

Zeitschrift:	Eclogae Geologicae Helvetiae
Herausgeber:	Schweizerische Geologische Gesellschaft
Band:	53 (1960)
Heft:	1
 Artikel:	Geologie der Gebirge zwischen Val Ferret und Combe de l'A (Wallis)
Autor:	Fricker, Peter Emil
Kapitel:	C: Tektonik
DOI:	https://doi.org/10.5169/seals-162701

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: 14.01.2026

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

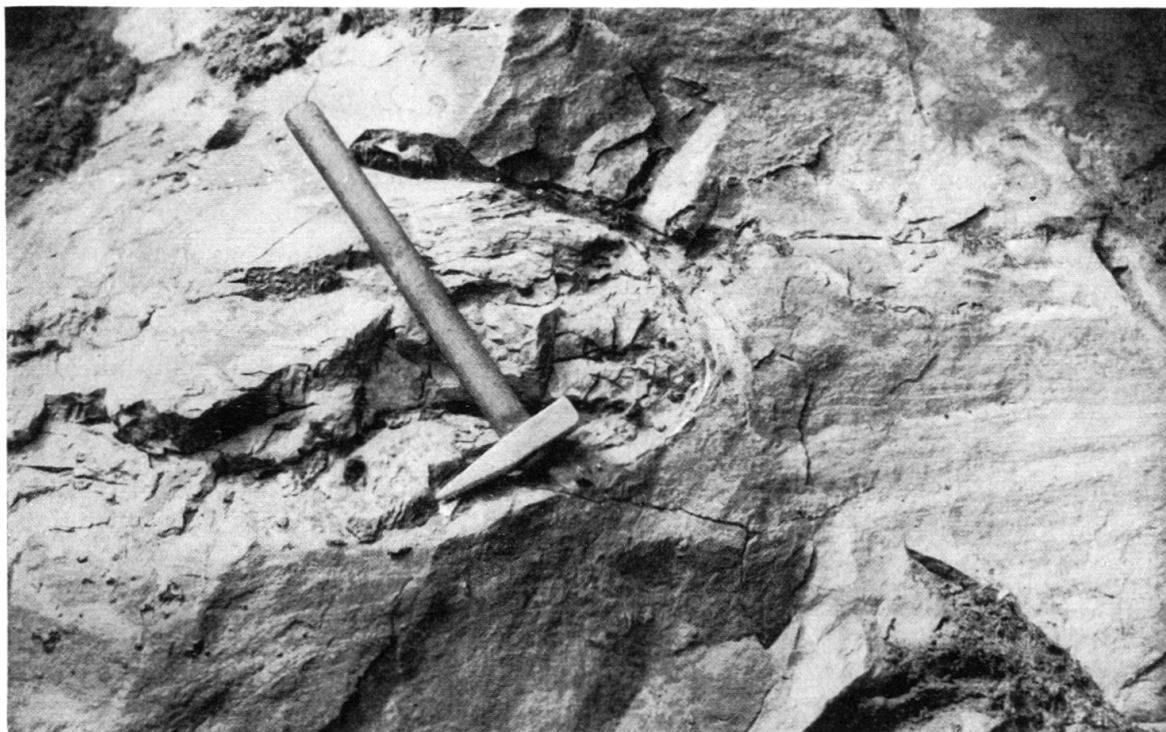


Fig. 7. Subaquatische Rutschung (?) von Dolomit (helle linsenförmige Partie) in Kalk
(im W von P. 1211 bei Pont de la Tsi)

bei der Entstehung dieser Breccien eine bedeutende Rolle, indem Gleitungen eine Auflockerung oder sogar eine Zertrümmerung des Schichtverbandes bewirken können.

Unsere Beobachtungen stehen durchaus im Einklang mit denjenigen von E. GENGE (1958), dessen Dissertation uns erst nach der Niederschrift dieser Arbeit zugänglich war.

C. TEKTONIK

I. Allgemeines

a. Schichtlage

Wie die stark verschuppten Elemente der helvetischen und ultrahelvetischen Deckenwurzeln zeigen auch die Zone von Som la Proz, sowie die Zonen von Ferret und der Tarentaise durchwegs einen isoklinalen Aufbau. Die Schichtreihen all dieser Einheiten lehnen sich an das Mt. Blanc-Massiv an und fallen steil gegen E ein. Das Streichen verläuft allgemein in N-S-Richtung, wobei die Abweichungen 30° nur selten überschreiten. Fallmessungen ergeben Werte zwischen 50 und 75° . Die E-Seite des Val Ferret wird von zahlreichen, tiefgründigen Sackungen durchsetzt, so dass dort die Werte häufig niedriger liegen (ca. 25 – 50°). Die Schichtlage der Serien innerhalb der externen Partie der Karbonzone stimmt i. a. mit jener der Zone von Sitten–Courmayeur überein. Nur in Faltenelementen, z. B. am Clocher de Vouasse, lassen sich lokale Abweichungen feststellen.

Wie aus zahlreichen Schichtmessungen hervorgeht, können im mittleren und unteren Val Ferret zwei Bereiche unterschieden werden:

1. Ein südlicher Bereich, welcher nördlich begrenzt wird durch die Linie Comba Naire-La Tsissette. In diesem Abschnitt streichen die Schichtreihen der ultrahelvetischen Deckenwurzeln NNE–SSW, die Serien der Zonen von Ferret und der Tarentaise dagegen NNW–SSE. Im Karbon der frontalen Karbonzone verläuft das Streichen N–S, stellenweise NNW–SSE, in den interner gelegenen Triaszügen westlich der A NNE–SSW.

2. Ein nördlicher Bereich, welcher den Sektor zwischen der Comba Naire und der Drance d'Entremont umfasst. In diesem Abschnitt streichen die Schichten der Zone von Sitten–Courmayeur durchwegs NNE–SSW. In den Serien der Zonen von Ferret und der Tarentaise hat sich damit unvermittelt ein leichter Richtungswechsel vollzogen. Abgesehen von lokalen, durch Faltenbau bedingten Abweichungen, streichen auch die Schichtglieder in der frontalen Karbonzone stets NNE–SSW.

Die Schichtlage der Zonen von Ferret und der Tarentaise weicht also im südlichen Bereich von jener der ultrahelvetischen Deckenwurzeln und der externen Partie der Karbonzone deutlich ab. Im N erfolgt wiederum eine allgemeine Angleichung.

b. Schieferung, Streckung

Im gesamten Untersuchungsgebiet konnten wir keine diskordant zur Schichtung verlaufende Schieferung feststellen; es liegt durchwegs Schichtungs-Schieferung vor.

Die Schichtglieder lassen allgemein eine bedeutende, tektonisch bedingte Lamination erkennen. Diese Lamination tritt vor allem in den höheren Untereinheiten der Ferret-Zone sowie in der Zone der Tarentaise deutlich hervor und bedingt dort Mächtigkeitsschwankungen hauptsächlich von inkompetenten Horizonten. Kompetente Schichten, z. B. geringmächtige Kalkbänke in den tonig-sandigen Kalkschiefern der Konglomerat-Serie, lassen stellenweise Boudinage erkennen. Die isoklinale Mikrofältelung vermag zwar diese Lamination teilweise auszugleichen, aber i. a. dürften die Mächtigkeiten heute unter den ursprünglichen Werten liegen (vgl. R. TRÜMPY 1955a).

c. Lineation, Faltenachsen

In der Streckungsrichtung der Gesteine erscheint häufig eine Streifung, die Lineation nach der Axe b, welche i. a. parallel zu den Faltenachsen verläuft.

Das Einmessen von Lineation und Faltenachsen im unteren und mittleren Val Ferret lässt erkennen, dass der Grossteil der Axen mit 15–30° nach NNE, bzw. NE einfällt.

Ein Abtauchen gegen NNE ist vor allem im südlichen Gebietsabschnitt, innerhalb der Zonen von Ferret und der Tarentaise verwirklicht, während dort im anschliessenden Bereich der frontalen Karbonzone die Axen häufig gegen NE abtauchen. Im nördlichen Teil des Terrains weisen dagegen die Faltenachsen der Zone von Sitten–Courmayeur nach NNE/NE, im Vergleich zum südlichen Sektor also mehr gegen E. Die Axen der frontalen Karbonzone tauchen dort mit 25–60°, d. h. steiler als in der Zone von Sitten–Courmayeur, durchwegs gegen NE ab.

Im Vergleich zu den Faltenachsen der extern gelegenen Elemente, wo die N-Komponente dominiert, erscheinen die Axen des internen Bereiches, vor allem der

frontalen Karbonzone, leicht nach E abgedreht. Abweichungen kommen vor, doch konnten wir keine S oder SSE einfallenden Axen auffinden (R. TRÜMPY 1955a).

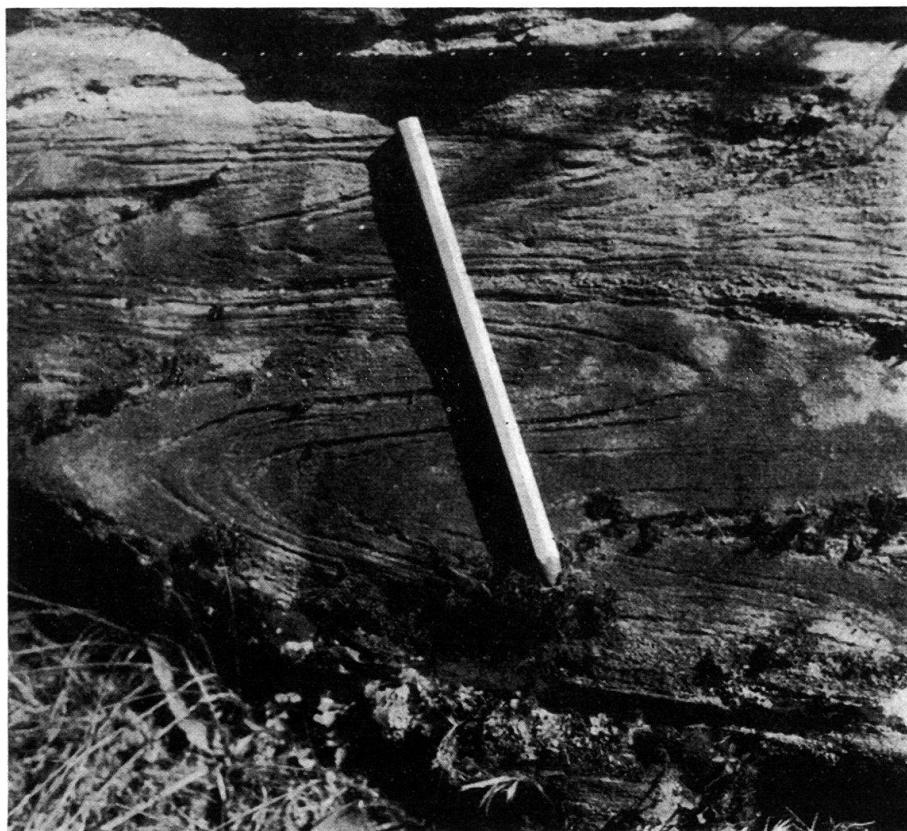


Fig. 8. Mikrofältelung in einer leicht sandigen Kalkbank der Vatse-Konglomerate (Sasse-Weg, auf 1820 m)

Der Verlauf der Faltenachsen lässt erkennen, dass in den tieferen Einheiten der Zone von Sitten–Courmayeur die herzynische Richtung dominiert. Eine alpine Richtung deutet sich aber bereits in der Zone der Tarentaise an (vgl. R. TRÜMPY 1955a). In der frontalen Partie der Karbonzone überwiegen die gegen NE abtauchenden, alpinen Faltenachsen. Während die tieferen Einheiten der Zone von Sitten–Courmayeur im Einflussbereich des Mt. Blanc-Massivs standen, wurden die höheren Elemente vermutlich nicht durch dieses z. T. spätherzynisch begrenzte Massiv eingeregelt; sie passen sich bereits dem Verlauf des grossen Westalpenbogens an.

Diese Ausführungen stehen teilweise im Widerspruch mit den Untersuchungsresultaten von N. OULIANOFF, welcher der herzynischen Richtung auch in den höheren Elementen grosse Bedeutung beimisst (u. a. 1953, 1957).

d. Metamorphose

Die Schichtreihen der Zone von Sitten–Courmayeur wurden von einer leichten, epizonalen Metamorphose alpinen Alters betroffen. Auch die Gesteine der frontalen Karbonzone liegen noch im Bereich einer Epizone, obwohl dort im Karbon auch voralpine Umwandlungen beteiligt sind. Die Wirkung der Metamorphose ver-

stärkt sich allmählich von W gegen E; eine sprunghafte Zunahme an den Grenzen verschiedener Einheiten konnte nicht festgestellt werden.

Die Metamorphose bewirkte eine Rekristallisation des Kalzites. Auch der Quarz wurde grossenteils umgewandelt. Ferner entstanden verschiedene Neubildungen, darunter Serizit, Chlorit, Turmalin, Stilpnomelan. Seltener lässt sich ferner Zoisit, Rutil, Epidot, Mikroklin usw. erkennen. Stellenweise stehen die Neubildungen vermutlich im Zusammenhang mit tuffogenen Einflüssen (p. 70, 92).

Muskovit kommt innerhalb der Ferret-Zone nur in den Christophe-Schichten vor und bildet vor allem ein häufiges Mineral in den Quarziten des Karbons (p. 94). Neogener Albit erscheint im helvetischen und ultrahelvetischen Bereich nur vereinzelt. An der Ferret-Basis ist er häufig (p. 46/47) und fehlt dann in der unteren Partie der Ferret-Schiefer weitgehend. Vermehrt findet er sich in den Vatse-Konglomeraten. Von hier an enthalten auch die Schichtreihen der höheren Elemente, vor allem das Karbon (p. 92) der frontalen Karbonzone, durchwegs neogenen Albit.

Es handelt sich wohl hauptsächlich um eine syntektonische, stellenweise aber auch um eine posttektonische Metamorphose. Weitere Einzelheiten gehen aus den zahlreichen Schliffbeschreibungen hervor.

e. Brüche

Es können vier Systeme von Brüchen unterschieden werden:

1. NW-SE, bzw. WNW-ESE verlaufende Brüche mit abgesenktem oder nach NW vorgeschobenem NE-Flügel.

Dieser Bruchtyp ist vor allem im S häufig vertreten. Der Felsabbruch westlich von Basset und der Tête des Vares wird von zahlreichen, derartigen Störungen durchzogen, welche eine treppenartige Absenkung der Schichten gegen NW bewirken. Die maximale Sprunghöhe beträgt ca. 70 m.

2. ENE-WSW verlaufende Brüche mit abgesenktem oder nach W verschobenem SE-Flügel.

Diese Gruppe kann man vor allem im N feststellen. Eine derartige Störung mit einer Sprunghöhe von ca. 80 m zieht z. B. nordöstlich von Sasse gegen La Tessure hinauf. Entsprechende Brüche lassen sich auch im N des Plan Monnay erkennen.

3. E-W verlaufende Verwerfungen.

Eine ganze Reihe derartiger Störungen mit unbedeutenden Verstellungen tritt nordöstlich von Verne, unmittelbar östlich von P. 1891, deutlich hervor. Der nördliche, talwärts liegende Flügel zeigt eine leichte Absenkung. Es handelt sich wohl durchwegs um postglaziale Verwerfungen; in zwei Fällen scheint es, dass dort (im E von P. 1891) auch noch die Moränendecke verstellt worden ist.

4. N-S verlaufende Verwerfungen.

Derartige Störungen lassen sich vor allem im E der Alp Sasse erkennen. Der externe, talwärtige Teil ist um 5–20 m abgesunken. Diese wahrscheinlich jungquartären Verwerfungen stellen z. T. tiefgreifende Sackungsanrisse dar, wobei es oft schwer fällt zu entscheiden, ob die Störung nur durch die Sackungsbewegung bedingt ist oder ob umgekehrt eine Verwerfung Anlass zur Sackung gegeben hat.

Die aufgeführten Bruchsysteme stimmen weitgehend mit jenen überein, welche R. TRÜMPY 1955 im oberen Val Ferret unterscheidet. In den Hauptgruppen 1 und 2 lassen sich allerdings gewisse Abweichungen erkennen. So dominiert in der Gruppe 1 die E-W-Komponente; NNW-SSE verlaufende Störungen, welche dort eine bedeutende Rolle spielen, fehlen hier vollständig. Im Gegensatz zum oberen Val Ferret, wo auch NE-SW verlaufende Störungen häufig sind, beschränkt sich das Bruchsystem 2 auf ENE-WSW ziehende Verwerfungen, zeigt also ebenfalls ein Vorherrschen der E-W-Richtung. Neu hinzu kommt schliesslich die Gruppe 4, welche aus dem oberen Val Ferret nicht beschrieben wird.

N. OULIANOFF hat erstmals in der Zone von Sitten-Courmayeur verschiedene Bruchsysteme erkannt und auf ihre grosse Bedeutung hingewiesen. So stehen die beiden Hauptgruppen (1 und 2) in Zusammenhang mit einer späten Heraushebung des Mt. Blanc-Massivs. Anderseits ergibt ihre Resultante eine Längsdehnung. Infolge der isoklinalen Struktur kann der Bewegungsablauf an den Verwerfungen (Vorherrschen einer Horizontal- oder Vertikalverschiebung) kaum abgeklärt werden.

II. Helvetische und ultrahelvetische Zone

a. Die höheren Teile der helvetischen Deckenwurzeln

Der einzige, durchgehend aufgeschlossene Querschnitt innerhalb des helveticischen Bereiches liegt im Abbruch zwischen Issert und Som la Proz. Unmittelbar östlich von P. 1017 lassen sich von der Drance de Ferret aus in östlicher Richtung folgende Schichtglieder erkennen (p. 42/43):

1. 8 m Aalenian.
2. 15 m mittlerer Dogger.
3. 20 m Callovo-Oxfordian.
4. 3,5 m Malm.
5. 4,5 m graue, matte Mergelschiefer: Valanginian ? (nur lokal entwickelt).
6. 3 m Malm.
7. 12 m Callovo-Oxfordian.
8. 15 m Dogger.
9. 12 m Aalenian.

Unsere frühere Annahme, dass die obere Malmbank die Grenze zwischen helveticischen und ultrahelvetischen Deckenwurzeln darstelle, hielt einer näheren Prüfung nicht stand. Die beiden, lokal durch einen Valanginiankeil (?) getrennten Malmbänke bilden vielmehr den Kern einer isoklinal gebauten Synklinalzone, deren Schichtreihe vom Aalenian bis in den Malm, resp. die Unterkreide (?) hinaufreicht. Sowohl die Normalserie (1–5) als auch die intern gelegene Verkehrtsserie (5–9) umfassen die gleichen stratigraphischen Elemente und stimmen faziell durchaus überein. Unmittelbar nordöstlich von P. 1017 wird diese Synklinale erweitert, indem sich zwischen das Callovo-Oxfordian (7) und dem Dogger (8) ein weiteres Dogger/Aalenian-Paket einschaltet.

Die «Zone intermédiaire», welche im oberen Val Ferret durch mächtige Aalenian- und Doggermassen vertreten wird (R. TRÜMPY 1955a), fehlt hier vollständig. Sie

existiert vermutlich im S, östlich von La Fouly, ist aber dort infolge der dichten Quartärbedeckung nicht aufgeschlossen. Die Grenze zwischen helvetischem und ultrahelvetischem Bereich dürfte östlich von P. 1017 über dem Verkehrtschenkel der Synklinale durchziehen, eine Annahme, für welche auch die folgenden Ausführungen über die ultrahelvetischen Deckenwurzeln sprechen.

b. Ultrahelvetische Wurzelzone

Innerhalb der ultrahelvetischen Deckenwurzeln können wir in unserem Arbeitsgebiet drei Teilelemente unterscheiden, eine tiefere und eine höhere Digitation sowie die Gipszone. Da aber der ultrahelvetische Bereich durch einen sehr komplexen Aufbau charakterisiert wird (vgl. Blatt Gr. St-Bernard 1958), kommt dieser tektonischen Unterteilung nur regionale Bedeutung zu.

1. Tiefere Digitation

Diese Untereinheit besteht aus einem Schuppenwerk von Lias- und Aalenianzügen. Ein Profil im SE von La Fouly, östlich von P. 1594, enthält folgende Schichtglieder (von 1650 m an aufwärts):

1. Ca. 40 m Aalenian.
2. 10 m Lias.
3. Ca. 50 m Aalenian.
4. 10 m Lias.
5. 15 m Aalenian.
6. Ca. 20 m Lias.
7. Ca. 25 m Aalenian.
8. Ca. 15 m Lias.
9. Ca. 60 m Aalenian.
10. Ca. 20 m Lias.
11. Ca. 25 m Aalenian.
12. Ca. 15 m Trias (Basis der höheren Digitation).

Diese Schuppenpakete lassen sich gegen S verfolgen und sind namentlich über der «Zone intermédiaire» südöstlich von Ferret aufgeschlossen (Blatt Gr. St-Bernard 1958). Im Gegensatz zu den Verhältnissen im mittleren Val Ferret treten aber dort noch einzelne Triasbänder an die Oberfläche.

In nördlicher Richtung dünnnt dieses Element aus; es zieht bis gegen Branche, fehlt aber bei Issert, wo die höchsten Teile der helvetischen Deckenwurzeln unmittelbar von der höheren Digitation und der Gipszone überlagert werden.

2. Höhere Digitation

In der Fortsetzung des Querschnittes durch die tiefere Digitation sind östlich von P. 1820 bei der Alp Le Clou folgende Schichtglieder aufgeschlossen (von 1850 m an aufwärts):

12. 15 m Trias (Dolomit überwiegt; p. 41).
13. 5 m schwarze, pyritreiche Tonschiefer: Aalenian.
14. 15 m graue, sandige Kalkschiefer und Kalklagen: Lias.
15. 25 m Aalenian.

16. 15 m Lias.

17. 10 m Trias (vererzte Rauhwacke dominierend): Basis der Ferret-Zone.

Eine analoge Abfolge dieser Untereinheit ist auch nördlich von Issert aufgeschlossen, erscheint aber dort durch das Eindringen von Gipspaketen teilweise gestört.

Die höhere Digitation besteht demnach aus Lias- und Aaleniansedimenten, welche stets von zwei Triaszügen eingefasst werden, wobei der obere Triashorizont (17) der Basis der Ferret-Zone entspricht.

3. Die Gipszone

Über der höheren Digitation setzt im NE von Branche ein Gipszug ein, welcher sich gegen N erweitert und nordöstlich von Issert seine maximale Mächtigkeit erreicht. Tektonisch gesehen stellt Gips bekanntlich ein sehr bewegliches Element dar. Die Hauptmasse dieses Komplexes liegt zwar zwischen der höheren Digitation und der Zone von Som la Proz. Vor allem der Schichtverband der liegenden Einheiten weist jedoch im nördlichen Gebietsabschnitt durch das Eindringen von Gipspaketen bedeutende Störungen auf. So ist nördöstlich von Issert, östlich von P. 1017, im Grenzbereich des helvetischen und ultrahelvetischen Raumes eine ca. 10 m mächtige Gipsscholle eingeschaltet. Auch die höhere Digitation wird dort lokal von einigen, bis 5 m mächtigen, konkordant verlaufenden Gipszügen durchsetzt. Unmittelbar im S verhindert eine tiefgreifende Sackung die genaue Abklärung dieser Verhältnisse.

Über der höheren Digitation folgt die bis 60 m mächtige Hauptmasse des Gipses, welche einzelne, graue Dolomitlagen enthält. Da auch die Trias an der Basis der höheren Digitation Gips führt, erscheint es nicht ausgeschlossen, dass ein Grossteil desselben durch Diapirwirkung aufgestossen ist und vielleicht ursprünglich unter jener Teileinheit lag. Wahrscheinlicher ist aber die andere Möglichkeit, nach welcher die Gipszone das höchste Element der ultrahelvetischen Deckenwurzeln darstellt. Dafür spricht vor allem der Umstand, dass die Hauptmasse dieses Komplexes auch östlich von Som la Proz sich wie im S zwischen der höheren Digitation und der Zone von Som la Proz befindet.

III. Zone von Som la Proz

Das charakteristische Element der Zone von Som la Proz besteht aus einem albitführenden Muskovitchloritgneis (p. 43/44), welcher mit dunkelgrauen Mergelschiefern unbekannten Alters vergesellschaftet ist.

Unmittelbar östlich von Issert sind über der Hauptmasse der Gipszone folgende Schichtglieder aufgeschlossen:

1. Ca. 20 m dunkelgraue Mergelschiefer und Kalklagen.
2. Ca. 4 m grünlicher Muskovitchloritgneis (Koord. 575 900/94 600/1130).
3. Ca. 10 m leicht sandige Mergelschiefer und einzelne Kalklagen.

In der Schuttrinne südöstlich von Som la Proz sind auf 1190 m über der Hauptpartie der Gipszone von unten nach oben folgende Verhältnisse anzutreffen:

1. X m dunkelgraue Mergelschiefer und Kalklagen.

2. 3 m Muskovitchloritgneis.
3. 6 m dunkelgraue Mergelschiefer.
4. Ca. 3 m Trias der Ferret-Basis.

Im südlichen Gebietsabschnitt fehlen wie auch im oberen Val Ferret (R. TRÜMPY 1955a) entsprechende Aufschlüsse.

Die wenig typischen Mergelschiefer und Kalklagen (1,3) gleichen durchaus denjenigen der basalen Partie der unteren Sandsteine. Auf die Stellung des Muskovitchloritgneises werden wir später eintreten.

IV. Ferret-Zone

a. Basale Schuppenzone

Die Basis der Ferret-Zone überlagert verschiedene Teileinheiten der ultrahelvetischen Unterlage, bzw. die Zone von Som la Proz. Die Masse der Ferret-Schiefer setzt ein mit einer geringmächtigen Schuppenzone, welche charakterisiert wird durch häufig vererzte Triasgesteine (p. 46).

In der grossen Sackung zwischen Issert und P. 1017 ist an der Drance de Ferret von unten nach oben folgender Querschnitt aufgeschlossen:

1. 4 m Trias (leicht kakiritisierter Dolomit).
2. 5 m graue Kalksandsteine und Tonschiefer.
3. 1 m Trias (kieselreiche Tonsteine).
4. 4 m graue Kalksandsteine und Tonschiefer.
5. 0,5 m Trias (kieselreiche Tonsteine).
6. Basis der unteren Sandsteine und Schiefer.

Diese Abfolge lässt eine Verknetung von Triashorizonten mit Gesteinstypen erkennen, welche der Basis der unteren Sandsteine entstammen. Liasartige Bildungen fehlen im gesamten Untersuchungsgebiet. Die kretazischen Ferret-Schiefer transgredieren wohl direkt auf die Trias, worauf auch die polygenen Breccienlagen hinweisen (p. 47).

b. Normalserie

Diese ca. 1200 m mächtige Serie besteht aus einer durchgehenden, ungestörten Abfolge; Anzeichen für lokale Verschuppungen fehlen vollständig. Mit Ausnahme der Peula- und Marmontains-Quarzite wird die Normallagerung in allen Schichtgruppen durch das Vorkommen von «graded bedding» bestätigt.

Die bedeutende Mächtigkeitszunahme der Christophe-Schichten im nördlichen Gebietsabschnitt beruht z. T. auf dem Umstand, dass dieses Schichtglied dort die geringmächtigen Vatse-Schiefer direkt überlagert (p. 56, 71, 82). Sie ist aber hauptsächlich tektonisch bedingt; der NNE-Verlauf der höheren Ferret-Elemente (p. 105) lässt im N. externere Teile dieser Einheit an die Oberfläche treten. Wie bereits erwähnt (p. 71) weist die Christophe-Masse dort einen Synkinalbau auf. Wir befinden uns im tektonischen Äquivalent der Synklinale des Gd. Goliat (R. TRÜMPY 1955a). Diese Synklinale erweitert sich gegen W; so ist im N, in einem externeren Bereich, eine bedeutende Anhäufung von Christophe-Schichten aufgeschlossen, welche grossenteils der Ferret-Normalserie und zum kleineren Teil dem Verkehrtschenkel der Tsavra-Falte angehören.

e. Tsavra-Falte

Die isoklinal gebaute Tsavra-Falte (R. TRÜMPY 1955a) setzt sich vom oberen Val Ferret gegen N fort. Faltenumbiegungen in der Mittelpartie dieses Elementes sind namentlich östlich von Verne, im SW von P. 2579, bei günstiger Beleuchtung deutlich erkennbar.

Die Tsavra-Falte weist eine Antiklinalstruktur auf; sie besteht aus einem extern gelegenen Verkehrtschenkel und einem darüberfolgenden Normalschenkel. Als Faltenkern treten meistens Aroley-Kalke hervor, welche von Marmontains-Quarziten und Christophe-Schichten umgeben werden. Dank dem Vorkommen von «graded bedding» können diese Lagerungsverhältnisse eindeutig belegt werden: die Verkehrtlagerung in den Aroley-Schichten der unteren Partie östlich von La Fouly (Koord. 575 375/86 100/2650) und östlich von Verne bei P. 2192, die Normalposition dagegen in den Aroley-Kalken des oberen Teiles östlich von P. 2019 (Koord. 576 550/90 400/2180) und auch an anderen Stellen. Möglicherweise existieren lokal weitere tektonische Komplikationen, so z. B. im E von La Fouly, wo die Tsavra-Falte eine Mächtigkeit von mindestens 650 m erreicht.

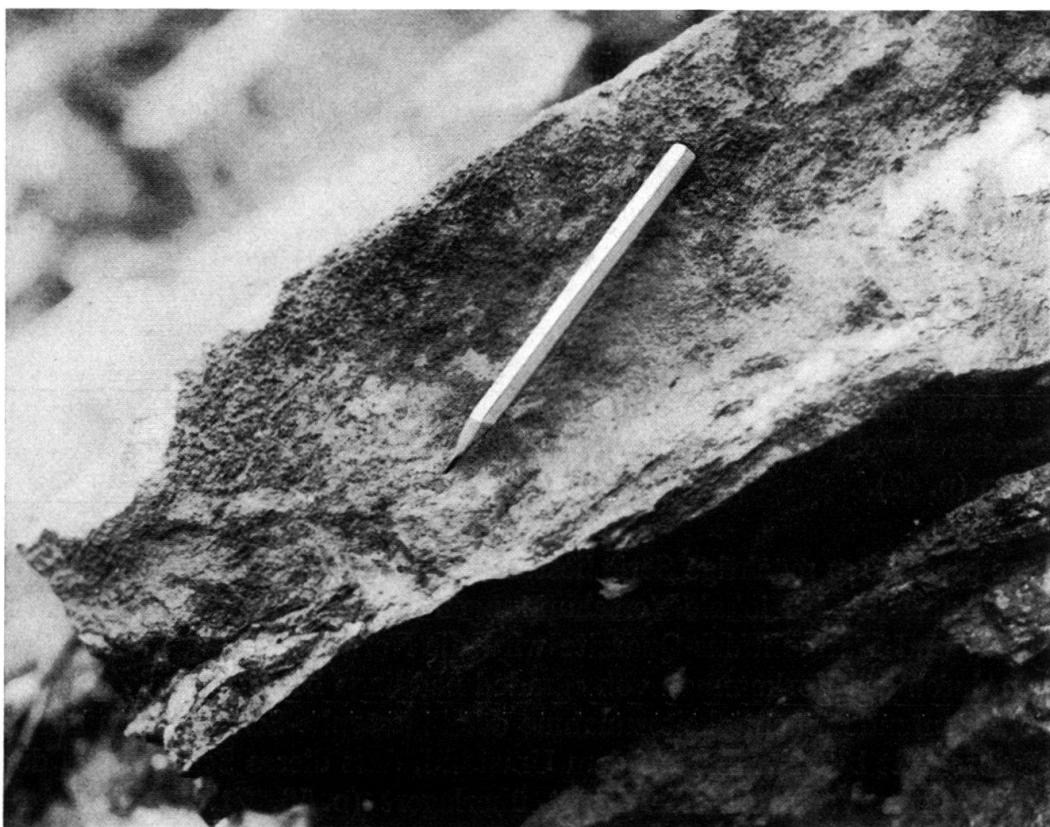


Fig. 9. Verkehrt liegendes «Graded bedding» im Liegendschenkel der Tsavra-Falte östlich von La Fouly (Koord. 575 375/86 100/2650)

Im südlichen und nördlichen Gebietsabschnitt verläuft die Synkinalumbiegung zwischen Normalserie und Tsavra-Falte durch die gleichförmig ausgebildeten Christophe-Schichten, so dass eine exakte Abgrenzung verunmöglich wird. Bei P. 2231 östlich der Amône und auf 2050 m am T. de la Sasse sind hingegen an der Basis der Tsavra-Falte Spuren einer tektonischen Beanspruchung erkennbar; der



Fig. 10. Verkehrtliegendes «Graded bedding» im Liegendschenkel der Tsavra-Falte
(im E von Verne, bei P. 2192)

untere Teil des Verkehrtschenkels wird von Kalzitadern durchsetzt und enthält vor allem am T. de la Sasse zahlreiche Faltenzyliner.

Einen Überblick über den Aufbau der Tsavra-Falte vermitteln die folgenden Profilbeschreibungen:

- I. Profil im E von La Fouly (von 2400 m an aufwärts):
1. Ca. 250 m Christophe-Schichten der Normalserie.
Im obersten Teil fallen die Schichten weniger steil ein als im Liegenden; vermutlich liegt der Grenzbereich zwischen der Normalserie und der Tsavra-Falte in dieser Zone.
2. Ca. 150 m Christophe-Schichten. Das Schichtfallen wird gegen oben steiler.
3. 40 m Marmontains-Schichten.
4. Ca. 400 m Aroley-Schichten.
5. 30 m Marmontains-Schichten.
6. Ca. 60 m Christophe-Schichten.

Der Verkehrtschenkel der Tsavra-Falte umfasst die Horizonte 2, 3 und den unteren Teil der Aroley-Schichten (4). Dem Normalschenkel dürften die obere Partie von 4, sowie 5 und 6 entsprechen. Weitere, tektonische Komplikationen treten möglicherweise im Aroley-Kern auf, können aber nicht sicher nachgewiesen werden.

II. Profil am T. de la Sasse (von 1820 m an aufwärts):

1. Ca. 250 m Christophe-Schichten.

Ein «graded bedding» im obersten Teil dieses Horizontes tritt im S am T. Tolent hervor (Koord. 576 250/90 250/1970) und lässt auf Normallagerung schließen; die Christophe-Schichten gehören hier demnach durchwegs zur Normalserie.

2. 40 m Marmontains-Schichten mit Spuren tektonischer Beanspruchung.

3. Ca. 70 m Aroley-Schichten.

4. 3 m Peula-Schichten (?).

5. 10 m Vatse-Schichten (nur lokal aufgeschlossen).

6. Ca. 150 m Aroley-Schichten.

7. 10 m Marmontains-Schichten.

8. Ca. 40 m Christophe-Schichten.

Die Tsavra-Falte wird gebildet von den Schichtgliedern 2–8. Die Peula- (?) und Vatse-Schichten (4, 5) stellen wohl den Antiklinalkern dar und weisen auf einen asymmetrischen Bau hin.

III. Profil an der Drance d'Entremont, aufgenommen nordöstlich von Monttatuay in östlicher Richtung gegen Pont de la Tsi:

1. Ca. 1150 m Christophe-Schichten.

2. 30 m Marmontains-Schichten.

3. Ca. 150 m Aroley-Schichten.

4. 25 m Marmontains-Schichten.

5. Ca. 150 m Christophe-Schichten.

Neben den Horizonten 2–4 umfasst die Tsavra-Falte auch noch bedeutende Teile der Christophe-Schichten (1, 5). Eine Synkinalumbiegung zwischen Normalserie und Tsavra-Falte kann innerhalb der mächtigen Christophe-Masse (1) nicht genau lokalisiert werden.

Wie aus den Profilbeschreibungen ersichtlich ist, durchzieht die Tsavra-Falte das gesamte Untersuchungsgebiet. Als Faltenkern treten Aroley-Kalke, lokal auch Vatse-Schiefer an die Oberfläche (Prof. II). Der Normal- und der Verkehrtschenkel dieser vermutlich asymmetrisch gebauten Falte enthält stets gut ausgebildete Marmontains-Quarzite, ferner im S und N auch Christophe-Schichten. Faziesvergleiche ergeben einen deutlichen Unterschied gegenüber der Normalserie (vgl. R. TRÜMPY 1955a) und deuten darauf hin, dass die Trennung zwischen der Normalserie und der Tsavra-Falte eine sehr tiefgreifende ist. Nach den neuesten Untersuchungen von R. ZULAUFI im Val d'Aosta scheint es im Gegensatz zu der von R. TRÜMPY (1955a) vertretenen Auffassung nicht ausgeschlossen (auch nach Ansicht R. TRÜMPYS), dass ein Teil der zur Zone der Tarentaise gerechneten Gesteinsmassen auf italienischem und französischem Gebiet die Fortsetzung der Tsavra-Falte bilden.

d. Obere Schuppen- und Faltenzone

Der obere Schuppen- und Faltenkomplex bildet das höchste Element der Ferret-Zone und umfasst ausschliesslich Aroley-Kalke, Marmontains-Quarzite und Christophe-Schichten. Die Obergrenze dieser Einheit fällt mit der Basis der Zone der Tarentaise zusammen.

Über den Aufbau der oberen Schuppen- und Faltenzone orientieren die folgenden Profilbeschreibungen:

- I. Fortsetzung des Querschnittes über der Tsavra-Falte (Prof. I, p. 113) östlich von La Fouly, im N des Basset (von 2720 m an aufwärts):
 6. Ca. 60 m Christophe-Schichten, welche z. T. noch dem Normalschenkel der Tsavra-Falte angehören.
 7. 10 m Marmontains-Schichten.
 8. Ca. 50 m Arole-Schichten.
 9. 10 m Marmontains-Schichten.
 10. Ca. 25 m Christophe-Schichten (gegen N auskeilend). Tektonischer Kontakt mit
 11. Ca. 20 m Arole-Schichten (gegen N auskeilend).
 12. Lias der Zone der Tarentaise.

Es liegt eine Antiklinalzone (6-10) vor, welcher ein isoliertes Arole-Paket (11) aufruht. Den Kern bilden Arole-Kalke (8), den Normalschenkel die Schichtglieder 9 und 10, während 7 und vermutlich auch ein Teil von 6 dem Verkehrtschenkel entsprechen würde. Dieser Querschnitt kann gegen S weitgehend mit jenem des Col du Névé de la Rousse verglichen werden (R. TRÜMPY 1955a, Blatt Gr. St-Bernard 1958).

- II. Profil im E von Verne, nordwestlich von P. 2579 (von 2360 m an aufwärts):
 1. Ca. 30 m Christophe-Schichten.
 2. 12 m Marmontains-Schichten.
 3. Ca. 60 m Arole-Schichten.
 4. Ca. 5 m Marmontains-Schichten (nur lokal entwickelt).
 5. Konglomerat-Serie der Zone der Tarentaise.

Die obere Schuppen- und Faltenzone besteht in diesem Querschnitt lediglich aus der nördlichen Fortsetzung der Antiklinale von Basset. Die tektonische Zugehörigkeit der Christophe-Schichten (1) ist ungewiss.

- III. Profil im SE der Alp Sasse, östlich von P. 2019 (von 2150 m an aufwärts):
 1. Arole-Schichten im Normalschenkel der Tsavra-Falte.
 2. Ca. 5 m Marmontains-Schichten: Oberste Partie im Normalschenkel der Tsavra-Falte.
 3. Ca. 40 m Christophe-Schichten.
 4. Ca. 25 m Marmontains-Schichten.
 5. Konglomerat-Serie der Zone der Tarentaise.

Die obere Schuppen- und Faltenzone umfasst nur noch die Schichtgruppen 3 und 4. Die Christophe- und Marmontainsablagerungen (3, 4) dieses Querschnittes zeigen hier Anklänge an die Ausbildung der entsprechenden Gesteinskomplexe der Zone der Tarentaise (Konglomerat-Serie, bzw. Serie der Schiefer-Quarzite), doch verläuft der diskordante tektonische Schnitt an der Basis dieser höheren Einheit deutlich darüber. In nördlicher Richtung erweitert sich das höchste Ferret-Element, ein Vorgang, welcher bei La Tessure einsetzt.

- IV. Fortsetzung des Querschnittes über der Tsavra-Falte (Prof. III, p. 114) an der Drance d'Entremont im SE von Moulins:

4. Ca. 25 m Marmontains-Schichten: Normalschenkel der Tsavra-Falte.
5. Ca. 150 m Christophe-Schichten.
6. 35 m Marmontains-Schichten.
7. Ca. 25 m Aroley-Schichten.
8. Lias der Zone der Tarentaise.

Der obere Schuppen- und Faltenkomplex umfasst in diesem Querschnitt nur noch eine Verkehrtsserie (5–7).

Aus diesen Profilbeschreibungen geht hervor, dass die obere Schuppen- und Faltenzone im mittleren Val Ferret weniger komplex ausgebildet ist als im S (R. TRÜMPY 1955a) und im N der Tête des Vares an Bedeutung verliert. Diese rückschreitende Entwicklung findet südöstlich von Sasse (Prof. III) einen Höhepunkt, worauf gegen N eine unbedeutende Erweiterung stattfindet. Das Hauptelement dieser Untereinheit stellt die Antiklinalzone von Basset dar, welche bis zur Comba Naire durchzieht.

Der heterogene Aufbau des oberen Schuppen- und Faltenkomplexes wird hauptsächlich bedingt durch den diskordanten Verlauf der Basis der Zone der Tarentaise. In diesem Zusammenhang sei auf die tektonische Übersichtskarte (Tafel I) und die Profilserie (Tafel II) verwiesen.

V. Zone der Tarentaise

Der komplexe Aufbau erschwert tektonische Vergleichsmöglichkeiten innerhalb der Zone der Tarentaise. Einen Überblick von S nach N vermitteln die folgenden Profilbeschreibungen:

I. Profil nördlich von Basset, vom Vorgipfel der Tête des Vares aus in nordöstlicher Richtung aufgenommen (von 2830 m an aufwärts):

1. Ca. 20 m Aroley-Schichten: Oberste Partie der Ferret-Zone.
2. 0–20 m sandige Kalkschiefer mit verschieferten Konglomeratlagen: Konglomerat-Serie.
3. 15 m blaugraue Spatkalke: Lias.
4. Ca. 60 m Oberlias? (p. 87).
5. Ca. 75 m Konglomerat-Serie (p. 88).
6. Ca. 60 m Serie der Schiefer-Quarzite (p. 91).
7. Ca. 25 m Karbon p. 83).
8. Ca. 30 m Serie der Schiefer-Quarzite (p. 91).
9. X m Karbon der externen Partie der Karbonzone.

II. Profil im E von Verne, westlich von P. 2579 (von 2380 m an aufwärts):

1. Ca. 5 m Marmontains-Schichten: Oberste Partie der Ferret-Zone.
2. Ca. 40 m leicht sandige Kalke und schieferige Konglomerate: Konglomerat-Serie.
3. Ca. 12 m blaugraue Spatkalke: Lias.
4. Ca. 8 m schwarze Tonschiefer und Sandsteine: Serie der Schiefer-Quarzite.
5. 15 m blaugraue Spatkalke: Lias.
6. Ca. 25 m blonde Dolomite, sowie Gips und wenig Rauhwacke: Trias.
7. 10 m blaugraue Spatkalke: Lias.

8. Ca. 25 m sandige Kalkschiefer, Konglomerate, sowie «Trias régénéré» (p. 88): Konglomerat-Serie.
9. 20 m plattige Kalksandsteine: Oberlias?
10. 25 m sandige Kalkschiefer mit verschieferten Konglomeratlagen: Konglomerat-Serie.
11. Ca. 15 m schwarze Tonschiefer und Quarzitlagen: Serie der Schiefer-Quarzite.
12. X m Karbon der externen Partie der Karbonzone.

III. Profil im SE der Alp Sasse, östlich von P. 2019 (von 2200 m an aufwärts):

1. Ca. 25 m Marmontains-Schichten: Oberste Partie der Ferret-Zone.
2. Ca. 70 m sandige Kalkschiefer und Konglomeratlagen mit einzelnen grossen Komponenten: Konglomerat-Serie.
3. 5 m blaugraue Spatkalke: Lias.
4. Ca. 5 m schwarze Tonschiefer und Sandsteine: Serie der Schiefer-Quarzite.
5. 10 m blaugraue Spatkalke: Lias.
6. Ca. 30 m blonde Dolomite, Gips, sowie wenig Rauhwacke: Trias.
7. 0,5 m Rhät (p. 85).
8. 12 m Unterlias p. 85).
9. 20 m Mittellias (p. 85).
10. Ca. 45 m Konglomerat-Serie s. l. mit Riesenkonglomeraten.
11. 0–15 m schwarze Tonschiefer und Quarzitlagen: Serie der Schiefer-Quarzite (p. 91).
12. X m Karbon der externen Karbonzone.

IV. Profil nördlich von Vichères, an der Drance d'Entremont in südöstlicher Richtung gegen Pont de la Tsi (vgl. Prof. p. 87):

1. Ca. 25 m Aroleys-Schichten: Oberste Partie der Ferret-Zone.
2. Ca. 45 m Oberlias.
3. 12 m Aalenian.
4. 15 m Dogger?
5. X m Konglomerat-Serie.
6. 10–20 m Serie der Schiefer-Quarzite (p. 91).
7. X m Karbon der externen Karbonzone.

Ein Vergleich dieser Profilbeschreibungen zeigt einen wesentlichen Unterschied im Aufbau der Zone der Tarentaise im südöstlichen und nördlichen Gebietsabschnitt einerseits und im Mittelteil des Terrains anderseits.

Die Gipfelpartie der Tête des Vares (Profil I) besteht aus einer mächtigen Normalserie (3–6), welche einer lokal entwickelten Flyschunterlage aufruht und nur im obersten Teil durch die Einschaltung eines Karbonzuges (7) gestört wird. Gegen N erweitert sich die Zone der Tarentaise; östlich von Verne (Profil II) ist ein eigentlicher Antiklinalbau verwirklicht. Den Antiklinalkern bildet ein Triaszug (6). Einem externen Verkehrtschenkel (2–5) steht ein interner Normalschenkel gegenüber (7–11). Die Antiklinalstruktur wird aber gestört durch das Auftreten von Verschuppungen. So schiebt sich im Lias des Verkehrtschenkels ein Band von Schiefer-Quarziten ein (4), innerhalb der Konglomerat-Serie des Normalschenkels dagegen ein Liaszug (9). Die Antiklinalzone von Verne zieht über die Comba Naire gegen Sasse durch. Im E von P. 2019 (Profil III) enthält der Lias des Ver-

kehrtschenkels (3, 5) wie bei Verne einen Horizont von Schiefer-Quarziten (4). Als jüngstes Schichtglied ist die Serie der Schiefer-Quarzite (11) im Normalschenkel nur lokal entwickelt.

Im NE von La Tessure verliert sich die Antiklinalstruktur der Zone der Tarentaise. Infolge der dichten Moränenbedeckung können die genauen Zusammenhänge nicht ermittelt werden. Jedenfalls besteht die Zone der Tarentaise an der Drance d'Entremont (Profil IV) nur noch aus einer gut entwickelten Normalserie, welche – wie teilweise im S (Prof. I) – mit einem Liaszug einsetzt.

Eine Abtrennung von zwei Teilelementen wie im oberen Val Ferret (R. TRÜMPY 1955a) erweist sich in unserem Untersuchungsgebiet als unmöglich. Der heterogene Aufbau der Zone der Tarentaise steht wohl im Zusammenhang mit dem diskordanten Verlauf der Basalpartie dieser Einheit, welche die höchsten Elemente der Ferret-Zone in einem schießen Winkel schneidet. Daneben spielen vermutlich auch Brüche mit.

VI. Die äusseren Teilelemente der Karbonzone

Die äusseren Teilelemente der Karbonzone bestehen aus Karbon und mächtigen Triaszügen. Die basale Partie setzt mit Karbon ein. Ihre Untergrenze verläuft diskordant zur Zone der Tarentaise. Im E stösst dieser Bereich längs der Talfurche der Combe de l'A an die interne Karbon-Hauptmasse.

Wie aus der tektonischen Übersichtskarte (Tafel I) und auch aus der Profilserie (Tafel II) hervorgeht, lassen sich innerhalb der frontalen Partie der Karbonzone von S gegen N verschiedene tektonische Elemente deutlich auseinanderhalten.

Im südlichen Teil der Combe de l'A tritt am Clocher de Vouasse eine Synklinalstruktur hervor (Profil I, Tafel II). Diese mächtige Synklinalzone von Vouasse führt dort ausschliesslich Triaskalk und -dolomit. Der Synklinalkern besteht überraschenderweise aus den ältesten Gesteinen der karbonatischen Trias, vor allem aus hellen, marmorisierten, wahrscheinlich anisischen Kalken (vgl. p. 101), welche einerseits in einen normalliegenden E-Schenkel und anderseits in einen verkehrtliegenden W-Schenkel überleiten; die westliche Partie und auch die E-Flanke bestehen am Clocher de Vouasse aus einer Kalk/Dolomit-Wechselleagerung, also vor allem aus Ladinian (p. 101). In der nördlichen Fortsetzung dieser Vouasse-Synklinale erscheinen am Westrand des Aglan im Synklinalkern unvermittelt Triasquarzite, welche von der karbonatischen Trias beiderseits durch ein dünnes Band von Karbonschiefern abgetrennt werden. Im E weist die karbonatische Trias eine gut entwickelte Serie von Kalken und Dolomiten auf; das entsprechende verkehrtliegende Element im W zeigt eine geringmächtige, im Vergleich zu den Verhältnissen am Clocher de Vouasse stark reduzierte Abfolge.

Diese Verhältnisse am Clocher de Vouasse und am Aglan lassen erkennen, dass hier zweifellos eine falsche Synklinale im Sinne E. ARGANDS vorliegt. Wir werden später auf diesen Punkt zurückkommen.

Diese verkehrtliegende, karbonatische Trias des W-Schenkels und auch die Triasquarzite des Synklinalkerns tauchen im N des Aglan unter die Karbonmasse der Pte du Revedin ein.

Am Aufbau der Pte du Revedin sind lediglich noch zwei Einheiten beteiligt, im W eine mächtige Karbonserie und im E eine karbonatische Triasmasse, welche dem normalliegenden E-Schenkel der Vouasse-Falte entspricht. Unter diesem Triaszug schiebt sich im NE als neues Element die Schuppe des Bec Rond ein. Sie besteht aus einer mächtigen, normalliegenden Triasabfolge. Vermutlich kommen stellenweise Verschuppungen vor. Triasquarze sind an der Basis der karbonatischen Schichtgruppen nur lokal entwickelt; meist verhalten sie sich tektonisch selbstständig.

Am Roc de l'Oiseau, wo im W unvermittelt weitere Triaszüge hervortreten, ergibt ein durchgehender Querschnitt von W nach E folgende Verhältnisse (vgl. Fig. 11, ferner Profil II, Tafel II):

1. Ca. 20 m Serie der Schiefer-Quarzite: Oberste Partie der Zone der Tarentaise.
2. Ca. 120 m Karbon.
3. Ca. 5 m Basisschichten des Triasquarzites (p. 97).
4. Ca. 15 m Triasquarzit (p. 97).
5. Ca. 100 m Karbon.
6. Ca. 80 m Trias (Kalk und Dolomit).
7. Ca. 10 m Triasquarzit.
8. Ca. 250 m Karbon.
9. Ca. 15 m Triasquarzit.
10. Ca. 300 m karbonatische Trias: Schuppe des Bec Rond.
11. Ca. 10 m Karbon.
12. Ca. 3 m Triasquarzit (nur lokal entwickelt).
13. Ca. 250 m karbonatische Trias: Normalliegender E-Schenkel der falschen Synklinale von Vouasse.
14. Interne Karbon-Hauptmasse.

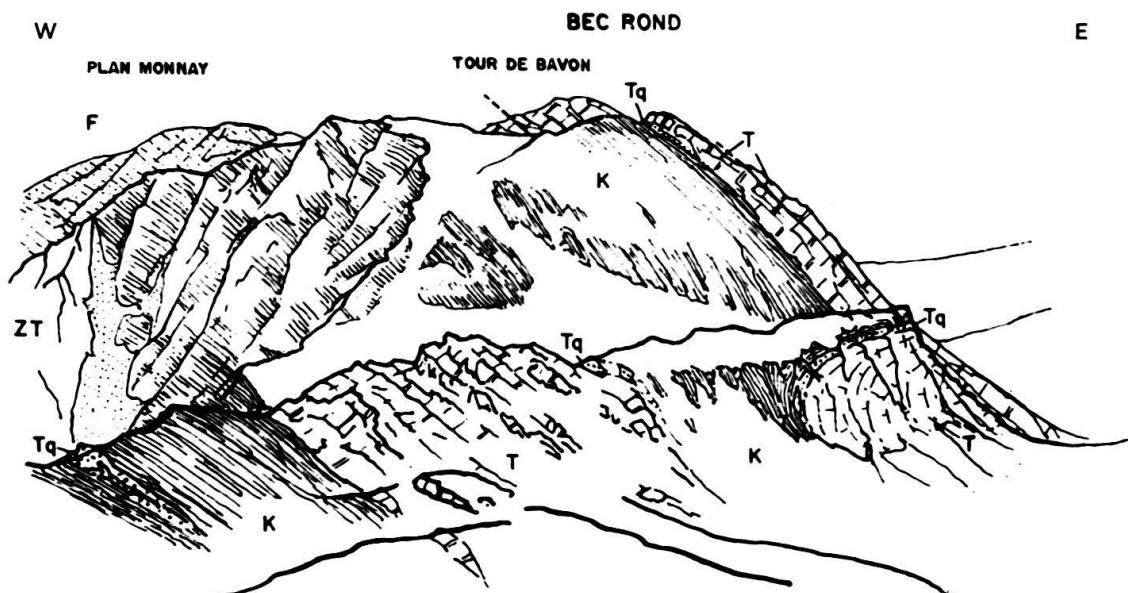


Fig. 11. Blick vom W-Grat der Pte du Revedin gegen N

Legende:

F	Ferret-Zone
ZT	Zone der Tarentaise
T	Karbonatische Trias
Tq	Triasquarzit
K	Karbon

In diesem Querschnitt erreichen die Mächtigkeiten der Triaszüge ihren Höhepunkt. Über einem Schuppenwerk von Karbon und Triasquarzit (2–5) lässt sich wie am Aglan eine mächtige, falsche Synklinale erkennen (6–10). Der Kern besteht aus Karbon (8). Als trennendes Element zwischen dieser falschen Synklinale des Roc de l'Oiseau und dem normalliegenden E-Schenkel der Vouasse-Falte (13) schalten sich lokal Karbon und Triasquarzit ein (11, 12). Möglicherweise entspricht dieses Zwischenelement der normalen Basis von 13.

Alle Triaszüge unter der Schuppe des Bec Rond (3/4, 6/7, 9) verschmälern sich gegen N und tauchen unter die Karbonmasse im S des Bec Rond ab. Am Bec Rond und an der Tour de Bavon folgen über einer mächtigen Karbonmasse nur noch die Schuppe des Bec Rond (10) und der normalliegende E-Schenkel der falschen Synklinale von Vouasse (13). Eine Unterscheidung der beiden Triaseinheiten wird auch dort erleichtert durch einen 5–20 m mächtigen Karbonzug (11), welcher lokal von Triasquarziten überlagert wird. Dieses Zwischenelement fehlt im N des Bec Rond, erscheint dann wieder im W der Tour de Bavon und zieht in nordöstlicher Richtung durch die Gd. Chenau gegen die A hinunter (Profil III, Tafel II). Der E-Schenkel der Vouasse-Falte taucht wohl im NE der Gd. Chenau unter die mächtige, interne Karbon-Hauptmasse ein: Im N des Larzeyer grenzt die Triasserie des Bec Rond direkt an das Karbon; die Triasschuppen werden hier diskordant durch die in der Achse der Combe de l'A verlaufende Überschiebung der Haupt-Karbonmasse abgeschnitten.

Über die westliche Partie der Schuppe des Bec Rond legt sich im SE der Alp Bavon ein mächtiger Zug von Triasquarziten. An der Grenzzone ist der Quarzit infolge tektonischer Beanspruchung stellenweise in eigentlichen Grus umgewandelt worden (vgl. R. JÄCKLI 1950). Bei Bavon besteht also der Außenrand der Karbonzone von W nach E aus Karbon, einem Zug von Triasquarziten und dem oberen, östlich gelegenen Teil der Triasserie des Bec Rond.

An der Einmündung des T. de la Chaux in die A bilden Karbon und Triasquarzit ein Schuppenwerk, welches im E von der oberen Partie der Triasschuppe des Bec Rond überlagert wird (vgl. Profil IV, Tafel II).

Wie aus der folgenden Profilbeschreibung hervorgeht, schalten sich östlich von Vichères weitere, externer gelegene Triaselemente ein. Es folgen dort von W nach E:

1. Ca. 10 m Serie der Schiefer-Quarzite: Oberste Partie der Zone der Tarentaise. Tektonischer Kontakt mit
2. Ca. 70 m Karbon.
3. Ca. 40 m Triasquarzit.
4. Ca. 20 m Karbon.
5. Ca. 120 m Trias (Kalk und Dolomit): Triaszug des Cornet.
6. Ca. 10 m Triasquarzit.
7. Ca. 20 m (?) Trias (Kalk und Dolomit).
8. Ca. 100 m (?) Karbon.
9. Ca. 200 m Trias (Kalk und Dolomit): Schuppe des Bec Rond.
10. Interne Karbon-Hauptmasse.

Dieser komplex gebaute Querschnitt zeichnet sich durch eine intensive Verschuppung aus. Die Elemente 2–8 können tektonisch mit den externen Karbon-

und Triaszügen im W des Roc de l'Oiseau verglichen werden. Die dichte Moränenbedeckung im SE von Liddes verunmöglichte es, die Zusammenhänge in nördlicher Richtung bis an die Drance d'Entremont zu verfolgen.

Eine tektonische Aufgliederung der Karbonmasse im frontalen Teil der Karbonzone stösst auf bedeutende Schwierigkeiten. Die grösste Mächtigkeit erreicht das Karbon an der Pte du Revedin, doch lassen sich dort keine tektonischen Störungen feststellen (p. 95). Hingegen bestehen am Bec Rond zwei Karbonschuppen. Die Trennungslinie zwischen diesen beiden Elementen tritt morphologisch deutlich hervor. Sie zieht auf der W-Seite des Bec Rond durch und lässt sich bis gegen die Tour de Bavon verfolgen. An der Basis der frontalen Karbonzone sind häufig schwarze, graphitische Tonschiefer mit Anthrazitschmitzen aufgeschlossen, so z. B. östlich der Alp Sasse. Diese Schiefer liegen als Gleithorizont in stratigraphisch anormaler Stellung.

Den bisherigen Ausführungen ist zu entnehmen, dass in der frontalen Karbonzone der Combe de l'A neben Schuppenzonen auch falsche Synkinalen massgebend am Aufbau beteiligt sind. Die Existenz solcher falscher Synkinalen und falscher Antikinalen im frontalen Teil der Bernharddecke ist oft bezweifelt worden (R. JÄCKLI 1950, J. M. VALLET 1950 usw.); aus den hier beschriebenen Verhältnissen geht einmal mehr der bewundernswerte Scharfblick von E. ARGAND hervor. Zusammen mit falschen Synkinalen (*faux-synclinaux*) und falschen Antikinalen (*faux-anticlinaux*) beschreibt E. ARGAND (1911, 1934) aus dem penninischen Raum ebenfalls Rückfalten (*plis en retour*). Die Entstehung dieses Falten Typs erfolgte nach E. ARGAND durch lokale Ausweichbewegungen und steht mit der Richtung des Hauptschubes in Einklang. In der Combe de l'A lassen sich stellenweise rückfaltenartige Strukturen erkennen, so z. B. im S der Pte du Revedin, wo ein Karbonspickel gegen E in die Trias hineingreift. Genetisch dürften sich diese Formen jedoch von den eigentlichen Rückfalten im Sinne E. ARGANDS unterscheiden.

Nach unseren Beobachtungen lassen sich diese «verkehrten» Falten am ehesten durch die Wirkung von zwei oder drei tektonischen Phasen erklären. In einer ersten Phase wäre wohl die Abscherung der postcarnischen Sedimenthaut erfolgt und gleichzeitig oder etwas später eine kräftige Aufschiebung einer Karbonmasse mit Triasquarziten auf eine externe, vorwiegend karbonatische Triaszone. In einer jüngeren Kompressionsphase wären die beiden Serien schliesslich komplex miteinander verfaltet und verschuppt worden. Für die Richtigkeit dieser Annahme sprechen namentlich die Verhältnisse am Aglan, wo im Faltenkern Triasquarzite auf Karbonschiefern die karbonatische Trias überlagern. Die späte Verschuppung hat wohl auch noch die basale Überschiebungsfläche der Karbonzone erfasst; sie könnte die synkinalartige Einspitzung von Karbon in die Serie der Tarentaise erklären (p. 116).

Der Kontakt Karbon/Mitteltrias ist in unserem Untersuchungsgebiet fast durchwegs tektonischer Natur. Die untertriadischen Quarzite an der Basis der karbonatischen Trias fehlen bis auf geringe, ausgewalzte Reste; die Quarzite verhalten sich i. a. tektonisch unabhängig von den karbonatischen Ablagerungen (vgl. F. ELLENBERGER). Sie sind meist mit dem Karbon verknüpft und bilden dort selbständige Teilelemente wie z. B. der Triasquarzitzug im W des Roc de l'Oiseau (Fig. 11).

Das steile Abtauchen der Axen gegen NE bewirkt in der Combe de l'A das Verschwinden einzelner Elemente. Im Sinne eines Ausgleiches erscheinen dafür weiter nördlich andere, häufig externer gelegene Untereinheiten. Ein gutes Beispiel dafür bildet die Triasschuppe des Bec Rond, welche den E-Schenkel der falschen Synklinale von Vouasse gleichsam gegen NE abdrängt und schliesslich dessen Stelle einnimmt. Die diskordante Aufschiebung der internen Karbon-Hauptmasse dürfte diese Entwicklung noch begünstigen.

VII. Vergleich mit entsprechenden tektonischen Elementen

Es ist nicht möglich, auf Grund der spärlichen Aufschlussverhältnisse innerhalb der helvetischen und ultrahelvetischen Deckenwurzeln weitreichende Parallelisationen vorzunehmen. Einzig die Gipsmasse (p. 110) erinnert an die Zone von Bex-Laubhorn. Das Hauptproblem der östlich anschliessenden Zone von Som la Proz bildet die Herkunft des Muskovitchloritgneises (p. 110). Am ehesten lässt dieser Gesteinstyp einen Vergleich zu mit dem Chloritserizitgneis, welchen A. LOMBARD 1943 unter der Triasunterlage des Niesenflysches bei Hahnenmoos entdeckte. Trotzdem die tektonische Zugehörigkeit des Kristallinaufschlusses bei Hahnenmoos nicht vollständig geklärt ist und auch die Unterlage des Chaussyflysches bei Gsteig als Äquivalent nicht zu überzeugen vermag, erscheint es nicht ausgeschlossen, dass der Muskovitchloritgneis im unteren Val Ferret der Unterlage des Niesenflysches entstammt. Die wenig typischen Mergelschiefer, welche den Gneis begleiten, können zu einer Lösung dieser Frage kaum etwas beitragen; hingegen würde die tektonische Stellung der Zone von Som la Proz (zwischen der Gipszone und der Ferret-Basis) für die Möglichkeit einer solchen Deutung sprechen.

Vergleichende Begehungen bestärken uns in der Ansicht, dass die Ferret-Zone mit den Prätigauschiefern in Zusammenhang steht (R. STAUB 1938), während die Zone der Tarentaise, – wie dies R. TRÜMPY (1952) andeutet –, vielleicht mit der Gelbhorn-Decke (vgl. H. JÄCKLI 1941) in Beziehung zu setzen ist. Einer Abklärung dieses Problems dürften uns die gegenwärtigen Untersuchungen der Zürcher Schule in der Gegend von Visp und Brig näher bringen.

Der Verlauf der Ferret-Zone im S der schweizerisch-italienischen Grenze ist noch nicht gesichert; es erscheint auf Grund der im Gange befindlichen Untersuchungen von R. ZULAU nicht ausgeschlossen, dass diese Einheit entgegen der Ansicht von M. B. CITA (1953) und R. TRÜMPY (1955a) über das Val Malatrà hinaus gegen S sich fortsetzt und dass die Zusammenhänge zwischen den Zonen von Ferret und der Tarentaise im S enger sind (vgl. R. BARBIER 1951). Auch die Verlängerung der Unterabteilungen der Ferret-Zone gegen N (Six Blanc, Pierre Avoi) bedarf (auch nach der Ansicht von Herrn Professor TRÜMPY) vielleicht noch einer gewissen Abklärung, da sich unsere Untersuchungsergebnisse nicht in allen Belangen mit den (unpublizierten) Aufnahmen von M. BURRI und R. TRÜMPY korrelieren lassen.

Nach R. BARBIER (1948, 1951) verkörpert die «Nappe des Brèches de Tarentaise», als «Cordillère tarine» den externen Teil des Subbriançonnais-Raumes. Dagegen schlägt R. TRÜMPY (1955, 1957) vor, die «Zone der Tarentaise» als selbstständiges Element vom Subbriançonnais s. str. abzusondern.

Tatsächlich existieren vor allem innerhalb der posttriassischen Sedimente bedeutende Faziesunterschiede, welche bereits mit dem Lias einsetzen. Der Dogger der «Nappe des Brèches de Tarentaise» ist nur lokal entwickelt und zwar sowohl im Val Ferret wie auch weiter im S (R. BARBIER 1948).

Der obere Jura und die Unterkreide dieser Einheit fehlen vollständig. Die interner gelegenen Subbriançonnais-Elemente dagegen, so z. B. die «Nappe du Pas du Roc», umfassen vom Lias bis in die Kreide hinauf eine durchgehende Schichtreihe (R. BARBIER 1948). Entsprechende Faziesunterschiede finden sich auch in der Ausbildung der Flyschablagerungen.

Diese tiefgreifenden Faziesdifferenzen rechtfertigen wohl weitgehend eine Abtrennung der Zone der Tarentaise vom eigentlichen Subbriançonnais.

Es ist ungewiss, ob die Karbon- und Triaszüge auf der W-Seite der Combe de l'A dem Subbriançonnais oder bereits dem eigentlichen Briançonnais entstammen (p. 103), doch sind die Triaszüge i. a. geringmächtiger und weniger differenziert ausgebildet als die entsprechenden Ablagerungen im Briançonnais s. str. Nach R. TRÜMPY (mündliche Mitteilung) handelt es sich eher um Subbriançonnais. Er nimmt an (1955 b), dass ursprünglich eine Schichtreihe vorlag, welche vom Karbon bis ins Paläozän hinaufreichte. Das Hangende der carnischen Rauhwacke wurde aber später abgesichert und nach NE verfrachtet. Diese abgesicherten Elemente entsprechen nach R. TRÜMPY den «Médianes plastiques» der Präalpen; als Hauptargument wird eine weitgehende, fazielle Übereinstimmung zwischen den Schichtreihen der «Médianes plastiques» und des Subbriançonnais angeführt. Eine Diskussion dieser Hypothese, welche im Widerspruch zu den Ansichten R. STAUBS steht, würden den Rahmen dieser Arbeit sprengen. Da die postcarnischen Sedimente in der Karbonzone zwischen Val Ferret und Val d'Entremont nicht erhalten sind, können wir auch keine direkten Beobachtungen hierzu beitragen.

D. ZUR MORPHOLOGIE

Es sollen in diesem Zusammenhang lediglich einige wesentliche Punkte gestreift werden.

a. Allgemeines Hochflächenniveau

Die höchsten Erhebungen zwischen Val Ferret und Combe de l'A lassen ein allgemeines Hochflächenniveau erkennen, welches gegen N bzw. NNE abgedacht ist. Von der Tête des Vares (P. 2870.8) zieht diese Verebnungsfläche über den Aglan (P. 2795), die Pte du Revedin (P. 2761) gegen den Bec Rond (P. 2562.7) und die Tour de Bavon (P. 2476.5). Nördlich von P. 2346 umfasst die Fortsetzung der Verebnungszone die ausgedehnte Hochfläche von La Tessure, des Plan de la Vouardette (P. 2060) und des Plan Monnay (P. 2110.9).

Entsprechende Verflachungszonen erscheinen auch im E der Combe de l'A und im NE der Drance d'Entremont. Auf der W-Seite des Val Ferret liegen die Verebnungen allgemein höher, was vermutlich auf die späte Heraushebung des Mt. Blanc-Massivs zurückzuführen ist. Die altersmässige Zuordnung dieses Hochflächenniveaus ist unsicher.