochthon teilweise veränderte Schichtreihe beweist, dass wir uns auch faziell in einer neuen, interneren Zone befinden. Dies betrifft vor allem die tonreichere (»bathyalere») Fazies des Lias und des Dogger, während die Sedimente, die aus grossangelegten Subsidenzen hervorgegangen sind (mittlerer bis oberer Malm, zum Teil Aalenian) über beide Zonen eine bemerkenswert konstante Fazies aufweisen. Die zeitweiligen Faziesgegensätze, die uns ermöglichen, die beiden Einheiten voneinander zu trennen, schwächen sich gegen Süden, im italienischen Val Ferret, ab, und zwar besonders, weil auch das Ablagerungsgebiet der autochthonen Sedimente in den Einflussbereich des delphino-helvetischen Troges mit bathyaler bis pelagischer Sedimentation gerät (siehe M. B. CIRIA, 1953; P. ELTER, 1954).

TEKTONIK

(siehe Tafel I)

A. ALLGEMEINES

Die Struktur der am nordöstlichen Mont Blanc-Massiv lehnenden helvetischen Sedimente ist durch den für die Zone von Sion-Courmayeur typischen isoklinalen Bau gekennzeichnet. Das weitgehend durch die Lage und die Gestalt des Massives beeinflusste Schichtstreichen ist in unserem Gebiet sehr konstant ($N\ 5-20^\circ\ E$). Nur im äussersten Norden und Süden machen sich neue Strukturelemente bemerkbar, die Schichten drehen leicht nach NE-SW ab. Ebenso konstant ist auch das ostwärts gerichtete Schichtfallen ($50-80^\circ\ E$). Sehr steile Schichtlagen ($80-90^\circ$) kommen lokal vor (Champex), verbreitet sind sie erst im oberen Teil des italienischen Val Ferret, im Übergang zum rückgefalteten Autochthon des zentralen Mont Blanc-Massivs (siehe M. B. CITA, 1953; p. 145ff.). Die sonstigen lokalen Abweichungen sind durchwegs durch jüngste, oberflächliche Verstellungen (Versackungen und Hakenwurf) bedingt.

1. Lamination, Lineation und Faltenachsen

Vor allem die Kontaktflächen zwischen harten und weichen Schichtpaketen sind häufig gewellt, poliert und gestriemt. Für die Sedimente von Massivhüllen sind Deformationen in der a-Richtung charakteristisch (HEIM, 1921; KVALE, 1957). Neben den verbreiteten Striemungen (z. B. im Malmkalk) sind hier die in der alpinen Schubrichtung (W bis NW) deformierten Ammoniten aus dem Bajocian von Champex (siehe Profil 8, Schicht-Nr. 8, p. 371) zu erwähnen. Die Laminierungserscheinungen sind teilweise durch isoklinale Mikrofaltungen kompensiert. Die Achsen dieser Kleinfältelungen sowie die dazu parallelen Lineationen in der b-Richtung tauchen in der Regel flach ($15-35^\circ$) nach NNE bis NE ein. Deformationen dieser Art treten aber besonders in den relativ kompetenten Serien des Autochthon an Bedeutung zurück. Die Laminierung ist zweifellos vorherrschend, wir müssen deshalb annehmen, dass die primäre Mächtigkeit der sedimentären Formationen fast durchwegs grösser war, als heute zu beobachten ist (siehe TRÜMPY, 1954; p. 342).

In den inkompetenten Serien (Ton- und Mergelschiefer des Aalenian, Callovo-Oxfordian und Argovian) sind die Bewegungsbahnen durch sekundär auskristallisierte Quarz-, Kalzit- und Ankeritlinsen markiert. Ihre Häufigkeit scheint proportional zur Intensität der verursachenden Bewegung zu sein. Sie sind aus diesem Grund im Helvetikum sowie im Ultrahelvetikum und basalen Penninikum viel häufiger als im Autochthon.

2. Verschieferung und Metamorphose

Die Schichtungsschieferung ist allgemein verbreitet. Im Autochthon, wo wegen der guten Verankerung mit dem kristallinen Sockel schichtparallele Ausweichbewegungen erschwert waren, kam es lokal auch zur Bildung von Schrägschieferung. Dieses Clavage ist besonders an gewissen härteren Bänken in den Aalenian- und Argovianschiefern sehr schön zu beobachten (siehe Beschreibung

der Profile 9 und 11, Schicht-Nr. 2 bzw. 5). Die älteren Glieder der autochthonen Schichtreihe blieben praktisch unmetamorph. In den jüngeren Serien (Malm etc.) ist der Tonanteil in der Regel etwas serizitisiert; der Kalk ist hier immer vollständig rekristallisiert. Der zuckerkörnige Marmor aus dem stark gestörten Autochthon der hinteren Combe des Fonds ist eine Ausnahmeherscheinung (Kristallinlamellen!), andere Marmorisierungen sind auf hydrothermale Reaktionen zurückzuführen (Bajociankalk der Amône).

Die Einflüsse der alpinen Epimetamorphose scheinen sich in der Zone des Helvetikum s.s. etwas stärker ausgewirkt zu haben: die «Dalles», zum Beispiel, sind immer vollständig rekristallisiert, und der «Dogger mordoré» oder die Callovo-Oxfordsschiefer sind stark serizitisiert. Neogener Albit dagegen ist in den helvetischen Sedimenten der Zone von Sion-Courmayeur immer selten, im Gegensatz zu den tiefpenninischen.

B. TEKTONIK DES AUTOCHTHON

Die primär wenig mächtige und hauptsächlich aus kompetenten Seichtwasserablagerungen (Dolomiten, Kalken, Sandsteinen) aufgebaute autochthone Sedimentbedeckung des nordöstlichen Mont Blanc-Massivs ist anlässlich des alpinen Zusammenschubs nur unwesentlich abgescherzt worden. Die als autochthon bezeichneten Sedimente sind relativ zum Liegenden, insbesonders zum Massiv, wohl um kleinere Beträge disloziert worden; die Bewegungen waren aber nie so stark, als dass der ursprüngliche Zusammenhang der Schichtreihe zerstört worden wäre. Extreme Störungen bis hinunter zum Kontakt herrschen nur in der hinteren Combe des Fonds und im höchsten italienischen Val Ferret, wo im Zusammenhang mit dem allgemeinen Abdrehen der Strukturen nach SW das Kristallin und die darauf lagernden Sedimente ineinander geschert worden sind. Die hier von vielen Kristallinlamellen durchspiessten Kalke und Kalkschiefer sind stark verfaltet und marmorisiert (s. OULIANOFF, 1934a). Im tieferen Teil des italienischen Val Ferret machen die Gesteine trotz der Rückfaltung (Fächerstellung des Massivs) wieder einen viel weniger gestörten Eindruck. Unweit der Landesgrenze (Koord.: 571000/83080/2590) kann im Kristallin ein eigentlicher Sedimentkeil (3 m marmorierter Kalk) beobachtet werden. Sonst ist der Sediment-Kristallin-Kontakt, im Gegensatz etwa zum SW-Ende des Mont Blanc-Massivs, wo zwischen Kristallin und Sedimenten Verfaltungen und Verkeilungen die Regel sind, immer glatt (s. RITTER, 1897; BORDET, 1952).

Es fällt nun auf, dass die Bewegungsbeträge und die Bewegungsintensität von den tieferen zu den höheren Gliedern der Serie zunehmen (Differentialbewegungen). Auf die tiefsten, eng mit dem kristallinen Untergrund verbundenen Sedimente (am Catogne: Trias und Lias; im Val Ferret: Aalenian und Bajocian) wirkten sich diese Kräfte nur gering aus. Vor allem die Transgressionsbildung wurden meist nur etwas zerbrochen oder verschiefert. Bahnen für grössere Dislokationen schufen erst die teilweise inkompotenten Serien des Unterlias, Aalenian und Argovian. Störungen dieser Art sind am Catogne und im nördlichen Val Ferret, in Gebieten mit mächtig entwickeltem Aalenian, weit verbreitet. Bezeichnenderweise tritt hier der Malmkalk mit dem Aalenian in direkten tektonischen Kontakt. Das relativ wenig mächtige Bajocian ist von jenem überfahren worden und er-

scheint hier nur in einer kleinen Zwischenzone, wo das Aalenian primärstratigraphisch reduziert ist (Champex).

Diese Bewegungen können zu weiteren tektonischen Komplikationen führen. Der autochthone Malm ist am nördlichen Catogne (siehe Fig. 13) infolge isokinaler Verschuppungen tektonisch repetiert: Die mächtigen Aalenian-Schiefer enthalten hier eine erste losgerissene Malmkalkschuppe. Der Malmkalk der Dent,

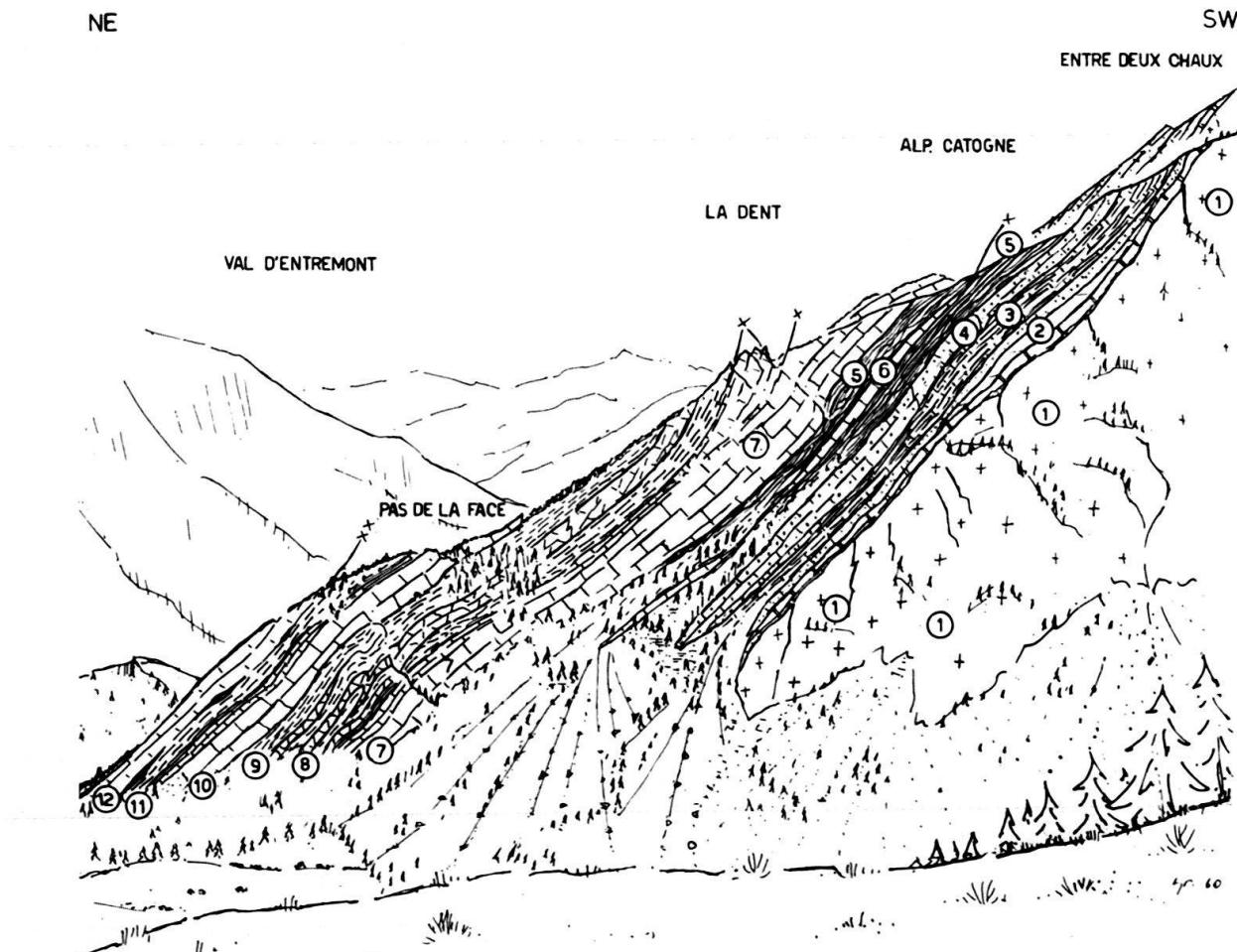


Fig. 13. Nordflanke des Catogne vom Col des Planches aus. Rechts im Bild das in den Profilen 1 und 2 beschriebene, tiefere Autochthon: (1) Kristallin (Quarzporphyr); (2) Trias; (3) Unterlias; (4) detritischer Mittel- (Ober-)Lias; (5) Aalenian; (6) und (7) Malmkalk. Parautochthone Schuppe des Pas de la Face: (8) Bajocian; (9) Argovian; (10) Malmkalk; (11) Unterkreide ?, im Dach eine Kristallinlamelle enthaltend. Helvetikum s.s.: (12) basale helvetische Malmschuppe (Zone 1).

welcher die Hauptmasse des autochthonen Malm bildet, überlagert diese Schiefer mit einem tektonischen Kontakt. Darüber folgt eine zweite, parautochthone Schuppe, bestehend aus schiefrigem Bajocian, Mergelschiefern des Argovian und Malmkalk in der üblichen Fazies. Letzterer führt in seinem Dach Mergelschiefer, die wir aus den auf Seite 422 angeführten Gründen in die unterste Kreide (Berriasian) gestellt haben. Sie enthalten in ihrem oberen Teil eine Kristallinlamelle, welche sichtbar das Einsetzen des Helvetikum (basale Malmschuppe: Zone 1) markiert. Diese Schuppe des Pas de la Face – wir zählen sie wegen der in ihrem Rücken auftretenden Kristallinlamelle sowie wegen der Fazies des Dogger zum (Par-) Autoch-

thon – keilt gegen Norden und Süden rasch aus und ist in der Crevasse bzw. südlich des Bergsturzes des Dailley nicht mehr festzustellen.

Schichtwiederholungen infolge Verschuppung (drei normale Abfolgen von Bajocian und Argovian) zeigt auch die schon oben erwähnte Doggerzone von Champex (s. Tafel I, Profil E).

Die beschriebenen tektonischen Komplikationen im jüngeren Autochthon des Catogne beruhen primär auf dem nord-südlichen Fazieswechsel, der die neritischen und stark reduzierten Serien des Val Ferret vor allem auf Kosten der inkompetenten, schiefrigen Glieder anschwellen lässt (Trias-Rauhwacke, Unterlias-Schiefer, Aalenian-Schiefer, schiefriges Unterbajocian, Argovian-Mergelschiefer). Dadurch wurden Abscherbewegungen allgemein erleichtert. Im Gebiet des nördlichen Catogne und der Crevasse verlieren demzufolge die Sedimente zunehmend ihren autochthonen Charakter; es vollzieht sich so der allmähliche Übergang in den Normalschenkel der abgeschnittenen Morcles-Decke, welcher unserer Zone strukturell mehr oder weniger entspricht.

C. TEKTONIK DES HELVETIKUM S. S. (HELVETISCHE DECKENWURZELN)

Die Wurzeln der helvetischen Decken bauen eine im Detail sehr komplizierte, isoklinale Schuppenzone auf. Die im Vergleich zum Autochthon verstärkten Komplikationen sind auf die hier herrschende primär schiefrigere (i. A. bathyalere) Fazies und die intensivere tektonische Beanspruchung und Bewegung zurückzuführen.

Der räumlich geometrische Bau, die Lage und Mächtigkeit der einzelnen Schuppen sind einem raschen lateralen und vertikalen Wechsel unterworfen, so dass es selten möglich ist, sie über eine weitere Distanz zu verfolgen. Ein gewisses Ordnungsprinzip zeichnet sich erst im Rahmen der übergeordneten Einheiten (Zonen) ab (siehe Kartenskizze auf Tafel I).

RABOWSKI (1917) schloss aus den von ihm im Hangenden des autochthonen Malm entdeckten Kristallinlamellen auf das Erscheinen einer neuen tektonischen Einheit, derjenigen der helvetischen Deckenwurzeln. Die Ansicht wurde in der Folge allgemein übernommen.

Die Trennung ist klar. Gewisse Schwierigkeiten treten nur beim genauen Zuordnen der gestörten Mergelschieferserie, in der die Lamellen gewöhnlich liegen, auf. Wir haben gesehen, dass darin lokal fragliche autochthone Unterkreide-Sedimente enthalten sind (p. 422). Andernorts scheint sie dagegen die normale Unterlage (Argovian) der basalen helvetischen Malmkalkschuppe zu vertreten. Der tektonische Kontakt von Schiefern auf Schiefern, der sich daraus ergibt, zeichnet sich morphologisch kaum ab, so dass vor allem beim Fehlen der Kristallinzüge eine saubere Abgrenzung zwischen Autochthon und Helvetikum s. s. unmöglich wird. Da letztere meist unmittelbar im Dach des autochthonen Malmkalkes zu finden sind, dürften die gestörten Mergelschiefer zum grössten Teil schon dem Helvetikum angehören (Argovian).

R. TRÜMPY hat 1951 die helvetische Wurzelzone am Profil der Crevasse (nördlich von Sembrancher) tektonisch gegliedert. Seine Einheiten sind in den Hügeln von Sembrancher gut wieder zu erkennen. Von hier südwärts ist das Helvetikum

aber nur noch im Torrent des Formis (Profil H 1, Fig. 5) und am Grenzgrat des Petit Col Ferret (s. M. B. CITA, 1953; TRÜMPY, 1954; OULIANOFF & TRÜMPY, 1958) in einem lückenlosen Querschnitt aufgeschlossen, was Korrelationen erschwert.

R. TRÜMPY unterschied 4 Einheiten:

Die Zone 1 umfasst lediglich eine einfache Malmschuppe (Argovian und Malmkalk) und schliesst sich, wie schon TRÜMPY feststellt, orographisch und lithologisch sehr eng ans Autochthon. Nur die an ihrer Basis auftretenden Kristallinlamellen veranlassen uns, dieselbe schon ins Helvetikum zu stellen. Die Zone wird 40 bis 100 Meter mächtig und zieht ziemlich konstant durchs ganze Untersuchungsgebiet. Sie verliert nur im Raum zwischen dem Li Blanche und Issert, wo vor allem der Kalk (offensichtlich wegen Laminierungen) reduziert ist, an Bedeutung. Möglicherweise handelt es sich bei dieser, für helvetische Verhältnisse auffallend einfach gebauten Einheit, um einen abgeschrägten Rest einer vormals mächtigeren und reichhaltigeren Serie (siehe p. 440).

Die Zone 2 besteht aus einer in sich verschuppten, Lias bis Malm umfassenden Serie, welche bei Sembrancher etwa 300 Meter mächtig ist. Sie keilt nach Norden, indem sie vorerst ihren Lias (Antiklinalstirn in der Wand der Crevasse), später auch ihren Dogger verliert, rasch aus. Ähnliche Beobachtungen sind auch gegen Süden zu machen. Im Torrent des Formis ist der Lias verschwunden und der Dogger (Aalenian und Bajocian) stark reduziert, während der Malm noch durch mehrere Malmkalk-Oxford-Schuppen vertreten ist. Zwei Kilometer südlicher, am Hang hinter Pra Surni, ist auch der Malm nur noch in einer einzigen, dünnen Schuppe vorhanden. Die ganze Zone ist hier kaum 100 Meter mächtig und dürfte in der Folge rasch vollends auskeilen, denn in den restlichen Profilen beginnt das Helvetikum jeweilen mit dem Bänderkalk der für die Zone 3 typischen Doggerfazies. Dieses 2. Element kann schon aus diesem Grund kaum mit dem tieferen Helvetikum der Westschweiz (Diablerets-Decke) in Beziehung gebracht werden.

Die Zone 3 entwickelt sich über eine Verkehrtsserie aus dem liegenden Malm von 2. Sie bildet einen anfänglich wenig mächtigen (200 m), aus isoklinalen Schuppen von Aalenian, Bajocian, Callovo-Oxfordian und Malmkalk aufgebauten Komplex. Normale Abfolgen scheinen vorzuerrschen, wobei die älteren Schichtglieder überwiegen.

Die Zone wird im Gebiet des Torrent des Formis (s. Fig. 5), vor allem dank den mächtig angehäuften Aalenian-Tonschiefern, bis 600 m mächtig. Ihr unterer Teil ist hier und im Val Ferret durch Dogger in Bänderkalkfazies gekennzeichnet. In grossen Teilen des Val Ferret scheint sich das Helvetikum auf diese einzige Hauptzone zu beschränken, da die höhere Digitation, wie wir sehen werden, ebenfalls lateral auskeilt.

Nach TRÜMPY (1951) könnte die Zone den isoklinalen Malm- und Doggerschuppen von Vétroz, also Elementen der jenseits der Rhone aufsteigenden Wildhorndecke, entsprechen.

Zone 4: Die höchste helvetische Einheit besteht fast ausschliesslich aus antiklinalen Schuppen von Lias spezieller Fazies («*Dalles de Sembrancher*») mit Aalenian. Wenig mächtige Bajocianlagen schalten sich erst im Übergang zum Ultrahelvetikum, wo das Aalenian allgemein überhand nimmt, ein. Die Zone, die

bei Sembrancher noch 400 Meter mächtig ist und einige der charakteristischen Rundhöcker bildet, keilt gegen Süden (*Sous la Lé*) rasch aus. Ihre genaue Stellung im tektonischen Schema ist unsicher. TRÜMPY (1951) hält sie auch aus faziellen Gründen als ein mögliches Äquivalent der Liasantiklinale von Château de la Soie, zwischen Conthey und Savièse (interne Teile der Wildhorn-Decke); möglicherweise besteht auch ein Zusammenhang mit der Verkehrtsérie des Prabé (s. BADOUX, 1946).

Im hintersten Val Ferret nimmt die sogenannte «zone intermédiaire» (TRÜMPY, 1954), eine mächtige Masse aus Aalenian und «Dogger mordoré», dieselbe Stellung zwischen dem sicheren Helvetikum und dem Ultrahelvetikum ein. Sie keilt gegen Norden rasch aus (FRICKER, 1960). M. B. CITA und R. TRÜMPY betrachten diese eher als ultrahelvetisches Element. Es ist aber sehr wohl möglich, dass ein struktureller Zusammenhang zur Zone der «Dalles» besteht.

Ich habe versucht, den Verlauf dieser Einheiten nach Angaben aus TRÜMPY, 1951, 1954; FRICKER, 1960, und den eigenen Aufnahmen in einer tektonischen Kartenskizze (siehe Tafel I) darzustellen, wobei vor allem die Begrenzung der höchsten Elemente weitgehend extrapoliert werden musste.

D. BRÜCHE

Die zum Teil bedeutenden Brüche am nordöstlichen Mont Blanc-Massiv sind vor allem von OULIANOFF (1930, 1934, 1941) schon beschrieben und zur Illustration von tektonischen und morphologischen Thesen angeführt worden.

Die festgestellten Verwerfungen lassen sich in zwei Hauptsysteme einordnen, wobei es wegen der speziellen tektonischen Situation (Isoklinalbau) schwer fällt, zwischen Vertikal- und Horizontalbewegungen zu unterscheiden. Eine Orientierung der Vorstellungen ist erst möglich, wenn Rutschharnische oder Schleppungen festgestellt werden können. Diese Erscheinungen zeigen aber häufig nur die letzten und nicht unbedingt wichtigsten Bewegungen längs der Bruchfläche an.

1. SW-NE bis WSW-ENE laufende Verwerfungen, Bruchfläche mehr oder weniger senkrecht, in der Regel SE-Flanke hinuntergesetzt bzw. nach SW vorgestossen.

Das eindruckvollste Beispiel dieses Systems ist der Bruch an der Nordflanke des Li Blanche ($N\ 65^\circ\ E$). Der Trias-Kristallinkontakt des Bonhommegipfels ist um 250 Meter hinuntergesetzt und gleichzeitig 100 Meter nach SW vorgeschoben worden. (Diese Werte sind z. T. beträchtlich grösser als die in OULIANOFF, 1930, angegebenen). Die Störung setzt sich aus zwei Parallelbrüchen zusammen. Die dünne Zwischenzone ist von einer gut zementierten, tektonischen Brekzie, welche eine scharfe Rippe bildet, erfüllt (Fig. 14).

Nach dem Luftbild zieht die Störungszone als schnurgerade Linie durchs Kristallin (nach OULIANOFF eine Mylonitzone bildend) in das in gleicher Richtung verlaufende Val d'Arpette. Die nordöstliche Verlängerung ist wegen der mächtigen Moränenbedeckung im Talgrunde nicht mehr ersichtlich, doch scheinen, nach den Intersektionen zu schliessen, auch noch Teile des Helvetikum verstellt worden zu sein.

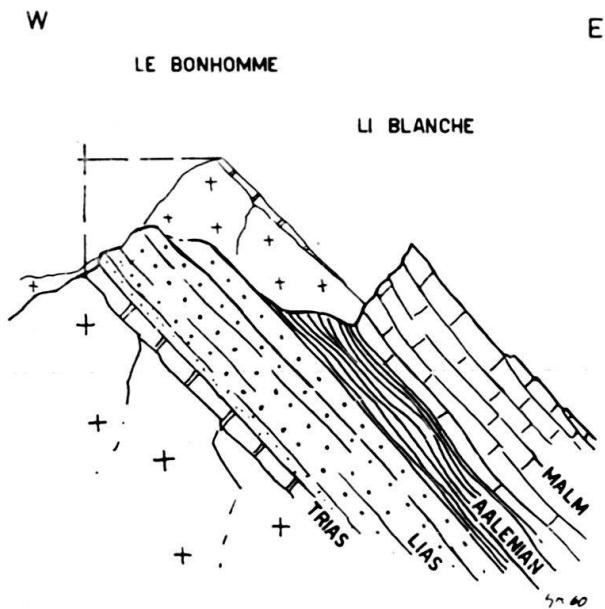


Fig. 14. Die Verstellung am Bruch des Li Blanche (halbschematische Ansicht von S).

Weitere Verwerfungen dieses Systems finden sich direkt nördlich des Li Blanche, wo die Trias mehrmals durchschnitten wird und dadurch komplizierte Intersektionsverhältnisse geschaffen werden, an der Nordflanke des Saleinadurchbruches und auf der Nordseite der Platte von l'Amône. Auch im Kristallin sind Brüche dieser Richtung weit verbreitet (z. B. Ostabfall des Mont Dolent, Cabane de Saleina, Clochers de Planereuse etc.; siehe auch LIECHTI, 1934).

2. Das zweite, NWW-SEE laufende Vertikalbruchsystem tritt gegenüber dem ersten an Bedeutung zurück. Auch hier ist meistens der Südflügel hinuntergesetzt, bzw. nach NW vorgeschoben.

Eine Verwerfung dieser Art bedingt z. B. die auffallende Spitze der Dent am nördlichen Catogne. In den Liasquarzitplatten des mittleren Catogne, wo sich dieses System mit dem erstgenannten überkreuzt, entstanden mächtige Steilabbrüche. Brüche dieser Richtung ziehen auch durch das Tal von Champex und verursachen die ausgedehnten Störungen und Verbiegungen westlich von Som la Proz (OULIANOFF, 1941 b). Weitere Beispiele sind aus der Südflanke des Saleinadurchbruches zu nennen (Verstellung der basalen Quarzitplatten).

3. Die unbedeutenden, N-S bis NNW-SSE, d. h. mehr oder weniger parallel dem Streichen ziehenden Längsbrüche sind schon wegen ihrer Lage nur schwer zu beobachten und zudem meist von Schutt überdeckt.

Hier ist der kleine Bruch des Pas de la Face (SW über Sembrancher) oder die Aufschiebung der Kristallinplatte von La Seilo (s. OULIANOFF, 1941 a) anzuführen.

Die beiden, die alpinen Strukturen schief unter je ca. 45° schneidenden und senkrecht zueinander stehenden Hauptbruchsysteme erfassten gleichzeitig das Kristallin, seine Sedimentbedeckung und stellenweise auch noch Teile der helvetischen Wurzelzone. R. TRÜMPY (1954) und P. FRICKER (1960) beschrieben diese konjugierten Systeme auch aus dem Penninikum des Val Ferret. Sie sind

also erst angelegt worden, als der spezifische Isoklinalbau der Zone von Sion-Courmayeur schon vorlag. Es sind typische Zerrungsbrüche, die im engsten Zusammenhang mit der finalen, spätalpinen Heraushebung der zentralen Massivteile stehen und die auf Dehnungen sowie auf die nach der stärksten Aufwölbung erfolgten rückläufigen Absenkungen zurückzuführen sind.

E. KRISTALLINLAMELLEN

Die Kristallinlamellen, die im Val Ferret an der Basis der helvetischen Deckenwurzeln auftreten («lames cristallines du Val Ferret») sind von RABOWSKI entdeckt und 1917 beschrieben und diskutiert worden. Er wies sie über eine Distanz von mehr als 16 Kilometern (Champex-Landesgrenze) nach. Bei der geologischen Aufnahme des Catogne konnte der Lamellenzug, trotz dem nordwärtigen Ab-

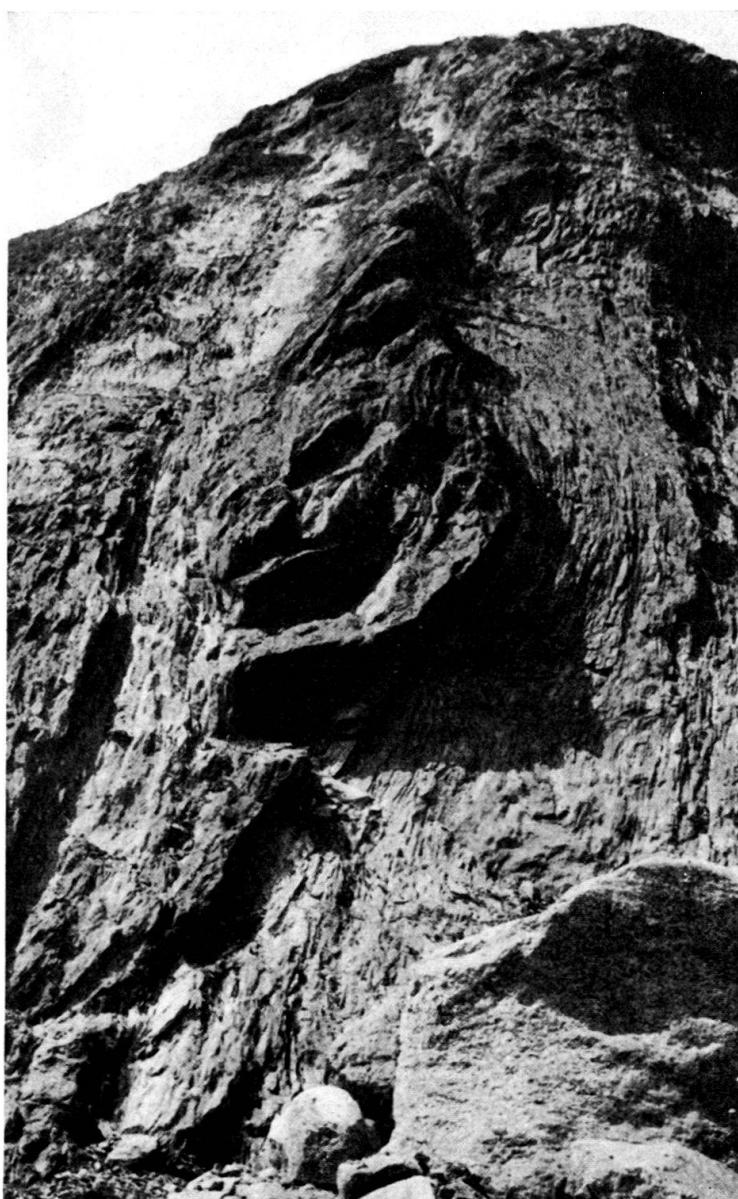


Fig. 15. Kristallinlamelle aus der Combe des Fonds: Der in E-W-Richtung (= b-Boudinage) gestreckte Lamellenkörper ruht in relativ wenig gestörten Kalkschiefern.

tauchen der Strukturen, bis Sembrancher festgestellt werden, so dass seine horizontale Erstreckung auf über 20 km anwächst. Im italienischen Val Ferret zieht er entgegen den Vermutungen von RABOWSKI nicht so konstant weiter. M. B. CITA (1953) beschreibt aus dem Gebiet südlich des Pré di Bar-Gletschers keine weiteren Kristallinlamellen mehr. Sie erwähnt hier lediglich zwei tektonische Schuppen eines sedimentären Quarzites (Aufschlüsse über La Vachey) – der bis auf die fehlenden Feldspatkomponenten an den Lias des Catogne erinnert – und bezeichnet sie als eingeschupptes, basales Autochthon (p. 86 und 87). Eine sichere Kristallinlamelle (feinkörniger Granit, wie er in der Profilunterlage ansteht) erscheint nochmals im Profil von Peuterey, im Val Veni (P. ELTER, 1954, p. 9).

Wenn wir von den interessanten Vorkommen in der Störungszone der hinteren Combe des Fonds absehen, sind die Kristallinlamellen ausschliesslich auf die Mergelschieferserie, die über dem autochthonen Malm folgt und welche wir teilweise den Zementsteinschichten des Berrias zugeordnet haben, beschränkt (vgl. p. 422). Wir finden sie einfach oder verdoppelt; in der Combe des Fonds können bis drei Lamellenzüge beobachtet werden. Hier greifen sie auch noch auf Teile des «autochthonen» Malm über.

Obschon die Kristallinzüge über eine grosse Distanz verfolgt werden können, sind sie im einzelnen diskontinuierlich und durch intensive Boudinageerscheinungen zerrissen. Die Lamellen sind in Form, Lage und Mächtigkeit, ähnlich wie schon die Sedimentschuppen des Helvetikum, einem raschen, seitlichen und vertikalen Wechsel unterworfen. Trotz der mehr oder weniger konkordanten Einlagerung in die Sedimente sind sie nicht absolut horizontbeständig und erscheinen in allen Niveaus der Mergelschiefer. Die meistens nur etwa 0,5 bis 2 Meter mächtigen Schuppen können unvermittelt auf wenige Zentimeter Serizitschiefer ausgewalzt

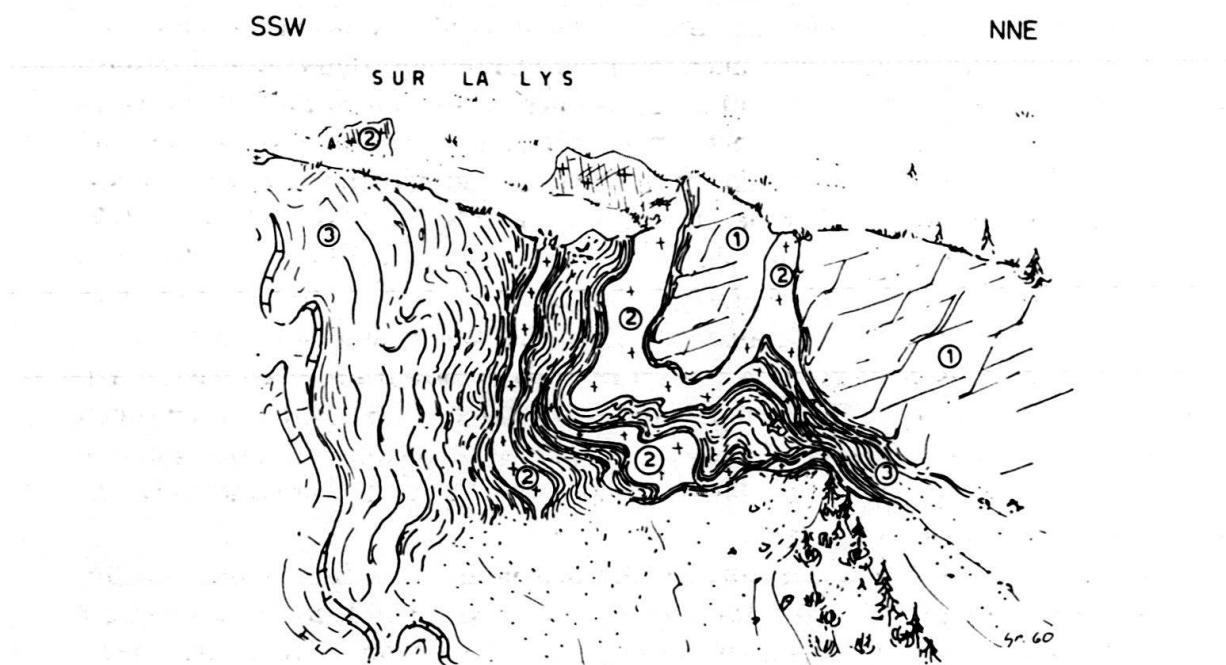


Fig. 16. Kristallinlamellen im Wandabbruch von Sur la Lys, SW l'A Neuve. (1) Malmkalk; (2) Quarzporphyrymylonite; (3) gestörte Mergelschiefer des basalen Helvetikum (Zone 1). Bei den «Faltung» handelt es sich um Erosionsformen in den wandparallel streichenden Schichten.

werden oder vollständig verschwinden. Zwischen einfachen Mylonitisierungen und eigentlichem «Boudinage» sind alle Übergänge vorhanden. Die linsen- bis wurstförmige Gestalt der Kristallinkörper («boudins») ist das Resultat von Deformationen aus zwei Richtungen. Primär herrschen hier Streckungen in der b-Richtung vor, welche ein ost-westliches Ausdünnen und Zerreissen verursachen (s. Fig. 15). Das seitliche (nord-südliche) Auskeilen der Lamellen ist auf Deformationen in der a-Richtung zurückzuführen. Im weiteren können auch Einfaltungen der Sedimentunterlage und Abspaltungen von Teilschuppen beobachtet werden (Fig. 16). Extrem mächtige Kristallinhäufungen (maximal bis 20 m), die als Härtlinge aus dem umgebenden, weichen Sedimentsubstrat hervorragen, finden sich hinter Pra Surni, über Issert und in der höheren Combe des Fonds.

Die Kristallinlamellen des Val Ferret bestehen in der Regel aus einem mehr oder weniger stark mylonitisierten Quarzporphyr von derselben Art wie derjenige der Injektionszone des Massivs. Schon RABOWSKI beschrieb solche aus mehr aplitischem Kristallin oder aus kristallinen Schiefern.

Die oben erwähnten mächtigen Lamellenkörper sind im zentralen Teil häufig nur wenig verschiefert und zeitweise von mitgerissenem Sedimentmaterial begleitet: Die Lamelle von Pra Surni führt im Dach bis zu 0,5 cm grosse Dolomittfetzen (Trias?), gewisse Vorkommen in der Combe des Fonds enthalten Aalenian-Tonschiefer, Doggerspatkalk und fraglichen Triasdolomit. Reine Sedimentschuppen, deren kristalline Unterlage zurückgeblieben ist, kommen ebenfalls vor (z. B. zwischen dem 3. und 4. Torrent der Combe des Fonds, Koord.: 572000/85060/2160). Eine mächtige Liassschuppe (Kalksandstein und Quarzit), vergleichbar mit den oben erwähnten Quarzitlamellen des italienischen Val Ferret, steht über Sous la Lé im oberen Teil des Malmkalkes an (Koord.: 576420/100250/1355).

Die Lagerungskriterien, die grosse laterale Konstanz und die Niveaubeständigkeit weisen eher auf eine tektonische Abkunft der Kristallinlamellen im Sinne von RABOWSKI hin. Ein intrusiver, magmatischer Ursprung (Quarzporphyrlagergänge) wird vor allem durch die lokal mitgerissenen Sedimente widerlegt. Letztere schliessen auch die von LUGEON (1947) neu vertretene Ansicht, dass es sich bei einem Teil der in der Morcles-Decke auftretenden Mylonite primär um einsedimentierte Kristallinschollen handle, für unsere Bildungen aus. Für eine tektonische Natur spricht weiterhin, dass dort, wo wegen struktureller Komplikationen die tektonische Beanspruchung nachgewiesenermassen am stärksten war (hintere Combe des Fonds), die Lamellen in vermehrtem Masse auftreten.

Schon TRÜMPY wies in OULIANOFF & TRÜMPY (1958) darauf hin, dass diese nach ihrem Habitus typischen kristallinen Schubspäne nicht immer an tektonischen Hauptüberschiebungsbahnen liegen. Die scheinbar ungestörte stratigraphische Abfolge, in der sie zeitweise ruhen, lässt oftmals eine extrem tektonische Betrachtungsweise wieder in Zweifel ziehen.

RABOWSKI setzte die im Dach unseres Autochthons, d. h. im Hangenden der Morcles-Decke eingespiessten Kristallinlinsen, dem Kristallinkiel des Jeiziberges (über Niedergampel im SE Aarmassiv) gleich. Jener trennt die Doldenhorn-Decke (= Morcles-Decke) von der höheren Einheit der Gellihorn-Decke und befindet sich demzufolge in analoger tektonischer Stellung (SCHENKER, 1946; BAER, 1959; TRÜMPY, 1961). Unsere Lamellen sind möglicherweise extrem laminierte Reste

eines ähnlichen Keiles. Die darüber liegende Mergelschiefer-Kalkserie (Zone 1) könnte als abgescherter Rest (Malm, evtl. Unterkreide) einer in der Tiefe zurückgebliebenen, der Gellihorn-Decke (= Diablerets-Decke) entsprechenden Einheit, betrachtet werden. Der folgende Hauptteil der helvetischen Wurzelzone würde in diesem Fall ausschliesslich Elementen der Wildhorn-Decke entsprechen; eine Vermutung, die sich schon bei der vorausgehenden Besprechung der helvetischen Deckenwurzeln abgezeichnet hat.

JUNGE HYDROTHERMALE BILDUNGEN

Hydrothermale Lagerstätten von Bleiglanz, Pyrit, Fluorit usw. sind aus dem nordöstlichen Mont Blanc-Massiv schon längstens bekannt (Mont Chemin, Les Trappistes, Catogne, l'Amône etc.) und auch beschrieben worden (GERLACH, 1883; HELBLING, 1902; SCHMIDT, 1920; LADAME, 1930, 1935 und andere).

Die Vorkommen liegen mit Ausnahme desjenigen von Amône alle in der äusseren Injektionszone des Massivs, was vor allem die Ableitung ihres Alters erschwert.

Bei unseren Aufnahmen zeigte es sich, dass auch in den autochthonen Sedimenten Zeugnisse solcher hydrothermaler Tätigkeit allgemein verbreitet sind. Die Quarz-, dann aber auch Fluorit- und Erzinsfiltrationen finden sich vor allem in den Trias- und Liasbildungen des Catogne sowie im Dogger des Val Ferret (s. Fig. 3 und 6). Auf die einzelnen Vorkommen wird im Regionalteil der Arbeit hingewiesen.

Neben einfachen Imprägnationen, die in den basalen Arkosen verbreitet sind, können auch eigentliche Adern (1 bis 2 m mächtig) beobachtet werden. Wo letztere die Sedimentstrukturen steilgangartig durchschlagen, ist es stellenweise möglich, sie bis in den kristallinen Untergrund zurückzuverfolgen (Bonhomme, Koord.: 575270/99430/2270; Belvédère, Koord.: 575520/97720/1740). Die lokalen Häufungen dieser Bildungen (z. B. am nördlichen Catogne, im Gebiet des Bonhomme, am Belvédère oder bei der Amône) lassen gemeinsame Zuführkanäle vermuten. Der Erzanfall – man erkennt darunter Pyrit, Bleiglanz, Hämatit, Magnetit, Fahlherz und Kupferkies – blieb in diesen externsten Infiltrationszonen gering; es wurde fast nur noch Gangmaterial (Quarz, Fluorit, Baryt) abgeschieden. Eine Ausnahme bildet die Lagerstätte der Amône, wo die Erzkonzentrationen (vorwiegend Pyrit) ein «abbauwürdiges» Mass erreichten (s. SCHMIDT, 1920).

Hier und am Belvédère war die hydrothermale Tätigkeit besonders intensiv. Am Grat des Belvédère erreichen die Verquarzungen ein solches Mass, dass gewisse Partien des detritischen Lias zu eigentlichen sauren Quarzporphyren regeneriert wurden. Besonders die zwei hier lokal auftretenden Arkoselagen, an der Basis und im oberen Teil des Liasquarzites, wurden von den hydrothermalen Lösungen bevorzugt als Zirkulationsbahn benutzt (s. Profil 6). In einem früheren Stadium der Untersuchungen hatten wir auf eine intrusive Herkunft dieser «Quarzporphyrsills» geschlossen, um so mehr auch OULIANOFF (1930) dieselben Gesteine als Kristallin bezeichnete. Es fanden sich aber einige wenige Hinweise auf den primär sedimentären Ursprung der Bildungen, namentlich sedimentär-brekziöse Strukturen, so dass diese Annahme fallen gelassen werden musste.

Die bekannten, fluorhaltiges Wasser liefernden Quellen von Sembrancher stehen sicher im Zusammenhang mit hydrothermalen Fluoritlagerstätten. Interessanterweise entspringen sie im Moränengebiet südlich des Bahnhofes von Sembrancher und bei La Garde, also in der helvetischen Zone, was auf lange Zufahrwege schliesen lässt; (siehe DEMOLE & HELD, 1953)¹²⁾.

Alle diese hydrothermalen Bildungen sind sicher postherzynisch, ziemlich sicher alpin. Die stratigraphisch höchsten Imprägnationen finden sich an der Basis des autochthonen Argoian (Profile 13 und 7). Bei den Bleiglanzlagerstätten von Les Trappistes schloss schon LADAME (1935, p. 21), auf Grund struktureller und textureller Beobachtungen, auf alpines Alter. Die hydrothermale Tätigkeit ist sicher nicht auf intrusive Rejuvenation des Granitkörpers zurückzuführen. Zur Mobilisierung der Lösungen genügten schon die Wirkungen der alpinen Metamorphose. Eine kürzlich gemachte Altersbestimmung am Mont Blanc-Granit (KRUMMENACHER & EVERNDEN, 1960) ergab Eozän als scheinbares Alter. Die Autoren begründen dieses Resultat ebenfalls mit einer alpin-orogenetischen Beeinflussung (Metamorphose und hydrothermale Tätigkeit) des sicher herzynisch intrudierten Gesteins.

MORPHOLOGIE UND QUARTÄR

Das einen einzigen, ostexponierten Talhang einnehmende Untersuchungsgebiet erstreckt sich in Höhenlagen zwischen 700 und 2500 Metern ü. M. Die Grossmorphologie ist durch das junge Entwässerungssystem der Drance, das nach der pleistozänen Hebung des Mont Blanc entstanden ist, bedingt (s. STAUB, 1934; OULIANOFF, 1941b). Die Feinformen beruhen auf dem in grossen Zügen hangparallelen Schichtfallen und der Tätigkeit der eiszeitlichen Gletscher. Die letzte Eintiefung des Haupttales ist nacheiszeitlichen Alters.

1. Glaziale Ablagerungen

Die spezielle Lage des Untersuchungsgebietes bringt es mit sich, dass wir heute fast ausschliesslich Moränenmaterial aus dem Mont Blanc-Massiv vorfinden. Einflüsse eines rechtsseitigen Talgletschers sind nur bei Sembrancher (Val de Bagnes) festzustellen. Die Ablagerungen des Entremont-Gletschers finden sich nur bis Liddes, von dort bis zum Talzusammenschluss bei Orsières sind seine Bildungen durch Mont Blanc-Erratiker verdrängt (FAVRE, 1867; FRICKER, 1960). Ähnliche Beobachtungen machte OULIANOFF (1941b) auch im hintersten Val Ferret.

a) Moränen des Ferret-Gletschers

Das Moränenmaterial der sich im Val Ferret sammelnden, vorwiegend aus dem Mont Blanc-Massiv stammenden Eismassen – hier kurz als Ferret-Gletscher bezeichnet – überdeckt auch heute noch grosse Teile des Untersuchungsgebietes. Es handelt sich fast ausschliesslich um Blöcke des bekannten Mont Blanc-Granites, was das Erkennen und Abgrenzen dieser Bildungen erleichtert. Im Einflussbereich der beiden Bergstürze bzw. Blockströme von La Garde und von Praz de Fort

¹²⁾ Den Literaturhinweis verdanke ich Herrn Dr. E. ZIEGLER, Winterthur.

ist dieses Mont-Blanc-Material zu einem grossen Teil, im Extremfall sogar vollständig, durch lokales Sedimentmaterial ersetzt. Die höchsten Zeugnisse dieser Vereisung finden sich am nördlichen Catogne auf 1740, am südlichen auf 2210 m ü. M. Im Val Ferret kann die Obergrenze wegen der verbreiteten Lokalvergletscherung nicht mehr genau festgestellt werden.

Eine zusammenhängende Moränendecke besteht heute nur noch in den tiefsten Teilen des Untersuchungsgebietes. In den höheren und steileren Lagen ist diese entweder abgeglitten oder dann von jüngerem Gehängeschutt überdeckt. Bis etwa 1100 m ü.M. bestehen die Moränen ausschliesslich aus unsortiertem und schlecht bearbeitetem Material. Darunter, gegen den Talgrund zū, ist dasselbe meist fluviatil überarbeitet und sortiert. Die mehr oder weniger regelmässig geschichteten Sand-, Kies- und Blocklagen liegen flach den Hängen an.

Diese sogenannt «geschichteten Moränen» («moraines stratifiées», BURRI, 1956) sind häufig terrassiert. Im Talkessel von Orsières, einem Gebiet mit verstärkter Akkumulation (zusätzliche Materialzufuhr des Arpettegletschers), sind die Terrassen am schönsten ausgebildet. Die vier Niveaus, die hier:

- (1) 40 m (La Garde)
- (2) 90 m
- (3) 230 m (Pra Surni, Bioley, Sous la Lé)
- (4) 260 m (Chez les Reuse)

über dem Talgrund liegen, lassen sich zum Teil bis Sembrancher: (1) und (3), zum Teil bis Praz de Fort: (2) und (3) weiter verfolgen. Es handelt sich offenbar um alte Talbodenniveaus, die wesentlich flacher als die heutige Flusslinie verlaufen können. So beträgt zum Beispiel südlich von Sembrancher der Kotenunterschied zwischen dem Niveau 1 (La Garde) und der Drance schon 130 Meter. Diese Erscheinung beruht wohl auf der sehr späten Austiefung des Talabschnittes Sembrancher-Le Brocard.

Ein weiteres verbreitetes, glazialmorphologisches Phänomen sind die sogenannten Dellen, 5–20 Meter tiefe, runde, sanfte Rinnen, welche die beschriebenen Terrassen senkrecht durchfahren und auf Solifluktionserscheinungen im periglazialen Stadium zurückzuführen sind. Das tiefste Terrassenniveau wurde dabei häufig nicht mehr erfasst; es ist erst in einem späteren Zeitpunkt angelegt worden.

Das kleine Becken des Sees von Champex hat einen glazialen Ursprung. Der östliche Abschluss ist durch eine Endmoräne des Orny-Gletschers, der westliche durch Moränenwälle des Arpette-Gletschers gegeben. Das zum Bewässern der tieferliegenden Kulturen verwendete Seewasser wird durch einen künstlich geschaffenen Zufluss aus dem Val d'Arpette ergänzt. Jenes entwässert sich durch das Tal von Champex, das Relikt eines alten, nach der endgültigen Eintiefung des Val Ferret inaktiv gewordenen Entwässerungssystems.

Wenig oberhalb von Praz de Fort wird das Tal durch eine mächtige, rechte Seitenmoräne des ehemaligen Saleina-Gletschers abgeriegelt. Das jenseits der grossen Aufschotterungsebene liegende, talseitige Gegenstück ist weniger gut entwickelt.

Südlich der Einmündung des Saleina-Gletschers spielen die besprochenen glazialen Ablagerungen nur noch eine geringe Rolle. Zum Teil, weil das hier

steilere Relief die Gehängeschuttbildung begünstigt, zur Hauptsache aber sicher darum, weil jener als einziger aus zentralen Teilen des Massivs stammt und die Hauptmasse des Protoginmaterials gefördert haben dürfte. Die übrigen Gletscher, die in Frage kommen (Gletscher der Planereuse, Gletscher der l'A Neuve), haben ein bedeutend weniger grosses Einzugsgebiet und lieferten verhältnismässig viel Quarzporphyrschutt.

Eine weitere Aufschotterungsebene, mit stellenweise mächtigen Granitblockmassen, findet sich im Talkessel von La Fouly, im Vorfeld des Gletschers der l'A Neuve.

b) Moränen des Bagne-Gletschers

In den Hügeln bei Sembrancher – es handelt sich um typische, stark mit Moränenmaterial überkleisterte Rundhöcker – tritt in den Moränen das Mont Blanc-Kristallin auf Kosten von penninischem Material (Casanna-Schiefer etc.) vollständig zurück, so dass wir annehmen müssen, in einer Schlussphase der Vergletscherung sei der Einfluss des Bagne-Gletschers stärker gewesen und habe ein Stück weit talaufwärts, in Richtung Orsières, gereicht. Das durchwegs gut gerundete Material ist relativ fein (maximal Kopfgrösse). Es handelt sich also weitgehend um fluvio-glaziale Bildungen.

Wenig südlich des Bahnhofes von Sembrancher (Koord.: 577280/102530/770) findet man auf der Moräne eine eng begrenzte Anhäufung von Liasquarzit-Blockschutt. Da direkt über der Lokalität kein Lias ansteht, müssen die von einem lokalen Felssturz herrührenden Blöcke vom Gletscher mindestens einen Kilometer talabwärts hertransportiert worden sein.

c) Lokalmoränen

Die Lokalvergletscherungen sind nur am isoliert stehenden Catogne von einigem Interesse; im gebirgsnäheren Val Ferret sind sie allgemein verbreitet.

Eine schöne Lokalmoräne, mit heute noch sichtbaren Strukturen, findet sich im Kar der Montagna-Vria (Koord.: 574750/101340/2120), im Kristallin über der Alp Catogne.

In diesem Zusammenhang seien auch einige kleinere, zwischen 2000 und 2200 m ü.M. liegende Verebnungen am nördlichen Catogne (Entre deux Chaux u. a.), die als Relikte eines alten Talsystems gedeutet werden können, erwähnt.

2. Bergstürze und Blockströme

Ausgedehntere Bergstürze sind nur am Hang hinter La Garde (Le Dailley) und im Gebiet zwischen Praz de Fort und Issert niedergegangen. Sie erfassten die höchsten Glieder (Argovian, Malmkalk) des Autochthon bzw. des Parautochthon sowie die tieferen Zonen (1 und 2) des Helvetikum s. s. Die Anrisse sind heute durchwegs mit Gehängeschutt überdeckt.

Interessanterweise verschwindet in beiden Fällen hangabwärts die typische Bergsturztopographie, es treten wie im benachbarten Moränengebiet Terrassen auf. Diese Anpassung an die Moränenmorphologie und die gegen aussen zunehmende Vermischung des Bergsturzschuttes mit Mont Blanc-Material beweist uns die periglaziale Entstehung dieser Bildungen. Die Bewegungen erfolgten in Form grosser

Murgänge beim oder unmittelbar nach dem Rückzug der Gletscher; eventuell gab die von der Drance nachträglich geschaffene, tiefere Erosionsbasis den äusseren Anstoss. Die mächtige Erosionsrinne im Durchbruch SW von Sembrancher wurde durch ähnliche Blockströme aufgefüllt. In diesem Gebiet gehen im Anschluss an heftige Gewitterregen heute noch Murgänge nieder (mächtige Aalenianschiefermassen!).

3. Versackungen, Gleitungen, Hakenwurf

Das hangparallele Einfallen erweist sich vor allem in der autochthonen Schichtreihe, wo kompetente Serien überwiegen, als sehr stabil. Abnorme Sekundärschichtlagen kommen nur dort vor, wo das Aalenian in grösserer Mächtigkeit auftritt. Bezeichnenderweise liegen die wenigen nutzbaren Alpen des Gebietes in solchen versackten Tonschiefern (Alp Catogne, l'Affe).

Die von weicheren, schiefrigen Sedimenten aufgebaute helvetische Wurzelzone ist diesen Erscheinungen in viel stärkerem Masse unterworfen. Vor allem der Hakenwurf, der die Schichten paketweise hangabwärts überkippen liess, ist weit verbreitet. Sehr tiefgründiger und eine eigentliche Rückfaltungsstruktur vortäuschender Hakenwurf ist im Torrent des Formis zu beobachten (s. Fig. 5, p. 368). Die hier besonders mächtig entwickelten, plastischen Schiefermassen verursachten mannigfaltige Gleit- und Staubewegungen. Heute ist das Gebiet ruhig; das Ganze dürfte zusammen mit dem normalen Hakenwurf beim Rückzug des Talgletschers entstanden sein.

Eine auffallende, fast durchs ganze Gebiet ziehende Zone mit verstelltem Malmkalk (Val Ferret: 1600–1200 m ü.M., Catogne: 1450–1300 m ü.M.) kann als alter, über einem früheren, höher gelegenen Talgrund oder über dem Gletschereis eines Rückzugstadiums entstandener Hakenwurf interpretiert werden. Die Schulter über den Platten der Combe des Fonds (Sur la Lys: 1800 m ü.M.) würde demselben Niveau entsprechen.

4. Gehängeschutt, Trocken- und Lawinenschuttkegel

Trockenschuttkegel und besonders die Gehängeschuttbildung sind weit verbreitet. Wegen des hangparallelen Schichtfallens genügt schon eine an und für sich geringe Bedeckung, um das Anstehende zu verhüllen.

Die Lawinenschuttkegel sind ein Spezialfall. Sie bleiben in den Sommermonaten absolut inaktiv und nehmen zwischen den Wildbach- und den Trockenschuttkegeln eine Mittelstellung ein. Sie sind immer sehr kompakt geschüttet und meist von einer dünnen Grasnarbe überwachsen. Das sehr uneinheitliche Blockmaterial weist auf ein grosses Einzugsgebiet hin.

Wir finden solche Schuttkegel im Bereich der grossen Couloirs (z. B. La Ravenna, am Li Blanche, bei der Amône usw.), welche die Schneemassen, die auf den steilen Platten keinen Halt finden, kanalisieren und bis in die Niederungen hinunterleiten.

5. Quellen

Das Verbreitungsgebiet der authochthonen Serie ist ausgesprochen trocken, und Quellen sind selten. Lediglich in den undurchlässigen Aalenianschiefern, und hier

vornehmlich im Kontakt zu ihrem Liegenden, finden sich einige Stauquellen (z. B. Alp Catogne).

Die Zungen der beiden besprochenen Bergstürze (SE von La Garde, S von Issert) sind durch sehr schöne und zum Teil recht ergiebige Quellenhorizonte ausgezeichnet.

Auf die fluorhaltigen Quellen bei Sembrancher haben wir bereits (p. 441) hingewiesen.

RÉSUMÉ

Ce travail est une étude des sédiments mésozoïques de la série helvétique, qui affleurent à la périphérie NE du massif du Mont Blanc. Le terrain de recherche s'étend sur le versant occidental du Val Ferret suisse et du bas Val d'Entremont; il est limité au Nord par le village de Sembrancher et au Sud par la frontière italo-suisse. La série helvétique s.l. comprend dans cette région d'une part la couverture autochtone du massif, de l'autre les racines des nappes helvétiques. La structure est strictement isoclinale et régulière (direction: N 5–20° E, pendages: 50–80° E).

La position tectonique de la couverture autochtone correspond à la partie arrière du flanc normal de la nappe de Morcles. Son aire de sédimentation se trouvait donc entre celle de la nappe de Morcles et celle des nappes helvétiques proprement dites (nappes de Diablerets–Wildhorn). Du Trias jusqu'au Malm inférieur cette zone interne du massif était une zone relativement élevée, dont la couverture sédimentaire était réduite stratigraphiquement. Le faciès y est souvent plus détritique, plus calcaire et moins vaseux que dans la nappe de Morcles.

La série autochtone (voir fig. 17) débute dans la partie septentrionale du terrain (Mont-Catogne) par des formations triasiques (arkoses, dolomies), reposant en transgression sur les porphyres quartzifères du massif cristallin. Après une phase de régression suit le Lias inférieur marneux. Le Lias moyen et supérieur détritique est assez épais (~ 100 m). Ces formations s'amincissent vers le Sud et disparaissent dans la région de Champex. Au Catogne, le Dogger et le Malm suivent en contact généralement tectonique. Les calcaires du Malm supérieur surmontent directement les schistes argileux de l'Aalénien. Par endroit ils semblent être recouverts par le Crétacé inférieur (schistes marneux = Valanginien schisteux?). Le Bajocien et l'Argovien manquent en général; il est probable que ces terrains aient été expulsés tectoniquement.

Plus au Sud, dans la région du Val Ferret, la transgression sur le cristallin n'a lieu qu'à l'Aalénien moyen (zone à *Ludwigia murchisonae*). Le poudingue de l'Amône, un conglomérat côtier à gros galets de roches cristallines, qui se trouve dans la partie méridionale du terrain étudié, est approximativement du même âge. Cette subsidence aalénienne, très forte aux alentours d'Issert (jusqu'à 200 m de schistes argileux), diminue vers le Sud. A l'Amône et dans la Combe des Fonds, l'Aalénien argileux, qui comprend la partie supérieure de la zone à *Ludwigia murchisonae* et la zone à *Graphoceras concavum*, est fortement réduit, et dans sa partie inférieure il est remplacé par un calcaire néritique à Lamellibranches (couche fossilifère de l'Amône).

Près de Champex les schistes aaléniens passent au calcaire à entroques du Bajocien (surtout du Bajocien inférieur). Dans la Combe des Fonds, à l'extrême

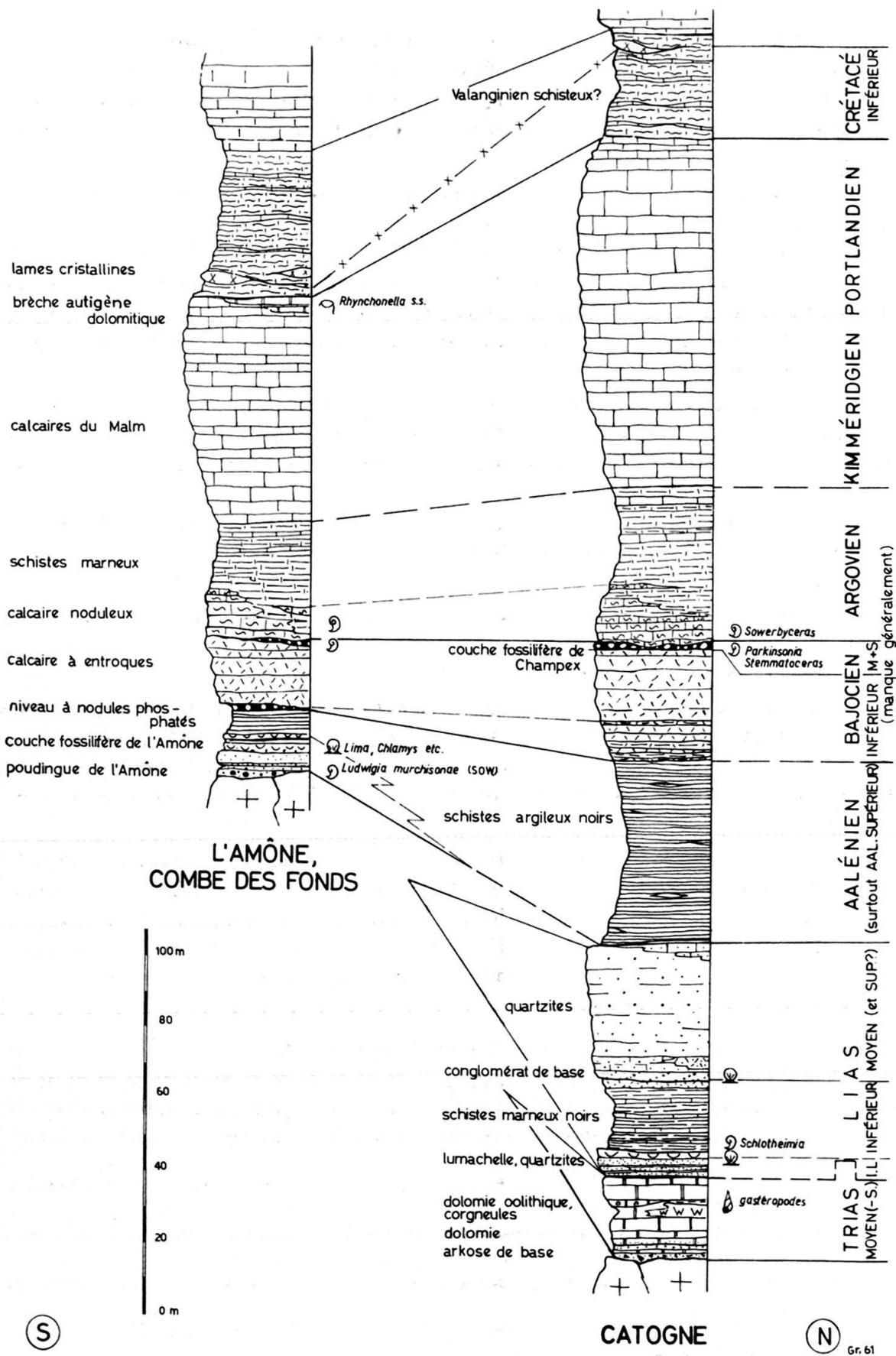


Fig. 17. Deux coupes sommaires à travers la couverture sédimentaire autochtone de la partie NE du massif du Mont Blanc.

Sud du terrain, il y a par contre un niveau à nodules phosphatés à la base du Bajocien. Le Bajocien moyen et supérieur (de la zone à *Stephanoceras humphriesianum* jusqu'à la zone à *Parkinsonia parkinsoni*) est condensé (Champex, Saleina). Le Bathonien, le Callovien et l'Oxfordien manquent dans tout le terrain (lacune stratigraphique).

La transgression du Malm est générale. Il en résulte pour tout le terrain un faciès très constant. Le faciès habituel de l'Argovien, représenté par des schistes marneux, est cependant localement remplacé par un calcaire noduleux, tout à fait semblable au calcaire du Schilt (= faciès normal de l'Argovien helvétique transgressif). Les épais calcaires plaquetés du Malm moyen et supérieur se terminent par endroits (Saleina, l'Amône) par un mince niveau à dolomies brèchoïdes (régression du Purbeckien).

La présence du Crétacé inférieur est incertaine. On reconnaît quelques fois des passages stratigraphiques entre le Malm et la série marneuse qui le surmonte (Berriasiens?). D'autre part, ces schistes marneux contiennent les célèbres «lames cristallines du Val Ferret» (RABOWSKI, 1917). On considère ces mylonites, qui jalonnent le toit de la série autochtone sur une distance de plus de 20 km (de Sembrancher jusqu'à la frontière italo-suisse) comme indiquant la base d'une nouvelle unité tectonique.

Cette unité (racines des nappes helvétiques s.s.) qui affleure au fond de la vallée, est souvent recouverte de dépôts quaternaires (moraines, alluvions etc.). Elle se compose d'une succession de couches jurassiques, allant du Lias au Malm. Les séries, souvent plus schisteuses que celles de l'autochtone, forment une zone d'écaillles laminées, isoclinales, très compliquées. On peut y distinguer 4 unités (TRÜMPY, 1951), dont la corrélation avec les deux nappes helvétiques est très difficile. Il semble que des éléments de la nappe de Wildhorn y soient avant tout représentés.

La série autochtone (Trias et Lias du Catogne, Dogger de l'Amône) contient de nombreuses traces d'une activité hydrothermale d'âge post-argovien, certainement alpin. On y reconnaît des filons de quartz et de fluorine, probablement issus du massif du Mont Blanc lors d'une rémobilisation de solutions due au métamorphisme alpin. Les formations à minéraux proprement dites sont rares.

LITERATURVERZEICHNIS

- ARKELL, W. J. (1956): *Jurassic Geology of the World*. Edinburgh and London, Oliver & Boyd.
- BADOUX, H. (1946): *L'Ultrahelvétique au Nord du Rhône valaisan*. Mat. Carte géol. Suisse [NS] 85.
- BAER, A. (1959): *L'extrémité occidentale du Massif de l'Aar (Relations du socle avec la couverture)*. Bull. Soc. neuchâteloise Sc. nat. 82.
- BIRCHER, W. (1935): *Studien im oberen Bajocien der Ostschweiz (Glarner- und St.Galleralpen)*. Kairo (Diss. Univ. Zürich).
- BONNARD, E. G. (1926): *Monographie géologique du massif du Haut de Cry*. Mat. Carte géol. Suisse [NS] 57, 4.
- BORDET, C. (1952): *Observations sur la tectonique du cristallin au SE du Mont Blanc*. C. R. Ac. Sc. 234.
- BRUDERER, W. (1924): *Les sédiments du bord septentrional du Massif de l'Aar, du Trias à l'Argovien*. Diss. Lausanne.
- BURRI, M. (1956): *La Zone de Sion-Courmayeur dans le massif du Six-Blanc (Valais)*. Manuscrit.

- BURRI, M. & TRÜMPY, R. (1960): *Compte rendu de l'excursion de la Société Géologique Suisse en Valais (Région de Sion et Verbier)*. Eclogae geol. Helv. 53, 1.
- CADISCH, J. (1953): *Geologie der Schweizer Alpen*. 2. Aufl. Basel und Zürich, Wepf.
- CAROZZI, A. (1955): *Nouvelles observations microscopiques sur les dépôts de courants de turbidité du Malm de la nappe de Morcles*. Bull. Inst. national genevois 57.
- CITA, M. B. (1951): *Notizie preliminarie sul Sedimentario a fazies elvetica della La Ferret italiana (Aosta)*. Boll. Soc. geol. Ital. 70, 3.
– (1953): *Studi geologici sulla Val Ferret Italiana (Alta Val d'Aosta)*. Boll. Serv. geol. Ital. 75, 1.
- COLLET, L. W. (1935): *La limite Jurassique-Crétacé au Mont Ruan*. C. R. Soc. Phys. Hist. nat. Genève 52.
– (1943): *La nappe de Morcles entre Arve et Rhône*. Mat. Carte géol. Suisse [NS] 79.
- COLLET, L. W. & PARÉJAS, E. (1931): *Géologie de la chaîne de la Jungfrau*. Mat. Carte géol. Suisse [NS] 63.
- CORBIN, P., & OULIANOFF, N. (1926): *Recherches tectoniques dans la partie centrale du massif du Mont Blanc*. Bull. Soc. vaud. Sc. nat. (Lausanne) 56.
- DECHASEAUX, C. (1936a): *Pectinidés jurassiques de l'est du bassin de Paris*. Annales de Pal. (Paris) 25.
– (1936b): *Limidés jurassiques de l'est du bassin de Paris*. Mém. musée roy. hist. nat. belg. (Bruxelles) (2), 8.
- DEMOLE, V., & HELD, A.-J. (1953): *Etude hydrominéralogique des eaux de la région de Sembrancher (teneur en F, Ca, Mg)*. Bull. Ac. suisse Sc. méd. 9, 2.
- DORN, P. (1927): *Die Ammonitenfauna der Parkinsonischichten bei Thalmässing (Frankenalb)*. Jb. preuss. geol. Landesanst. 48.
- DUPARC, L., & MRAZEC, L. (1898): *Recherches géologiques et pétrographiques sur le massif du Mont Blanc*. Mém. Soc. Phys. Hist. nat. Genève 33.
- DUPARC, L., & PEARCE, F. (1897): *Les Porphyres quartzifères du Val Ferret*. Arch. Sc. phys. et nat. Genève 4.
– (1898): *Sur le Poudingue de l'Amône dans le Val Ferret suisse*. C. R. Ac. Sc. 126, 1.
- ELTER, P. (1951): *Observations géologiques dans le Val Veni (versant italien du Mont Blanc)*. Arch. Sc. Genève 4, 6.
– (1954): *Etudes géologiques dans le Val Veni et Vallon du Breuil (Petit St-Bernard)*. Thèse. Genève.
- FAVRE, A. (1867): *Recherches géologiques dans les parties de la Savoie, du Piémont et de la Suisse voisines du Mont Blanc*. Paris et Genève, Masson.
- FRANK, M. (1930): *Beiträge zur vergleichenden Stratigraphie und Bildungsgeschichte der Trias-Lias-Sedimente im alpin-germanischen Grenzgebiet der Schweiz*. N. J. Min. etc., Beil.-Bd. 64, B.
- FRICKER, P. E. (1960): *Geologie der Gebirge zwischen Val Ferret und Combe de l'A (Wallis)*. Eclogae geol. Helv. 53, 1.
- FURRER, H. (1938): *Geologische Untersuchungen in der Wildstrubelgruppe*. Mitt. naturf. Ges. Bern (Diss.).
- FURRER, H., & HÜGI, T. (1952): *Telemagmatischer Gang im Nummulitenkalk bei Trubeln westlich Leukerbad (Wallis)*. Eclogae geol. Helv. 45, 1.
- GERBER, M. (1930): *Beiträge zur Stratigraphie der Jura-Kreidegrenze in der Zentralschweiz*. Eclogae geol. Helv. 23, 2.
- GERLACH, H. (1871): *Das südwestliche Wallis*. Beitr. geol. Karte Schweiz 9.
– (1873): *Die Bergwerke des Kantons Wallis*. Sitten.
– (1883): *Die Penninischen Alpen*. Beitr. geol. Karte Schweiz 27.
- GIGNOUX, M., & MORET, L. (1952): *Géologie dauphinoise*. 2^e édition. Paris, Masson.
- GRAEFF, F. (1894): *Geologische und petrographische Studien in der Mont Blanc-Gruppe (Catogne)*. Ber. naturf. Ges. Freiburg i. Br. 9, 2.
- GREPPIN, J. B. (1877): *Fossiles bajociens dans les mines de pyrites ferrugineuses du Val Ferret*. Act. Soc. Helv. Sc. nat., Bâle, 1876.
– (1888): *Déscription des Fossiles de la Grande Oolithe des environs de Bâle*. Mém. Soc. pal. Suisse 15.

- HEIM, ALB. (1921): *Geologie der Schweiz*. 2. Leipzig, Tauchnitz.
- HEIM, ARN. (1916): *Monographie der Churfürsten-Mattstock-Gruppe*. Beitr. geol. Karte Schweiz [NF] 20, 3.
- HELBLING, R. (1902): *Die Erzlagerstätten des Mt-Chemin bei Martigny*. Diss. Basel.
- HUTTENLOCHER, H. (1934): *Die Erzlagerstättenzonen der Westalpen*. Schweiz. Min. Petr. Mitt. 14.
- KREBS, J. (1925): *Geologische Beschreibung der Blümlisalp-Gruppe*. Beitr. geol. Karte Schweiz [NF] 54, 3.
- KRUMMENACHER, D., & EVERNDEN, J. F. (1960): *Détermination d'âge isotopique faites sur quelques roches des Alpes par la méthode K/Ar*. Schweiz. Min. Petr. Mitt. 40, 2.
- KVALE, A. (1957): *Gefügestudien im Gotthardmassiv und den angrenzenden Gebieten*. Schweiz. Min. Petr. Mitt. 37, 2.
- LADAME, G. (1930): *Le Mont-Chemin, Etude géologique et minière*. Thèse, Genève.
- (1935): *Le gisement de galène et de spatfluor des Trappistes (Valais)*. Mat. Géol. Suisse, série géot. 19.
- LIEB, F. (1945): *Die Brachiopoden des mittleren Dogger des schweizerischen Juras und ihre stratigraphische Bedeutung*. Tätigk.-Ber. naturf. Ges. Baselland 15.
- LIECHTI, H. (1934): *Sur la tectonique de la «protogine» du massif du Mont Blanc*. Schweiz. Min. Petr. Mitt. 14.
- LOMBARD, A. (1956): *Géologie sédimentaire: Les séries marines*. Paris, Masson.
- LOMBARD, A., & COAZ, A. (1932): *La limite entre le Jurassique et le Crétacé du Col des Aravis au Col Sageroux (Hte-Savoie)*. C. R. Soc. Phys. Hist. nat. Genève 49, 2.
- LORIOL, P. DE, & SCHARDT, H. (1883): *Etude paléontologique et stratigraphique des couches à Mytilus des alpes vaudoises*. Mém. Soc. pal. Suisse 10.
- LUGEON, M. (1914–1918): *Les Hautes Alpes calcaires entre la Lizerne et la Kander*. Mat. Carte géol. Suisse [NS] 30/1, 2, 3.
- (1929): *Géologie de Saillon (Valais)*. Eclogae geol. Helv. 22, 2.
 - (1930): *Trois tempêtes orogéniques: La Dent de Morcles*. Livre jub. Soc. géol. France.
 - (1947): *Hommage à August Buxtorf et digression sur la nappe de Morcles*. Verh. naturf. Ges. Basel 58.
- MACHATSCHEK, F., & STAUB, W. (1927): *Morphologische Untersuchungen im Wallis*. Eclogae geol. Helv. 20, 3.
- OULIANOFF, N. (1930): *Sur quelques failles et quelques zones de mylonite dans le massif du Catogne (Valais)*. Eclogae geol. Helv. 23, 1.
- (1934a): *Quelques observations sur la région du Col Ferret*. Eclogae geol. Helv. 27, 1.
 - (1934b): *Excursion 25: Martigny–Orsières–Gd. St-Bernard–Val Ferret*. Guide géol. Suisse 7.
 - (1941a): *Contribution à l'analyse du mouvement tectonique alpin dans la région du Val Ferret suisse*. Eclogae geol. Helv. 34, 1.
 - (1941b): *Plis failles et morphologie*. Eclogae geol. Helv. 34, 2.
 - (1942): *Compte rendu des Excursions de la Société géologique suisse dans le Valais. III. Région du Gd. St-Bernard*. Eclogae geol. Helv. 35, 2.
- PARÉJAS, E. (1922): *Géologie de la Zone de Chamonix*. Thèse, Genève.
- (1946): *Indices d'une orogenèse dans le Lias moyen du Ferenrothorn (Lötschental)*. C. R. Soc. Phys. Hist. nat. Genève 63, 1.
- PAULCKE, W. (1910): *Fossilführender Rötidolomit bei Innertkirchen*. Eclogae geol. Helv. 11, 3.
- PETTLJOHN, F. J. (1957): *Sedimentary Rocks*. 2nd ed. New York, Harper and Bros.
- RABOWSKI, F. (1917): *Les lames cristallines du Val Ferret suisse et leur analogie avec les lames de la bordure NW du massif du Mont Blanc et de l'Aar*. Bull. Soc. vaud. Sc. nat. 51.
- RENZ, H. H. (1935): *Zur Stratigraphie und Paläontologie der Mytilusschichten im östlichen Teil der Préalpes romandes*. Eclogae geol. Helv. 28.
- RICOUR, J. (1952a): *A propos de la «chaîne vindélicienne»*. C. R. Soc. géol. France 11.
- (1952b): *Faune du Trias de la couverture des massifs cristallins externes des Alpes (Suisse et France)*. C. R. Soc. géol. France 4.
- RITTER, E. (1897): *La bordure sud-ouest du Mont-Blanc*. Bull. Carte géol. France 9.
- ROD, E. (1937): *Stratigraphie des Malm der Graustock-Hutstock-Gruppe (Melchtal, Kt. Obwalden)*. Diss. Bern.

- ROHR, K. (1926): *Stratigraphische und tektonische Untersuchung der Zwischenbildungen am Nordrande des Aarmassivs (zwischen Wendenjoch und Wetterhorn)*. Beitr. geol. Karte Schweiz [NF] 57, 1.
- SANDBERG, C. G. S. (1905): *Etudes géologiques sur le Massif de la Pierre à Voir (Bas-Valais)*. Paris.
- (1927): *Einiges über die Zentral- sog. «herzynischen» Massive der westlichen Alpen und die rezenten Vulkanausbrüche in dieser Zone*. Zeitschr. deutsch. geol. Ges. 79.
- SAUSSURE, H. B. DE (1803): *Voyages dans les Alpes. 3 et 4*. Neuchâtel.
- SCHARDT, H. (1893): *Observations au Mont-Catogne et au Mont-Chemin* (sans titre). Eclogae geol. Helv. 4.
- (1894): *Le Mont-Catogne*. Livret-guide géol. Suisse (Congr. géol. int. Zurich).
- SCHENKER, M. (1946): *Geologische Untersuchung der mesozoischen Sedimentkeile am Südrand des Aarmassivs zwischen Lonza und Baltschiedertal (Wallis)*. Beitr. geol. Karte Schweiz [NF] 86.
- SCHMIDT, C. (1907): *Über die Geologie des Simplongebietes und die Tektonik der Schweizeralpen*. Eclogae geol. Helv. 9, 4.
- (1920): *Gisements des matières premières minérales de la Suisse*. Mat. Géol. Suisse, série géot.
- STAESCHE, K. (1926): *Die Pectiniden des schwäbischen Jura*. Geol. pal. Abh. [NF] 15, 1.
- STAUB, R. (1934): *Grundzüge und Probleme alpiner Morphologie*. Denkschr. schweiz. naturf. Ges. 69, 1.
- (1937): *Gedanken zum Bau der Westalpen zwischen Bernina und Mittelmeer. I. Teil*. Vjschr. naturf. Ges. Zürich 82/3, 4.
 - (1942): *Gedanken zum Bau der Westalpen zwischen Bernina und Mittelmeer. II. Teil*. Vjschr. naturf. Ges. Zürich 87/1, 2.
- STAUB, W. (1911): *Geologische Beschreibung der Gebirge zwischen Schächental und Maderanertal*. Beitr. geol. Karte Schweiz [NF] 32.
- STUDER, B. (1851): *Geologie der Schweiz*. 1. Bern und Zürich.
- TAVEL, H. von (1936): *Stratigraphie der Balmhorngruppe mit Einschluss des Gemmipasses (Berner Oberland)*. Mitt. naturf. Ges. Bern.
- THALMANN, H. (1922): *Stratigraphische Untersuchung des Bathonien der Umgebung von Engelberg*. Mitt. naturf. Ges. Bern 6.
- TRÜMPY, R. (1945): *Le Lias autochtone d'Arbignon (Groupe de la Dent de Morcles)*. Eclogae geol. Helv. 38, 2.
- (1949): *Der Lias der Glarner Alpen*. Denkschr. schweiz. naturf. Ges. 79, 1.
 - (1951): *Sur les racines helvétiques et les «Schistes lustrés» entre le Rhône et la Vallée de Bagnes (Région de la Pierre Avoi)*. Eclogae geol. Helv. 44, 2.
 - (1954): *La zone de Sion-Courmayeur dans le haut Val Ferret valaisan*. Eclogae geol. Helv. 47, 2.
 - (1957): *Quelques problèmes de paléogéographie alpine*. Bull. Soc. géol. France (6), 7.
 - (1959): *Hypothesen über die Ausbildung von Trias, Lias und Dogger im Untergrund des schweizerischen Molassebeckens*. Eclogae geol. Helv. 52, 2.
 - (1960): *Paleotectonic evolution of the central and western Alps*. Bull. geol. Soc. America 71.
 - (1961): *Sur les racines des nappes helvétiques* (sous presse).
- WILD, F. S. (1788): *Essai sur les montagnes salifères du gouvernement d'Aigle*. Genève.

GEOLOGISCHE KARTEN

- ARGAND, E., & LUGEON, M. (1937): *Feuille 485, Saxon-Morcles*. Atlas géol. Suisse 1:25000; avec notice explicative.
- GEOLOGISCHE KOMMISSION DER SCHWEIZ. NATURF. GES. (1942): *Geologische Generalkarte der Schweiz*, 1: 200 000, Blatt 6: Sion.
- GERLACH, H. (1869): *Karte der penninischen Alpen*, 1:200 000. N. Denkschr. allg. Schweiz. Ges. ges. Natw. 23.
- HERMANN, F. (1937): *Carta geologica delle Alpi Nord-Occidentali* 1:200 000. Milano.
- OULIANOFF, N., & TRÜMPY, R. (1958): *Feuille 532, Grand St-Bernard*. Atlas géol. Suisse 1:25 000; avec notice explicative.
- STUDER, B., & ESCHER, A. (1853, 1869): *Geologische Karte der Schweiz* 1:380 000. Winterthur.

