

<b>Zeitschrift:</b>	Eclogae Geologicae Helvetiae
<b>Herausgeber:</b>	Schweizerische Geologische Gesellschaft
<b>Band:</b>	48 (1955)
<b>Heft:</b>	1
<b>Artikel:</b>	Geologische Untersuchungen in der Zone du Combin im Val de Zinal und Val de Moiry (Les Diablons-Garde de Bordon, Walli)
<b>Autor:</b>	Zimmermann, Matthis
<b>Kapitel:</b>	D: Tektonik
<b>DOI:</b>	<a href="https://doi.org/10.5169/seals-161957">https://doi.org/10.5169/seals-161957</a>

### **Nutzungsbedingungen**

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

### **Conditions d'utilisation**

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

### **Terms of use**

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

**Download PDF:** 13.01.2026

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

schiefer und Radiolarite zusammen mit Grünschiefern in den gabbroiden Körper der Alpe de Tracuit [vgl. Taf. X und XI] und die Einstülpung des Tracuit-Elementes in die Basis der Dent Blanche-Decke überhaupt [vgl. Fig. 10] zeigen, dass kräftige Bewegungen nach abgeschlossener Intrusion stattgefunden haben müssen. Brekzienbildungen und Rutschharnische entlang Bewegungsflächen zwischen Grünschiefern und Sedimenten bestätigen dies auch im Detail. Ebenso können wohl Grünschieferlinsen, welche ohne die geringsten Kontakterscheinungen innerhalb der Sedimentzüge schwimmen, ihren Platz nur durch späte tektonische Bewegungen eingenommen haben. Andererseits müssen die Bündnerschiefer eine kräftige Verschuppung vor dem Zeitpunkt der Intrusion erlitten haben, da sie sehr viel intensivere Spuren tektonischer Bewegungen tragen und trotzdem die Erscheinung einer deutlich jüngeren Kontaktmetamorphose aufweisen.

Es ergibt sich damit erneut, dass das Aufsteigen ophiolithischen Materials in einem bereits beträchtlich fortgeschrittenen Stadium des Zusammenschubes der penninischen Geosynklinale stattgefunden haben muss [R. STAUB 1921]. Die Untersuchungsergebnisse fügen sich ohne weiteres in die vielfach bewiesene, allgemeine zeitliche Festlegung des Intrusionsvorganges [Ober-Jura bis gegen das Ende der unteren Kreide]. Die Kontaktwirkungen an „Radiolariten“ [vgl. S. 187] und sicher jüngeren, eventuell kretazischen Bündnerschiefern gestatten uns, den Zeitpunkt der Intrusion für jünger als den Absatz dieser Gesteine anzunehmen, vorausgesetzt allerdings, dass die Datierung derselben zutrifft.

Die Intrusionen haben mindestens teilweise den oberen Jura überdauert und laufen vielleicht bis in die untere Kreide hinein. Ein Resultat, das sich mit den STAUBSchen Beobachtungen in Bünden, jenen von STREIFF im Schams und den Beobachtungen in den Westalpen deckt. Nicht zu Unrecht sah R. STAUB (1924) einen inneren Zusammenhang zwischen Ophiolith-Intrusion und vorogenetischen Bewegungen im Alpenkörper.

Im nördlich angrenzenden Gebiet der Roc de Boudry sind durch GÖKSU (1947) ophiolithische Gesteine aus der Frilihorn-Serie bekannt. Sie stehen im Kontakt mit Bündnerschiefern, denen er Kreidealter gibt, können somit frühestens Kreidealter besitzen. Im Val des Dix, wo Ophiolithe verknüpft mit Radiolariten vorkommen, liegt die Intrusion ebenfalls am Übergang vom obersten Malm zur unteren Kreide (WITZIG 1948).

Nach den neuesten Erkenntnissen von R. STAUB (1953) stehen diese ophiolithischen Intrusionen nicht nur in engstem Zusammenhang mit den klassischen Intrusiv-Vorgängen in den Vortiefen der als „Deckenembryonen aufzufassenden noch voralpinen Schwellenzonen“, sondern sie sind besonders auch an „alte quergerichtete Bruchzonen im tieferen Untergrund“ gebunden. Eine solche aber liegt nach R. STAUB in der gewaltigen, präexistenten Depression Aosta–Wildstrubel vor und setzt sich südwärts geradewegs in das grosse Ophiolithgebiet von Voltri und jenes von Elba fort.

## D. Tektonik

### Tektonische Übersicht

Über den Bau der Mischabel-Decke und denjenigen der Zone du Combin sind in den letzten Jahren verschiedentlich Arbeiten veröffentlicht worden, welche in tektonischer Hinsicht ein weitgehend übereinstimmendes Bild von der mittel-

penninischen Decke und vom Bau der höheren Elemente des Walliser Penninikums erkennen lassen.

Die von R. STAUB (1936, 1937, 1942) vorgeschlagene und definierte, aus Monte Rosa- und Bernhard-Decke zusammengefasste mittelpenninische Mischabel-Decke stellt im N, wie R. JÄCKLI (1950) sagt, „ein komplexes, von tiefen, muldenartigen Sedimentkeilen zerschlitztes Gebilde dar“. Es ist das Abbild der längst bekannten und tiefen Zerschlitzung der Mischabel-Deckenfront, wie sie heute von Bünden bis weit in die Westalpen nachgewiesen ist. Der Mischabel-Rücken trägt ausser der normalen Sedimentbedeckung, wie dies durch ARGAND (1908), HERMANN (1913) und WEGMANN (1922 a, 1922 b) und mit etwas anderer Deutung auch durch R. STAUB (1942) angenommen worden war, verschiedene, selbständige Sediment-Serien. Durch Göksu (1947) wurde das auch für die Rocs de Boudry in allem Detail gezeigt.

Für den Rücken der Mischabel-Decke der Walliser Alpen sind die umfassenden, seit langem bekannten Rückfaltungerscheinungen des Bagnes- und des „Mischabel“-Fächers charakteristisch. Sie verursachen unter anderm die rückwärts überkippten Mulden von Mauvoisin und Saas, deren Füllung ausser der normalen Sedimenthülle der Mischabel-Decke aus eingekielten, höheren penninischen Einheiten besteht (R. STAUB 1937 und 1942).

Diese Rückfaltungerscheinungen des Mischabel-Deckenrückens lassen sich nicht allein zurückführen auf den Vormarsch der Dent Blanche-Masse als „trainéau écraseur“ (Bagnes-Fächer) und auf den Vorschub der Monte Rosa-Kuppel (Mischabel-Fächer), sondern auch auf ein Wechselspiel zwischen alten, vorgezeichneten Schwächezonen und Widerständen in der Tiefe gegenüber dem Vormarsch der Dent Blanche-Deckenelemente. Ferner sind weitere Eigenarten zu berücksichtigen, die sich zum Teil aus der Dent Blanche-Karte ARGANDS herauslesen lassen, und auf die in neuerer Zeit R. STAUB verschiedentlich noch deutlicher hingewiesen hat.

Es sind die immer wieder beobachteten Querfalten, wie sie auch im Gebiet der Diablons erkannt werden können [vgl. Fig. 10]. Auf was sie zurückzuführen sind, ist schwer zu entscheiden. Man könnte sie als normale Stauchungerscheinungen des Alpenbogens im Zusammenhang mit späten tektonischen Nachschüben erklären [ARGAND, FRANCHI, R. STAUB]. Möglicherweise sind sie zudem aufs engste verknüpft mit dem nachträglichen Aufsteigen der äusseren Zentral-Massive, in unserem Fall in erster Linie des Aarmassivs. Dieses späte Aufsteigen der Massive ist ja ein Phänomen, das sich auch in der Vorlandsedimentation der schweizerischen Molasse deutlich abzeichnet, und das mit auffallenden morphologischen Effekten verbunden ist. Wir erinnern an die grosse, alte Querentwässerung der Aosta-Wildstrubel-Senke vom Deckenscheitel nach N hin, die vermutlich im Zusammenspiel mit solchen Hebungsvorgängen gekappt und in der Folge der helvetisch-penninischen Narbenzone gefolgt ist, dabei aber dem Walliser Hochgebirge die Depressionen in der Gipfelflur verliehen hat (R. STAUB 1934). Möglicherweise aber sind die Querfalten als Resultat einer Koppelung primär verschieden begründeter Vorgänge aufzufassen. In einer neuesten Arbeit deutet R. STAUB (1953) vor allem die Querfalten der Schweizeralpen „als natür-

liche Ausweichphänomene von alten Quer-Hochgebieten gegen die alten, queren Senkungsfelder hin“.

Über dem komplex gebauten südlichen Mischabel-Deckenrücken folgt ein Schuppen- und Scherbenbau, der unter dem Überschiebungsschlitten der Dent Blanche-Decke entstanden ist. Er ist für den ganzen mesozoischen Gürtel im Liegenden dieser bereits ostalpinen Schubmasse charakteristisch.

Die von R. STAUB 1937 vorgeschlagene und 1942 weiter begründete Abtrennung der „Zone du Combin“, die früher als komplex gebauter Bestandteil des mesozoischen Rückens der Bernhard-Decke betrachtet wurde, hat sich in den neueren Untersuchungen bestätigt. Schon ARGAND hatte zwar eine Dreiteilung der „Zone du Combin“ angenommen, dabei jedoch alle ihre Elemente ausser dem „filon couche“ der Bernhard-Decke zugesprochen. R. STAUB hingegen trennte die ganze Zone du Combin radikal auf und unterschied in derselben Elemente der Mischabel-Decke, des Ober- und des Hochpenninikums. An der Basis der von ihm seit 1935 als unterostalpin betrachteten Dent Blanche-Decke glaubte er (1942) gemäss dem Auftreten einer verkümmerten „Barrhorn-Serie“ am Sex de la Marendaz die grosse Bündnerschiefer-Hauptmasse der Garde de Bordon grösstenteils zum oberen Penninikum rechnen zu müssen. Er sah in der genannten „Barrhorn-Serie“ einen weiteren Ausläufer des „oberen Würmlizuges“ von Zermatt. 1952 kam er zu einer anderen Ansicht, in der er die Verbindung zwischen „oberem Würmlizug“ und Barrhorn in Zweifel zog. Auf Grund älterer Notizen [mündlicher Mitteilung] und der seitherigen Aufnahmen ITENS (1948) sowie weiterer Vergleiche zum Averser Weissberg und zum Schams gelangte er zum Schluss, die Barrhorn-Serie sei die direkte Sedimentbedeckung des Mischabel-Kristallins, die Trias bis Oberjura und Kreideflysch umfasst. 1952 betrachtet er als hochpenninisches Element im N der Dent Blanche-Decke nur einen schmalen Saum, der von Zermatt über die Talhintergründe von Turtmann und Zinal bis nach Chanrion unmittelbar der Dent Blanche-Überschiebung folgt.

Für unser Untersuchungsgebiet ergab sich, dass der Mischabel-Rücken nur einen dünnen, von der Felsinsel im Turtmanngletscher bis an die Gougra zu verfolgenden Sedimentzug trägt, über welchen die basale Sorebois-Serie und die Elemente der Zone von Zinal von S her vorgefahren sind. Im Turtmantal umfasst an der erwähnten Felsinsel dieser Sedimentzug neben Trias auch noch Jura und höchstwahrscheinlich Kreideflysch, während von da nach W immer mehr nur noch Trias erhalten geblieben ist.

Über die tektonische Zugehörigkeit der wenig mächtigen Bündnerschiefer der basalen Sorebois-Serie lässt sich nichts Bestimmtes aussagen. Es ist unwahrscheinlich, dass diese Serie noch zur Mischabel-Decke selbst gehört. Faziesvergleiche mit den Sedimenten aus dem Raum des Barrhorns zeigen dies deutlich. Außerdem sind in unserem Gebiet tektonische Bewegungsflächen zwischen der Mischabel-Trias und den darüberfolgenden Bündnerschiefern die Regel, im Gegensatz zum Barrhorn-Profil, wo über der Trias der Mischabel-Decke jüngeres, echtes Mischabel-Decken-Mesozoikum bis in die Kreide (R. STAUB 1952, ELLENBERGER 1952) an der Basis der sicheren Bündnerschiefer erhalten geblieben ist.

Die Verhältnisse unterhalb der Corne Sorebois zeigen klar, dass über dem stark beanspruchten Triaszug des Mischabel-Deckenrückens nicht mehr die jüngeren Barrhornglieder, beispielsweise die Jura-Marmore, sondern unvermittelt echte „schistes lustrés“ liegen, welche nach ihrer ganzen faziellen und lithologischen Ausbildung und dem Grad ihrer Metamorphose nicht zur basalen Mischabel-Trias und ihrem normalen Hangenden [vgl. S. 180] gehören. Ihre ursprüngliche Stellung im Ablagerungsraum muss sich südlich des Barrhorn-Raumes befunden haben (zusammen mit der eigentlichen Zone von Zinal),

möglicherweise also in einem der Zermatter Ophiolith-Decke oder der Monte Rosa-Kuppel äquivalenten Raum

R. STAUB nimmt den im allgemeinen Bündnerschiefer-freien Raum im unmittelbar Hangenden der Monte Rosa-Gneise als wahrscheinliche Heimat der grossen Bündnerschiefer-Ophiolithmassen unseres Gebietes an (mündliche Mitteilung auf einer Walliser Exkursion, 1954).

Als höchstes penninisches Element der Zone du Combin erscheint die Tracuit-Zone auf die basale Sorebois-Serie und die Schuppen der Zone von Zinal aufgeschoben. Im E unseres Gebietes weist sie eine schmale, in Linsen ausgewalzte Triasbasis auf, die im W fehlt. In der Gegend der Alpe Tracuit bildet dieses Element einen schwer aufzulösenden Komplex, indem es in die Basis der Dent Blanche-Decke eingefaltet, teilweise sogar eingeschuppt ist und damit die Dent Blanche-Basis stellenweise noch unter sich einwickelt [vgl. Taf. XI und Fig. 10]. Im W zeigt sich die gesamte Tracuit-Zone nur noch als völlig ausgewalzter Zug, welcher am Col de la Lé ausserordentlich scharf von der steil anbrandenden Deckenbasis der Dent Blanche angefahren wird [vgl. Fig. 9]. Mit der Basis dieser Decke erleidet die Tracuit-Zone zu beiden Seiten der tieferen Aiguilles de la Lé noch weitere Komplikationen, durch welche ihr Gesteinsinhalt auf partielle Reste reduziert ist.

## I. DER BAU DER MISCHABEL-DECKE ZWISCHEN FRILIHORN-DIABLONS UND DER GOUGRA IM VAL DE MOIRY

### Einleitung

Die Kartierung der am Aufbau des obersten Teiles der Mischabel-Decke beteiligten Gesteinsabfolgen liess eine intensive, bis ins Detail gehende tektonische Gliederung des Deckenrückens erkennen. Wertvolle Anhaltspunkte lieferten Aufschlüsse auf der östlichen Talseite von Zinal. Es zeigte sich, dass die Schuttmassen des dort von ARGAND (1908) auf der Dent Blanche-Karte angegebenen Bergsturzes grosse Teile des untertauchenden Deckenrückens überdeckten, dass aber seither in den von Lawinen und Wildbächen ausgefegten Runsen Aufschlüsse in grösserer Zahl freigelegt wurden, deren näheres Studium das in früheren Profilen immer wieder dargestellte, blass einseitige und kontinuierliche langsame, südliche Abtauchen der Mischabel-Decke widerlegt.

Wenn im folgenden die Grenze zwischen der karbonatischen Trias der Mischabel-Decke und der darüberfolgenden Bündnerschieferserie nirgends zur Diskussion benutzt wird, so hat das seinen Grund darin, dass diese Serie als gesondertes Element betrachtet werden muss, das dem Mischabel-Rücken des Untersuchungsgebietes nicht direkt zugehört [vgl. S. 168, 176]. Wir erinnern nochmals an die grossen und über so kurze Strecken kaum überbrückbaren faziellen Differenzen zwischen unserer Sorebois-Serie und der von R. STAUB 1952 neu aufgegliederten Barrhornserie. Es ist allerdings gewagt, eine derartig isolierte Bündnerschieferserie ohne dazugehörige basale Trias als tektonisch selbständiges Element auszuscheiden.

Die ungestörten Profile durch das Hangende des Mischabel-Kristallins im N (Göksu) und in unserem Gebiet zeigen die durchgehende Abfolge von permischen,

teils verrukano-ähnlichen Gesteinen zu konkordant darüberliegenden Triasquarziten. Aus diesen Gründen wurde die Grenze Paläozoikum-Mesozoikum der Mischabel-Decke sorgfältig verfolgt, da ihr Verlauf den Bau des Deckenrückens charakterisiert.

### Regionale Profile

#### 1. Das Gebiet des NW-Grates der Diablons, der Alpe L'A Nouva und der Alpe Lirec [Vgl. Tafel XI]

Die Grenze Paläozoikum-Mesozoikum der Mischabel-Decke im E lässt sich vom Turtmanngletscher über die Basis der Frilihörner gegen die Bruchzone des Pas de Forcletta (GÖKSU 1947) verfolgen. Von dort zieht sie sich in südlicher Richtung über die Crête de Barneusa gegen die westlichste, markante Kuppe des NW-Grates der Diablons [Pkt. 2892]. Durchgehend findet sich im Hangenden des Paläozoikums ein Quarzitzug von ungefähr 20 m Mächtigkeit. Vom Sattel der Crête de Barneusa zwischen Pkt. 2903 und Pkt. 2725 gegen S trägt dieser Zug auch höhere Glieder der Trias. In diesem Teilstück sinkt der Mischabel-Deckenrücken bei annäherndem WE-Streichen mit 15–20° gegen S ein. Auf der nördlichen Seite des NW-Grates der Diablons, etwas östlich der genannten Kuppe [Pkt. 2892] diesen Komponenten um Trümmer des beschriebenen permischen Quarzites,

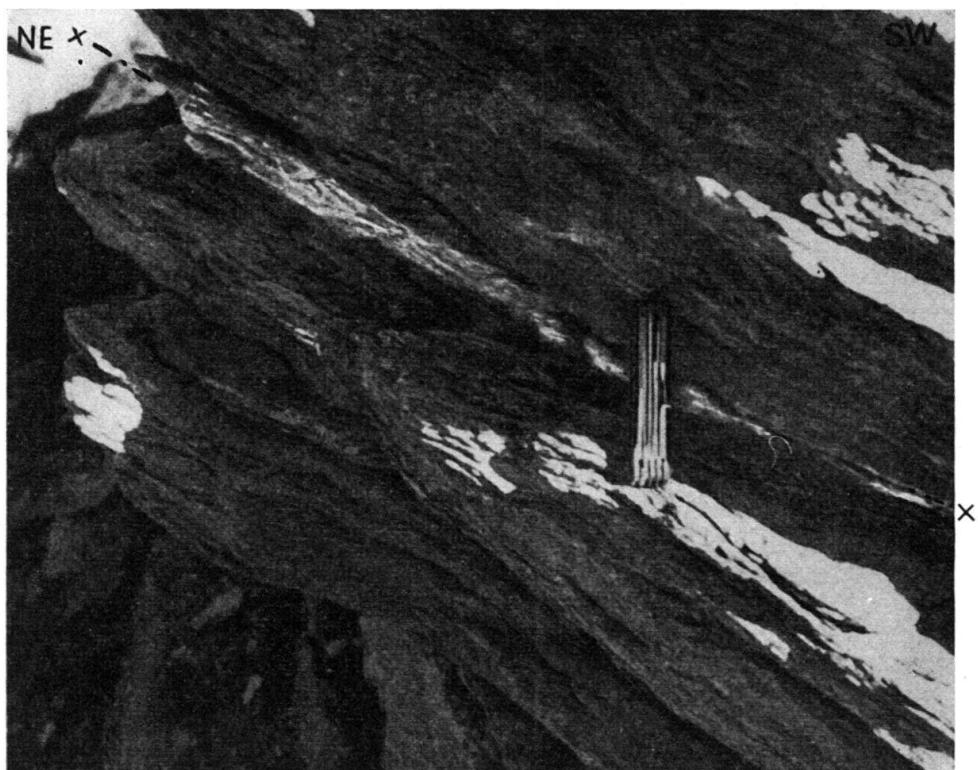


Fig. 4. Reduzierte Trias der Mischabel-Decke am NW-Grat der Diablons östl. Pkt. 2892. Heller, nur 2–3 cm mächtiger, völlig ausgewalzter Triasquarzit [Mitte Taschenmesser] repräsentiert die ganze Trias der Mischabel-Decke. Darunter: Casannaschiefer, darüber: Bündnerschiefer der Sorebois-Serie.

stellen sich plötzlich beträchtliche Komplikationen ein. Auf kürzeste Distanz (50 m) dünnen nicht nur die höheren triadischen Glieder völlig aus, sondern auch die Triasquarzite – deren Mächtigkeitskonstanz sonst ein typisches Merkmal ist – werden auf knappe 2 cm ausgequetscht, lassen sich aber als solche deutlich erkennen (vgl. Fig. 4).

Am Grat streicht der äusserst verkümmerte Quarzitzug E 10° S und fällt 20° SSW, etwas südlicher davon 55–60° SSW. Es liegt gegenüber dem WE-Streichen des Deckenrückens in der Basis der Frilihörner lokal ein Abdrehen im Streichen und ein starkes Akzentuieren des Fallens vor. Der Querschnitt östlich der Kuppe Pkt. 2892 erklärt diese Erscheinung. Etwa 50 m unterhalb des Grates auf der L'A Nouva-Seite findet sich eine querlaufende Verfaltung des Deckenrückens, deren Achse ziemlich genau in SE–NW-Richtung streicht, und die einen leichten axialen Anstieg gegen NW aufweist. Sichtbar verfaltet sind die obersten Casannaschiefer, die Triasquarzite und die karbonatische Trias. Darüber legt sich als inhomogene Masse die Sorebois-Bündnerschiefer-Serie, in der aber keine Faltentektonik der genannten Art erkannt werden kann. Das Muldenscharnier auf der NNE-Seite der oberen „L'A Nouva-Falte“ ist nicht sichtbar, dagegen kann auf der SSW-Seite der Falte die Umbiegung in eine nächste, in ihren Dimensionen bedeutend besser entwickelte und dazu nach SSW überkippte Falte beobachtet werden, die sich über ein grosses Gebiet der mittleren Alpe L'A Nouva erstreckt [vgl. Fig. 10]. Diese queren, SSE–NNW-streichenden Verfaltungen des Deckenrückens werden im Gebiet der Alpe Lirec von den Schuppen der Zone von Zinal und am NW-Grat der Diablons direkt von der Basis der Tracuit-Zone überfahren [vgl. Fig. 10].

Eine mächtige Triasquarzittafel, welche isoliert östlich der Kuppe Pkt. 2892 den NW-Grat der Diablons krönt, interpretierte ARGAND (1908) in seiner Karte als einen normalen Quarzitzug der Mischabel-Decke, der durch einen N 43° E verlaufenden Bruch um ungefähr 100 m in die Höhe versetzt ist. Die verkehrte Lagerung – der Quarzit liegt auf einem Sockel von karbonatischer Trias – deutete ARGAND dadurch, dass er den Quarzitzug mit der ebenfalls verkehrt liegenden Serie des überkippten SSW-Schenkel der oberen „L'A Nouva-Falte“ in direkten Zusammenhang brachte. Da nun die NE-Seite des NW-Grates annähernd einen senkrechten Schnitt zu einem solchen Bruch darstellen würde, müssten wenigstens dessen Begleiterscheinungen sichtbar sein. Wie beschrieben wurde, konnte aber auf der ganzen NE-Seite des genannten NW-Grates bis gegen die Frilihörner hin der normale Triasquarzitzug ohne Unterbruch beobachtet werden (S. 206). Sein unvermitteltes Ausdünnen, dazu das Verschwinden der bis dahin darüberliegenden, schon aus der Ferne deutlich erkennbaren karbonatischen Trias musste einen an dieser Stelle durchziehenden Bruch vortäuschen. Um so mehr, als am NW-Grat der Diablons die östliche Fortsetzung der Quarzittafel nicht zu existieren schien, in der Tiefe dagegen der nach NE gegen die Frilihörner anschwellende Triaszug die natürliche, durch einen Bruch bedingte Fortsetzung zu sein schien.

Unsere Untersuchungen zeigten, dass auf dem NW-Grat der Diablons auf Kote 3000 doch eine Fortsetzung jener Quarzittafel vorliegt (vgl. Fig. 5). Es fand sich eine nach beiden Grat-Seiten rasch auskeilende tektonische Brekzie, deren Komponenten-Material für Mischabel-Zugehörigkeit spricht. Es handelt sich bei

typische helle und tafelig brechende Quarzite der Trias, Dolomite und Trümmer eines schwarzen Tonschiefers, welche durch ein kalkreiches Bindemittel zu einem inhomogenen, leicht verwitterbaren Gestein zusammengefügt sind. Typische Trias-Bänderkalke der Zone von Zinal oder typische Vertreter der Basistrias der Tracuit-Zone konnten darin nicht gefunden werden. Wir kamen deshalb zur Überzeugung, dass in der Verkehrt-Serie der Triastafel der Rest eines stark gegen SSW überkippten Schenkels einer weiteren Falte vorliegt, die tektonische Brekzie aber nichts anderes darstellt als deren stark zertrümmertes Scheitelscharnier [vgl. Fig. 5,

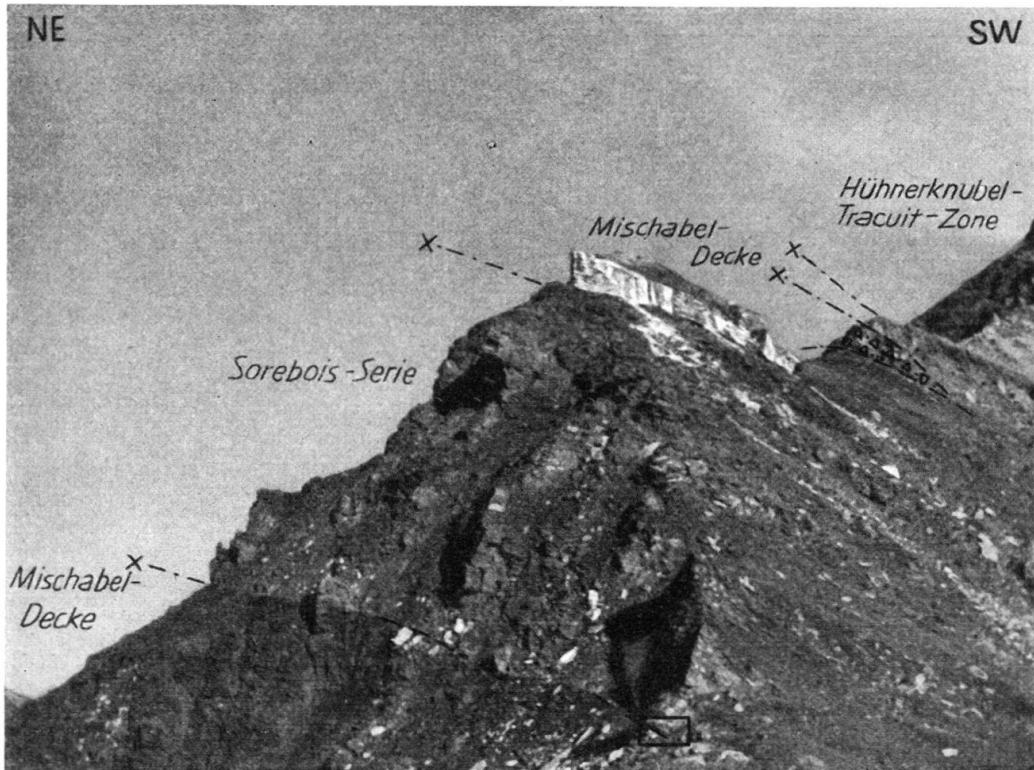


Fig. 5. NW-Grat der Diablons von Pkt. 2892. Querlaufende Verfaltung des Mischabel-Deckenrückens. Von der Erosion verschont geblieben ist das nach SSW zurückgreifende Scheitelscharnier in Form einer tektonischen Brekzie, welche scharf von der Basis der Tracuit-Zone überschoben wird. □ Ausschnitt Fig. 4.

Fig. 10, Taf. XI]. Die tektonische Zertrümmerung dieses Scharniers ist um so verständlicher, als nur wenige Meter über der Brekzie, getrennt durch völlig zerrüttete Sorebois-Bündnerschiefer, sofort mit scharfer Überschiebung die triadische Basis der Tracuit-Zone folgt, die gesamte Schuppenzone von Zinal somit fehlt und wohl abgesichert worden ist. Messungen zeigten auch, dass das Streichen des Falten-scharniers gegenüber dem der tieferfolgenden Falten aus der SSE-NNW-Richtung leicht nach E abgedreht ist, was bei ihrer nördlicheren Lage durchaus verständlich scheint (Streichen in der Basis der Frilihörner: W-E).

Wie ausgeführt, sind zum mindesten die obersten Casannaschiefer des Mischabel-Deckenrückens von der Verfaltung mitergriffen. In der Umgebung des NW-Grates der Diablons zeigt sich demnach schon ein relativ tiefgreifendes Zusammenspiel zwischen dem Kristallinkörper der Decke und dessen Sedimenthaut.

Die überkippten Falten weisen in ihrer Anlage ein gemeinsames Merkmal auf: Ihre SSW-gelegenen Muldenscharniere sind in den südlicheren Partien des Deckenrückens immer spitzwinkliger ausgebildet, so dass sich daraus im Gebiet der unteren Alpe L'A Nouva Schuppen entwickeln. Die Bündnerschiefer der Sorebois-Serie sind keilartig zwischen die einzelnen Elemente des derart aufgesplitterten Mischabel-Kristallins und seiner triadischen Sedimenthaut eingeschoben.

Die bei dieser Aufsplitterung entstehenden Bewegungsflächen konnten bis tief in die Casannaschiefer der Mischabel-Decke hinein nachgewiesen werden.

So findet sich 300 m nordwestlich der Alphütten von L'A Nouva innerhalb des Casannaschieferkomplexes eine derartige Bewegungsfläche in Form einer Mylonitzone von 15–20 m Mächtigkeit [vollständig zertrümmerte Chlorit-Serizit-Albitschiefer als tektonische Brekzie]. Es handelt sich um die Bewegungsfläche zwischen der noch faltenartig ausgebildeten tieferen L'A Nouva-Schuppe und einer nächst talwärtigeren.

Möglicherweise spielten ältere vorgezeichnete tektonische Linien innerhalb der Casannaschiefer der Mischabel-Decke bei diesen Aufsplitterungsphänomenen eine Rolle, die reaktiviert wurden und dadurch das heute vorliegende Bild ergaben. Ganz allgemein sind Spuren älterer Bewegungsphasen im Casannaschieferkomplex vorhanden – eine Tatsache, auf die R. STAUB (1944, 1953) aufmerksam gemacht hat –, der Stand der Erforschung solcher älteren Strukturen lässt aber keine weiteren Diskussionen zu.

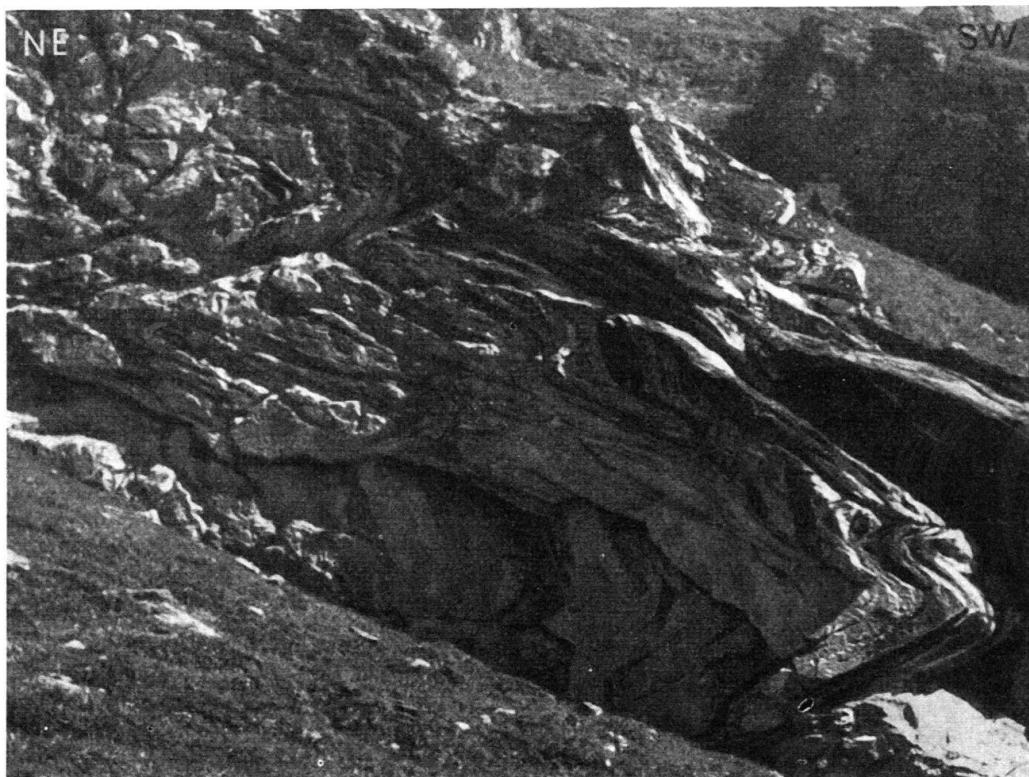


Fig. 6. Tektonik der Triasquarzite des Mischabel-Deckenrückens. L'A Nouva Kote 2700. Die ursprünglich massigen, nunmehr verfalteten Triasquarzite weisen zahlreiche Diskontinuitätsflächen auf, entlang denen Linsen von karbonatischer Trias eingeschuppt sein können.

Im Gebiet der Alpe Lirec verstärkt sich die Verschuppung des Mischabel-Rückens beträchtlich. Zu den in die Casannaschiefer greifenden [gegen NNE], zwischen die aufgesplitterten Partien des Mischabel-Deckenrückens eingekelten Sorebois-Bündnerschiefern treten in diesem Gebiet auch Elemente der Schuppenzone von Zinal [vgl. Taf. X]. Die basale Trias solcher „Zinal“-Schuppen lässt eine ausserordentliche Zusammenpressung erkennen, die sich in einem wirren Faltenbau der beteiligten Triasquarzite, Bänderkalke, Marmore und Rauhwacken wider spiegelt. Die Bündnerschiefer weisen gemäss ihrer Beschaffenheit keine derartigen Verfaltungen mehr auf, sie dürften aber gerade durch ihr Verhalten, das hauptsächlich differentiellen Bewegungen unterworfen ist, die komplexe Verfaltung der Trias gefördert haben.

In der Runse L'A Nouva-Lirec-Zinal zeigt sich ein letztes und hier zugleich internstes Auftauchen von Casannaschiefern der Mischabel-Decke auf der östlichen Talseite von Zinal. Die begleitende normale Triasbedeckung ist völlig zertrümmert. Gegenüber den Verhältnissen am NW-Grat der Diablons zeigen sich mit E 10° S nur un wesentliche Abweichungen im Streichen. Fallmessungen geben über das generelle weitere südliche Abtauchen des Deckenrückens in diesem Gebiet keine Anhaltspunkte. Sicher sind in der nächst südlicheren Runse keine Elemente des Mischabel-Rückens mehr, und das durchgehend aufgeschlossene Profil weist nur noch Gesteinsabfolgen der Schuppenzone von Zinal auf.

## 2. Das Gebiet zwischen Val de Zinal und Val de Moiry

[Vgl. Tafel XIII]

### a) Die Tektonik des tiefsten Mischabel-Deckenrückens über Beau-regard im W von Zinal

Die Untersuchungen im W und SW von Zinal, zwischen Chiesso, Beauregard und der grossen Moränenrutschung von Singline [vgl. Taf. X und XI], zeigten im Verlauf des abtauchenden Deckenrückens weitere beträchtliche Störungen, deren Natur möglicherweise auf eine rückfaltenartige tektonische Komplikation hindeutet, die hier die innersten Teile der Mischabel-Decke unseres Gebietes betroffen hat. In diesem Gebiet markiert – im Feld sofort erkennbar – ein hell anwitternder, tektonisch völlig zerrütteter Horizont von Blätterquarziten die Grenze Paläozoikum-Mesozoikum [vgl. S. 158]. Dieser „Leithorizont“ ist in seinem Verlauf gegen Beauregard deutlich an zwei Stellen in die Höhe zurückversetzt und beweist damit zwei in den Runsen SE der Hütten von Chiesso durchziehende Brüche. Während das Südfallen des Horizontes bei Chiesso anfänglich 18–20° beträgt, akzentuiert sich dasselbe gegen Beauregard beträchtlich und beträgt vor dem endgültigen Untertauchen der Blätterquarzite max. 58°. Die darunterfolgende Serie permischer Konglomerate und fraglichen Karbons weist generell das gleiche, gegen Beauregard verstärkte Fallen auf. Die paläozoische Serie ist von der Bruch-tektonik miterfasst.

Anders verhält sich die triadische Sedimenthaut des eben besprochenen Kristallinkörpers der Mischabel-Decke. Im Gegensatz zur E-Seite unseres Gebietes findet sich hier keine das Kristallin und die Trias gemeinsam erfassende Auf-

splitterung des Deckenrückens. Die Mischabel-Trias, besonders die Tafelquarzite, sind über Beauregard zu einer gewaltigen Mächtigkeit angehäuft, und die karbonatische Trias ist mit ihnen stark verfaltet, möglicherweise sogar verschuppt. Es handelt sich um zwei spitze Züge, die nach N in den Quarziten vorgesleppt und von oben her synkinal eingefaltet wurden und dadurch steil südfallen. Von einer Einbeziehung des kristallinen Untergrundes in den Schuppenbau ist nichts zu bemerken.

Die nördlichere dieser Synklinale befindet sich an der Stelle, wo ARGAND (1908) einen Bruch mit einer vertikalen Sprunghöhe von rund 100 m angenommen hatte. Die stark verschiedene Mächtigkeit der Quarzite beidseits des von ARGAND angenommenen Bruches – bis über 100 m um Beauregard, blosse 4–6 m um Chiesso –, dazu die steil südfallende, völlig zertrümmerte karbonatische Trias an der N-Grenze der Quarzite von Beauregard erweckte tatsächlich den Eindruck eines hier durchziehenden Bruches. Es zeigte sich aber, dass der „leitende“ Blätterquarzithorizont an der Basis der Trias durchgehend verfolgbar und an keiner Stelle versetzt worden ist, während an den zwei NW gelegenen Brüchen von Chiesso eine solche Versetzung erkennbar ist.

An der Stelle der nördlicheren Einfaltung könnte eine steile Verschuppung vorliegen, wobei die Beauregard-Quarzite entlang einer schroff ansteigenden Gleitfläche dem karbonatischen Muldenkeil und den ausgedünnten Quarziten auf der Chiesso-Seite aufgeschoben worden wären. Das Achsenstreichen der kleineren Einfaltung karbonatischer Trias liegt zwischen E 10–20° S. Dasjenige der nördlicheren Synklinale oder Schuppung konnte beim stark tektonisierten Zustand des Gesteinsmaterials nicht mit genügender Sicherheit festgestellt werden. Das generelle Streichen des Deckenrückens zwischen Chiesso und Beauregard weist ähnlich dem Streichen der östlichen Talseite eine ENE- bis ESE-Richtung auf.

Südlich von Beauregard fanden sich keine vortriadischen Gesteine der Mischabel-Decke mehr. Die Trias dagegen zeigt weitere beträchtliche Komplikationen. Es handelt sich um ein zweimaliges, faltenartiges, gegen S bis SSW rückwärts gerichtetes Umbiegen der Trias, knapp nördlich der Rutschung von Singline. In der dazwischen entstehenden, scharf N-fallenden Mulde sind die Bündnerschiefer der „Sorebois-Serie“ zu beobachten. Ein letzter Bündnerschieferaufschluss knapp unter der verkehrten Serie der unteren, schärferen Umbiegung zeigt, dass sich dieser Baustil gegen die Tiefe noch fortsetzt. Der Scheitel dieser Triasumbiegungen bildet die südlichsten Vorkommen von Gesteinen des Mischabel-Rückens in unserem Gebiet, denn jenseits der Singline-Rutschung liegen bereits stark verschuppte und verfaltete Elemente der Schuppenzone von Zinal. Sie sind als Ganzes über die Mischabel-Rückenelemente in Form einer höheren, aber sehr komplexen Einheit vorgeschrifft worden [vgl. Taf. X und XII].

Zusammengefasst ergibt sich, dass im Gebiet von Beauregard Trias und Bündnerschiefer des Mischabel-Rückens und der Sorebois-Serie zu kräftigen Falten, darunter auch Rückfalten zusammengestossen sind; demgegenüber lassen sich über einem einheitlich gebliebenen, älteren Untergrund beträchtliche differentielle Bewegungen im unmittelbar Liegenden der Trias, den obersten permischen Casannaschiefern, nachweisen [vgl. Taf. XII].

Wichtig ist die Frage nach der Verbindung der Trias mit dem höchsten Paläozoikum der Decke. Wie gezeigt (S. 158), findet sich in unserem Gebiet und in anderen Abschnitten des Mischabel-Deckenrückens [Rocs de Boudry, Göksu

1947; Gornergrat, GÜLLER 1948] im Hangenden der permischen Konglomerate ein blättriger Serizitquarzit als Übergang zu den untertriadischen Tafelquarziten. Gemäss ihrer Beschaffenheit sind in den Blätterquarziten Spuren differentieller Bewegungen eher zu erwarten, als in den darüberliegenden Tafelquarziten oder den unterliegenden verrukano-ähnlichen, massigeren Konglomeraten. Der im W von Zinal tektonisch sehr stark zertrümmerte Blätterquarzithorizont im Liegenden der Tafelquarzite ist daher als Bewegungshorizont wirksam geworden, entlang dem sich die gesamte Mischabel-Trias gegenüber dem brusk abtauchenden, tieferen „Deckenkern“ separat bewegt hat. Das heisst, dass die Trias vielfach von diesem abgesichert worden ist oder sich mindestens losgelöst hat.

Auf diese Weise lässt sich die beträchtliche Anreicherung der Triasquarzite zwischen Beauregard und der Singline-Rutschung verstehen, ebenso auch die interne Verschuppung und die rückwärts gerichtete Verfaltung der Trias oder die von SE bis SSW eingefalteten synkinalen Keile der tektonisch höherliegenden Sorebois-Bündnerschiefer, die tief unter die rückwärts gestossenen Trias-Massen dieser Zone hineinziehen. Mit diesem tektonischen Bild stimmt das unvermittelte und steile Abtauchen der liegenden Perm-Serie und des kristallinen Deckenkerns überein.

### b) Die tektonischen Störungen von Grand Plan

Von Beauregard in NW-Richtung verläuft die Grenze Paläozoikum-Mesozoikum nach den beiden Brüchen von Chiesso ruhiger. Der mit 18–25° S einfallende Mischabel-Deckenrücken zeigt gegenüber der Barrhorn- oder der Zinal-Entwicklung eine tektonisch reduzierte Trias, was wohl auf verstärkte Abscherung der Mischabel-Sedimentserie hinweist. Über der Mischabel-Trias folgt wenig NW-lich der Alpe Tsarmette die bis auf wenige Meter ausgedünnte Sorebois-Serie, die ihrerseits von den hier ungewöhnlich weit nach NW vorstossenden und mächtigen Bündnerschiefer Ophiolithmassen der Schuppenzone von Zinal überfahren wird.

Im Gebiet der Alpe Grand Plan findet sich eine beträchtliche tektonische Störung, eine weitere, querlaufende Verfaltung des Mischabel-Deckenrückens [vgl. Fig. 10]. Auf eine solche SSE–NNW verlaufende Störungszone wurde übrigens von HERMANN (1913) hingewiesen; sie soll sich nach dem genannten Autor gegen NNW bis an die Rocs d'Orzivals bemerkbar machen.

Ungefähr 250 m SE-lich der Alphütten von Grand Plan finden sich plötzlich grössere Trias-massen, die nach ihrer Ausbildung zur Mischabel-Decke gehören. Bei der Annahme eines WE-Streichens des Mischabelkristallins, wie es wenig NW-lich im Gipfelaufbau der Pointe de Tsirouc gemessen werden kann, würde der ENE-Hang zwischen Tsarmette und Grand Plan beinahe ein natürliches, senkrecht zum Streichen verlaufendes Profil darstellen. Die Ostbegrenzung des Kessels von Grand Plan aber wäre nahezu ein Längsschnitt zum Streichen.

Es zeigte sich nun, dass bereits von Tsarmette her gegen Grand Plan die Triasquarzite im Hangenden der paläozoischen Sedimente in zunehmendem Masse eine tektonische Zertrümmerung aufweisen. Wenig westlich von Pkt. 2391 tragen die Triasquarzite in SW-Richtung aufsteigend höhere Glieder der karbonatischen Trias, teilweise als tektonische Brekzien, die stark verfaltet sind. Darauf erscheinen, rund 100 m nach SE zurückgreifend, nochmals Quarzite und karbonatische Trias in abermals beträchtlicher Mächtigkeit. Durch ca. 50 m Quartär-Überdeckung getrennt folgen darüber die Sorebois-Bündnerschiefer.

Das Profil, welches durch die E-Begrenzung des Kessels von Grand Plan gebildet wird, zeigt, dass die beiden tektonisch äusserst gequälten Trias-Serien die Mischabel-Trias verkörpern, welche in quer zum Streichen verlaufende Falten gelegt ist. Somit stellt diese E-Begrenzung ein natürliches Querprofil dar, der Hang zwischen Tsarmette und Grand Plan in seiner ENE-Exposition aber einen Längsschnitt in der Richtung der Querfaltenachsen. Die gedoppelte Trias über Pkt. 2391 ist nichts anderes als die gegen ENE geöffnete Muldenfüllung dieser Querfalte. Möglicherweise sind ausserdem NNE-SSW verlaufende Brüche, wie sie schon HERMANN (1913) in seiner Karte eingezeichnet hat, für ein scheinbares axiales Ansteigen der Querfaltung in NW-licher Richtung verantwortlich.

Die querlaufende tektonische Störung im Gebiet der Alpe Grand Plan erklärt auch den brüsken Anstieg der Grenze Paläozoikum–Mesozoikum von Pkt. 2301 zum Gipfel der Pointe de Tsirouc (Pkt. 2777) auf die geringe, im Deckenstreichen gemessene Lateraldistanz von bloss rund 600 m. Diese Tatsache wird bereits von HERMANN (1913) erwähnt. Er spricht von einer: „ondulation du plan axial en direction transversale“, welche die Decke zwischen Grand Plan und der Pointe de Tsirouc erleidet „qu'on ne saurait expliquer par les plus hardies hypothèses de tectonique normale“.

Die Auswalzung der Trias im Pass zwischen Corne Sorebois und Pointe de Tsirouc steht vermutlich auch im Zusammenhang mit einer querlaufenden Verfaltung, ebenso die ungewöhnlich weit nach NW vorstossenden Bündnerschiefer-/Ophiolithmassen der Schuppenzone von Zinal im Raum zwischen Tsarmette und Grand Plan [vgl. Taf. X].

Bis zur Gougra im Val de Moiry zeigt der Deckenrücken bei Pkt. 2394 und über Pkt. 2096 zwei weitere Verbiegungen. Eine eigentliche Verfaltung konnte jedoch nicht sicher beobachtet werden. Die nächste grössere tektonische Störungszone lässt sich erst weiter westlich am Sex de la Marenda beobachten. Sie wurde von HERMANN (1913) beschrieben und in einem grösseren Zusammenhang diskutiert. Über deren Lage sagt der Autor: „L'ondulation passe par le sommet 3058, situé entre le Sassenaire et le Sex de la Marenda, et vers le Nord, elle se continue au delà du Pas de Lona sous les sommets 3054 et 2958, à l'ouest des Becs de Bosson.“

### *3. Diskussion und zusammenfassende Bemerkungen über die Tektonik des Mischabel-Deckenrückens zwischen Frilihorn und der Gougra*

Ein einseitig gegen S gerichtetes, allmähliches Abtauchen des Mischabel-Deckenrückens im vorliegenden Gebiet [ARGAND 1908, HERMANN 1913] konnte nicht durchwegs bestätigt werden. Es zeigte sich im tieferen Unterbau der Diablonen eine ganz unruhige und komplexe Tektonik der Mischabel-Decke. Sie zeichnet sich durch querlaufende und teilweise bis ins Mischabel-Kristallin greifende Verfaltungen bis Verschuppungen aus.

Westlich von Zinal sind, zunächst nur die Mischabel-Trias erfassend, rückwärts gerichtete Falten zu erkennen, deren Achsen den Faltenachsen im E ähnlich verlaufen. Die mächtig angehäufte Trias legt sich – möglicherweise als abgescherter Komplex – über den immer steiler südwärts abtauchenden Kristallinkern der Mischabel-Decke. Ausserdem zeigen sich wie auf der E-Seite bei Grand Plan querlaufende Verfaltungen, dazu Anzeichen solcher auf der E-Seite des

Moirytales [vgl. Fig. 10]. Mit HERMANN (1913) messen wir den tektonischen Querstörungen der Alpe Grand Plan eine grössere Bedeutung zu [vgl. S. 212].

Die zum generellen WE-Streichen der Mischabel-Decke in den im N und NW, aber auch im E anschliessenden Gebieten [HERMANN 1913, GÖKSU 1947, ITEN 1948] annähernd quer verlaufenden Falten der Umgebung von Zinal, fassen wir als Querfalten im klassischen Sinne auf. Die Interferenzeffekte zwischen dem Vorschub der Dent Blanche-Decke und den Widerständen in der Tiefe [Aarmassiv] wurden bereits von ARGAND (1909) als „perturbations transversales“ beschrieben. Für das vorliegende Gebiet liegen sicher derartige Querstauchungs-Effekte vor.

Möglicherweise müssen dabei aber weitere Punkte mitberücksichtigt werden. In neuerer Zeit hat R. STAUB (1953) auf die Zusammenhänge bei der Entstehung solcher Querfalten in einem umfassenderen Rahmen hingewiesen. Nach ihm können in den westlichen Alpen sowohl Schleppungsscheinungen neben der Front der N-wärts vorrückenden Schubmassen [Dent Blanche], als auch „echte quere Zusammenstauchungen“ im Untergrund derselben vorliegen. Für unser Gebiet am E-Rand der grossen Quersenke Aosta–Wildstrubel kann als zusätzliche Deutung der festgestellten Querfalten auch das von R. STAUB weiter angeführte „natürliche Ausweichen“ der Massen gegen eine alte Quersenke in Betracht kommen.

Wieweit dabei früher aktive Störungen in diesem Randgebiet der Senke schon die Sedimentation beeinflusst haben, ist bei der vorliegenden Tektonik sehr schwierig auszusagen. Möglicherweise liessen sich durch solche früheren Störungen die Differenzen erklären zwischen der im Barrhorn-Raum abgelagerten Barrhorn–Brunegghorn-Serie einerseits, die nach R. STAUB (1952) und ELLENBERGER (1952) als normale Mischabel-Sedimente aufzufassen ist, und der Mischabel-Decke im Gebiet von Zinal und Moiry andererseits, die nur eine kümmerliche Sedimentbedeckung zeigt. Der Beweis solcher primärer, stratigraphisch bedingter Differenzen zwischen Barrhorn- und Zinalgebiet lässt sich jedoch aus unserem Gebiete allein nicht erbringen. Die den jüngeren Teilen der Barrhorn-Serie äquivalenten, gleichaltrigen Sedimente des Mischabel-Deckenrückens können in unserem Gebiet auch unter dem Vorschub der zentralen Dent Blanche-Masse viel weiter nach NNW verfrachtet worden sein; dadurch wären gleichzeitig die Bündnerschiefer der Garde de Bordon entlang einer transversalen, SSE–NNW verlaufenden Störungszone von SSE her aus dem Hangenden der Monte Rosa-Gneise vorgesleppt worden, auf denen ja auch R. STAUB die Heimat dieser Bündnerschiefer-Decken annimmt. Doch lässt sich auch hierüber zur Zeit noch nichts Sichereres aussagen. Auffallend sind aber die allgemein SE/SSE–NW/NNW verlaufenden Strukturen unseres Gebietes, wie sie nicht nur in den Querfalten des Mischabel-Deckenrückens gemessen wurden, sondern auch in den höheren Elementen der Zone du Combin und in der Dent Blanche-Decke selbst, zwischen Weisshorn, Bieshorn, Tête de Milon und den Diablons erkennbar sind.

Kehren wir zurück zum Bau des Mischabel-Rückens. Es zeigt sich ein kräftiger Faltenbau, stellenweise mit Übergängen zu einer eigentlichen Schuppentektonik. Dies vor allem im Bereich der triadischen Sedimente der Decke. Dazu zeichnen sich auch im Kristallin umfassende Komplikationen tektonischer Natur ab. Deren nähere Deutung ist aber schwierig, da sie sich erst im internsten Bezirk der Mischabel-Decke unseres Gebietes häufen und der Beobachtung schlecht zugänglich sind.

Das sich gegen S/SSW bedeutend akzentuierende Einfallen des Kristallinkörpers der Mischabel-Decke im W von Zinal, dazu die abgescherte und rückgefaltete Trias, könnte auf eine allgemeinere Rückfaltung der Decke hindeuten.

Wenn hier die Verhältnisse aus den obersten Partien der Schusslauenen ob Zermatt aufgeführt werden, so ist damit auf keinen Fall ein direkter Vergleich gezogen, sondern es soll nur auf den verwandten Baustil in beiden Gebieten aufmerksam gemacht werden.

1942 wurde durch R. STAUB gezeigt, dass in jenem Rückfaltungsgebiet über dem Mischabel-Kristallin eine schmächtige Zone „autochthonen“ Mesozoikums mit rudimentärer Trias und Bündnerschiefern folgt. Die weithin sichtbaren Triasmassen des Triftgebietes (E-Hänge der Plattenhörner), obwohl gleichfalls teilweise rückgefaltet, trennt er tektonisch von der eigentlichen Mischabel-Serie ab und fasst sie als Basis der „Hörnlizone“, als „nappe des schistes lustrés“ der Westalpen auf. Die Existenz eines solchen „autochthonen“ Sedimentzuges an der Basis der „Hörnlizone“ wurde von GÜLLER (1948) erneut bestätigt und im Detail als ausserordentlich tektonisierte Zone beschrieben. Insbesondere wurden von ihm auch Spuren translatorischer Bewegungen erwähnt, die er entlang dem nach S schauenden grossen Kristallingewölbe der eigentlichen Mischabel-Rückfalte beobachten konnte.

Verwandte Punkte im Baustil des untertauchenden Mischabel-Deckenrückens zwischen den beiden Lokalitäten sind: Das sich stetig akzentuierende S/SSW-Fallen des Deckenrückens und die darüberliegende kräftig tektonisierte Zone [in Zermatt die eigene triadische und liasische Sedimenthaut, in unserem Gebiet die zertrümmerten permischen Blätterquarzite]. Im W von Zinal folgt über dieser Zone die rückgefaltete „autochthone“ Trias der Mischabel-Decke, der unmittelbar südlich die ausserordentlich verfalteten Triaszüge der Schuppenzone von Zinal scharf angeschoben sind.

Die auffallende Übereinstimmung im beidseitigen Baustil ist für einen direkten Vergleich der beiden Gebiete zu wenig beweiskräftig. Insbesondere kann über das Ausmass einer Rückfaltung des Mischabel-Deckenkernes im Raume von Zinal [vgl. Taf. XII] nichts Sicheres ausgesagt werden. Im weithin blossgelegten Mischabel-Rücken zwischen Barrhorn–Brunegghorn–Mettelhorn ist ebenfalls nichts von einer solchen Rückfaltung zu erkennen. Auch ist über eine regionale Fortsetzung einer solchen „Zinal“-Rückfaltung gegen das Zermatter Tal hin bisher nichts bekannt.

Demgegenüber könnte man natürlich annehmen, dass die schon von ARGAND (1909), später auch von HERMANN (1913) beobachteten transversalen Störungen, die in SSE–NNW-Richtung verlaufen, in der Dent Blanche-Decke, der Zone du Combin und der früheren Bernhard-Decke viel tiefgreifender wären, als bisher angenommen wurde. Durch diese Hypothese würde die von ARGAND (1909) für die Dent Blanche-Decke propagierte Abdrehung eines „territoire nord-oriental qui n'embrasse plus qu'une faible portion du massif à l'est de la vallée de Zinal“ [Diablons, Bieshorn] seine Bestätigung finden. In dem Sinn allerdings, dass auch deren Unterlage [wir erinnern an die isolierten gewaltigen Schistes lustrés-Massen der Garde de Bordon] bis tief ins Kristallin der Mischabel-Decke hinab nicht einen gleichförmig zusammenhängenden Körper bilden würde, wie das bisher angenommen worden war. Im Unterschied zur ARGANDSchen Auffassung wäre damit nicht allein Mt. Blanc- und Aarmassiv im Untergrund die Hauptursache der beim Vormarsch des Dent Blanche-Überschiebungsschlittens entstandenen „accidents transversaux“, sondern schon früher angelegte Querstörungen [R. STAUB 1953].

## II. DIE SCHUPPENZONE VON ZINAL

### Einleitung

Über dem stellenweise stark verschuppten mesozoischen Rücken der Mischabel-Decke und der darüberfolgenden, mit dem Mischabel-Kristallin nicht mehr direkt verbundenen Sorebois-Serie folgt ein für penninische Verhältnisse charakteristischer Scherbenbau, der unmittelbar unter dem Dent Blanche-Überschiebungsschlitten entstanden ist. Es handelt sich um die vielfach verschuppten Elemente der Zone von Zinal, welche in unserem Gebiet mit ihren Bündnerschiefer-/Ophiolithmassen den Hauptteil der mesozoischen Unterlage der Dent Blanche-Decke bildet. Dabei ist allerdings zu bemerken, dass dies für die höheren Elemente durch keine Triasscherben dokumentiert ist.

Während die tektonische Zuordnung des Mischabel-Decken-Rückens mit seiner „autochthonen“ Sedimentbedeckung zum Mittelpenninikum gesichert ist, zeigen sich in dieser Hinsicht für die Zuordnung des Sorebois-Elementes und der Schuppenzone von Zinal bedeutende Schwierigkeiten. Erst die darüberfolgende Tracuit-Zone mit Trias, Jura und eventuell kretazischen Gliedern [vgl. S. 172, 185] kann dem Hochpenninikum zugestellt werden. Diese tektonische Aufgliederung, wie sie von R. STAUB 1942, in modifizierter Form 1952 dargelegt wurde, konnte bestätigt werden.

Die sichere Abgrenzung der einzelnen Schuppen gelang nur für die tieferen Elemente, da dieselben eine Triasbasis aufweisen, den höheren aber eine solche fehlt. Dieses Fehlen trennender Triaszüge musste durch möglichst genaue Vergleiche zwischen den Trias noch aufweisenden, tieferen Profilen und den teilweise basal erst mit Dogger (?) aufsetzenden, höheren Profilen ausgeglichen werden. Dies betrifft besonders die Auflösung des grossen Schuppenwerks der Garde de Bordon. Die monotone Ausbildung der Bündnerschieferabfolgen verhinderte aber dennoch eine sichere Auftrennung in einzelne Schuppen. Im E von Zinal gelang die Festlegung folgender Untereinheiten:

(von unten nach oben)

0. tiefste Arolec-Schuppe (ohne Trias, wenig Bündnerschiefer aufgeschlossen)
1. tiefere Arolec-Schuppe
2. höhere Arolec-Schuppe
3. Cottier-Schuppe
4. Tônette-Schuppe

Auf der W-Seite von Zinal sind es die folgenden:

0. —
1. tiefere Barma-Schuppe
2. mittlere Barma-Schuppe
3. —
4. obere Barma-Schuppe-Fâche-Schuppe
5. tiefere Bordon-Schuppe
6. höhere Bordon-Schuppen.

### Profile durch die Schuppenzone von Zinal

#### 1. Die östliche Talseite von Zinal

[Vgl. dazu Taf. XI]

#### a) Das Profil in der Runse zwischen der Alpe Tônette und der Alpe Cottier

Der Aufstieg durch diese Runse vermittelt einen guten Einblick in die interne Verschuppung der Zone von Zinal [vgl. Fig. 10]. Ein erstes Mal erscheint oberhalb des Weges, der von Pralonzet gegen Arolec auf Kote 1860 die Runse überquert, basale Trias der tieferen Arolec-Schuppe. Sie liegt ihrerseits Bündnerschiefern der tiefsten Arolec-Schuppe auf, diese ist jedoch nicht näher abzugrenzen.

Weiter durch diese Runse aufsteigend queren wir erneut einen Triaszug, welchen wir als die Basis der höheren Arolec-Schuppe betrachten. Er verrät seine Anwesenheit auf Kote 2060 zunächst bloss durch Rauhwackenschutt und zahlreiche Quellaustritte. Die nähere Begehung lässt indessen eine kurze Fortsetzung auf beiden Runsenflanken erkennen.

Ein drittes Mal lässt sich in diesem Rundeneinschnitt auf Kote 2240 ein Triaszug als Basis einer dritten Bündnerschiefer-Schuppe der Tônette-Schuppe erkennen. Die starke tektonische Beanspruchung ihrer Bündnerschiefer lässt erwarten, dass über der wenig mächtigen Tônette-Schuppe die Basis der anders gearteten Tracuit-Zone einsetzt. Sie trägt an dieser Stelle ebenfalls kräftige Bewegungsspuren und beginnt mit Trias [vgl. S. 171].

Allen diesen Schuppen im E von Zinal ist eine tektonisch bedingte Mächtigkeits-Abnahme in NNE-Richtung gemeinsam. In besonderem Grad gilt das für die tiefere Arolec-Schuppe. Dieselbe keilt vermutlich schon vor der nächstnördlicheren Runse gänzlich aus und ist unter den darüberfolgenden und stärker nach NNW vorgesleppten höheren Teilschuppen der Zone von Zinal zurückgeblieben. In der nördlicheren Runse liegen an den fraglichen Stellen bereits Kristallin und Trias der Mischabel-Decke und Sorebois-Bündnerschiefer vor. Es findet sich auch weder basale Trias noch Bündnerschiefer der höheren Arolec-Schuppe. Dies ist um so erstaunlicher, als in der Tônette-Arolec-Runse, nur wenige 100 m weiter talwärts, dieselbe Schuppe noch in einer Mächtigkeit von über 200 m vorliegt.

Einzig die Tônette-Schuppe dürfte im Gebiet der gleichnamigen Alp wenig über diese Linie in Richtung auf den NW-Grat der Diablons vorgestossen sein. Vielleicht stellen graublaue Marmore in der obersten Lirec-Runse einen verkümmerten Rest der basalen Trias dar. Die Bündnerschiefer der Tônette-Schuppe dürften in diesem Raum ebenfalls sehr rasch auskeilen. Jedenfalls konnten solche im Gebiet der NE-lichen Alpe L'A Nouva und am NW-Grat der Diablons nicht mehr gefunden werden. Die Basis der Tracuit-Zone überfährt am genannten Grat mit Trias direkt die Bündnerschiefer der basalen Sorebois-Serie [vgl. Taf. XI, Fig. 10].

Alle bisher besprochenen Schuppen der Zone von Zinal richten sich ziemlich genau nach den Verfaltungen des Mischabel-Deckenrückens [sehr steiles NE-Aufsteigen der verfalteten Triasbasis der Arolec-Schuppen; weiter den Querfalten der

Mischabel-Decke ähnlich verlaufendes Achsenstreichen der verfalteten Triasbasis der Schuppen, dazu das Ausdünnen derselben, vielleicht deren gänzliches Auskeilen gegen NNE]. Beide Elemente sind in einer späten Faltungsphase von quer und schief laufenden, sekundären Störungen ergriffen worden. Auffallend ist im Bereich der Schuppen das vollständige Fehlen jeglicher Ophiolithe, wodurch sich diese Unterelemente der Zone von Zinal in einen beträchtlichen Gegensatz zu den verschiedenen Unterabteilungen der gleichen Zone von Zinal im Gebiet der Garde de Bordon setzen.

### b) Das Profil in der Runse zwischen Cottier und La Bourica

Im wesentlichen bestätigt dieses Profil den für das nördlichere Gebiet gezeigten Bau [vgl. S. 217]. Hier, rund 400 m südlich der Runse von Arolec, liegen ebenfalls keine Elemente der tieferen Arolec-Schuppe mehr vor. Dagegen findet sich zutiefst in der Cottier-runse ein Triaszug mit den Merkmalen der höheren Arolec-Schuppe. Deren Bündnerschiefer sind hier im Gegensatz zu den nördlicheren Profilen mächtiger. Auf Kote 2180 quert ein schmächtiges Triaszüglein erneut die Runse und zeigt mit den wenig mächtigen Bündnerschiefern eine nächsthöhere Schuppe an. Es handelt sich dabei aber nicht etwa schon um die Tônette-Schuppe, sondern um ein zwischengeschaltetes, südlicheres Element der Arolec-Zone, das wir als Cottier-Schuppe bezeichnen. Diese Schuppe erreicht vermutlich in nördlicher Richtung die Arolec-Runse überhaupt nicht, sondern keilt vorher aus, wie es das durchgehend aufgeschlossene Arolec-Profil zeigt. Die Basis der Tônette-Schuppe liegt, von der Arolec-Runse [Kote 2260] herkommend, über den Bündnerschiefern der Cottier-Schuppe hier auf Kote 2220. Die Trias der Tracuit-Zone im Hangenden der Tônette-Schuppe bildet keine scharfe Überschiebung, sondern erscheint als eine in sich weiter aufgeschürfte Überschiebungszone, die durch abgerissene Rauhwackenzüge gekennzeichnet ist. Sie befindet sich knappe 60 m über der Basis der Tônette-Schuppe. Auch hier sind immer noch keine Ophiolithe den Bündnerschiefern eingelagert.

Wie erwähnt ist die Koinzidenz im Achsenstreichen zwischen den Querfalten des Mischabel-Deckenrückens und den Falten der Trias der Zone von Zinal erstaunlich. Dazu fügt sich ein weiterer Punkt, der wohl eine grösse Bedeutung hat.

Die meist stark marmorisierten Bündnerschiefer zeigen in diesem Raum eine kräftige Beanspruchung. Die massigeren Gesteine weisen infolgedessen auch eine stärkere Klüftung auf. Detailmessungen ergaben für den Verlauf dieser Klüfte bevorzugte Richtungen; wovon insbesondere diejenige in der Richtung des Val de Zinal mit E 55–65° S von Interesse ist. Diese mittlere Streichrichtung entspricht den querlaufenden Störungen. Ein weiteres System weist mit E 10–20° S auf spätere schiefe Beanspruchung hin, während die N 60–70° E verlaufende Streichrichtung eines weiteren Systems wohl dem ursprünglichen „normalen“ Mischabel-Deckenstreichen entsprechen dürfte.

### c) Die Basis des Roc de la Vache [Vgl. Taf. X]

Südlich der Cottier-Runse lassen sich weder die tieferen Arolec-Schuppen noch die höchste Cottier-Schuppe weiter verfolgen. Die Tônette-Schuppe gewinnt aber an Bedeutung. Die Bündnerschiefer werden in zunehmendem Masse von ophiolithischen Zügen durchschwärmmt.

In ihrem Verlauf gegen S ist die Obergrenze der Tônette-Schuppe im Gebiet von Cottier dank der triadischen Basis [vgl. S. 173] der Tracuit-Zone noch feststellbar. Die obersten Elemente der Tônette-Schuppe, bestehend aus einer Folge von sandigen Kalkschiefern, schwarzen Tonschiefern und dunklen Kalkschiefern, werden von der Tracuit-Basis überfahren. Über dieser folgen kalkreiche Bündnerschiefer, gegen oben mit schwarzen Tonphylliten wechselseitig, reine Tonphyllite und eine Serie von teilweise feinbrekziösen, sandigen Kalkschiefern, insgesamt eine Abfolge, wie sie vom NW-Grat der Diablons bekannt ist [vgl. S. 185].

Gegen S, wo im Hangenden der Tônette-Schuppe die trennende Trias-Basis der Tracuit-Zone fehlt, kann nur mit Hilfe der obengenannten Bündnerschiefer-abfolgen eine Trennung der beiden Elemente vorgenommen werden.

Profile von Combautanna zeigen, dass den bereits stark ophiolithführenden Tonschiefern der Tônette-Schuppe die Basis der Tracuit-Zone in Form der oft brekziösen bis feinkonglomeratischen, sandigen Kalkschiefer überschoben ist. Es fehlt also der Tracuit-Basis nicht nur die Trias, sondern auch die weiter nördlich stark entwickelte Serie der tieferen kalkreichen Bündnerschiefer. Dagegen erscheint im Profil von Combautanna zusätzlich die „Hyänenmarmor-Radiolaritgruppe“ über diesen Gesteinen, welche der Tracuit-Zone angehören müssen. Den Profilen weiter südlich fehlt zwar diese Gruppe, ihre Unterlage jedoch, wie es im Gebiet von Combautanna beobachtet werden kann, lässt sich auch im Mittelbau des Roc de la Vache erkennen. Damit aber dürfte die Obergrenze der Tônette-Schuppe festgelegt sein. Sie erreicht den Mittelbau des Roc de la Vache querend direkt E von Vichiesso die Navisence im Talgrund.

## 2. Das Gebiet der Garde de Bordon

### a) Die Schuppen von La Barma

[Vgl. Taf. XII]

Im W von La Barma taucht aus dem Tal steil ein verfalteter Triaszug auf und läuft in seinen oberen Partien ruhiger gegen die unteren Alphütten von Singline. Es ist die Basis des tiefsten aufgeschlossenen Elementes der Zone von Zinal westlich der Navisence, der tieferen Barma-Schuppe. Nur durch die wenig mächtige Sorebois-Serie getrennt, die ihrerseits der Tektonik der rückgefalteten Mischabel-Trias unmittelbar folgt, liegt diese Schuppe in nächster Nähe des südwärts abtauchenden Mischabel-Deckenrückens [vgl. Taf. XII und Fig. 10].

Die Triasbasis zeigt intensive Verfaltungen, die denjenigen an der Basis der tieferen Arolec-Schuppe ähnlich sind. In mehreren, eng übereinanderfolgenden, nahezu liegenden Falten, deren WE-streichende Scheitelscharniere in den tieferen Partien noch sichtbar sind und grösstenteils gegen SSW schauen, zieht die Triasbasis dieser Schuppe gegen Singline steil in die Höhe. Das höchstgelegene Muldenscharnier ist scharf ausgebildet, so dass die eingeklemmten Triasquarzite völlig tektonisiert sind. Der Triaszug verschwindet darauf, an seiner Basis noch Scherben von Kristallin aufweisend, mit ca. 25–30° Südfallen unter dem Schutt der Singline-Rutschung. Diese Stelle liegt nahezu auf der Höhe der obersten Rückfalte der Mischabel-Trias, deren Gesteine jenseits der Rutschung in rund 250 m Entfernung anstehen.

Die Bündnerschiefer der tieferen Barma-Schuppe sind tief zwischen die einzelnen Falten der Trias eingekleilt. Stellenweise berühren sich sogar die Triaskerne der einzelnen Rückfalten, so dass die Bündnerschiefer als isolierte Pakete mitten in der Trias liegen können.

Knappe 60 m weiter südlich folgt, scharf den Bündnerschiefern der tieferen Barma-Schuppe entlang einer Scherfläche aufgeschoben, die Triasbasis einer nächsthöheren, der mittleren Barma-Schuppe. Ihre Trias erscheint als tektonisch ausgedünnter Zug von wenigen Metern Mächtigkeit, der nordwärts aufsteigend immer mehr an Mächtigkeit verliert und schliesslich bald in Richtung

auf das genannte oberste Muldenscharnier der tieferen Barma-Schuppen-Trias gänzlich ausdünnt. Die Tektonik der darüberfolgenden Bündnerschieferabfolge zeichnet sich durch mehrere interne Scherflächen aus, die ähnlich wie die Basisfläche der Schuppen orientiert sind. Den hier teilweise noch sichtbaren oberen Abschluss der mittleren Barma-Schuppe bildet ein gequälter Triaszug einer nächsthöheren Schuppe.

Während die beiden tieferen Barma-Schuppen noch zusammenhängende Triaszüge an ihrer Basis aufweisen, erscheint die Triasbasis der oberen Barma-Schuppe nur noch in Form abgerissener Linsen von max. 4 m Mächtigkeit.

Die Anordnung dieser Linsen zeigt ebenfalls eine intensive Verfaltung der Basis der Schuppe an; die noch vorhandene Trias ist aber so spärlich, dass die Bündnerschiefer der beiden Serien meist direkt aufeinanderliegen. Dabei lassen die tieferen, massigeren Bündnerschiefer der oberen Barma-Schuppe deutlich das Aufsetzen derselben auf die phyllitischen Bündnerschiefer der mittleren Barma-Schuppe erkennen.

Die basale Dislokationsfläche der oberen Barma-Schuppe kann aus diesem Grunde auch bei fehlender Basistrias in Richtung auf die Alpe Singline ziemlich weit verfolgt werden. Sie steigt nach der Verfaltungszone, in welcher Trias-Elemente liegen, vorerst mit 20–25°, dann mit nur noch 10–15° gegen die untersten Alphütten von Singline auf. Die obere Barma-Schuppe überfährt also zunächst die unter ihr ausdünnde mittlere, darauf, nach deren Auskeilen, ebenfalls die Bündnerschiefer der tieferen Schuppe. Weiter nördlich dürfte die Basis der oberen Barma-Schuppe sogar direkt auf der Sorebois-Serie liegen. Die Profile über der rückgefalteten Mischabel-Trias zeigen auch unmittelbar über den Sorebois-Bündnerschiefern ophiolithführende, kalkreiche Bündnerschiefertypen, die nur der oberen Barma-Schuppe angehören können.

Die besprochenen Triaszüge im Westen von La Barma sind in der Dent Blanche-Karte von ARGAND (1908) eingezeichnet. 1909 wurden sie als „lames anticlinales complexes“ beschrieben, welche mit klaren „charnières frontales de calcaires triasiques dans les schistes lustrés“ enden sollten. Mit ARGAND nehmen wir an, dass die beiden tieferen Triaszüge vor Singline enden. Es ist allerdings zu bemerken, dass es sich bei diesen äusserst ausgedünnten Zügen nicht um „les minces noyaux triasiques des plis couchés“ handelt.

Auch auf der W-Seite von Zinal herrscht also ein deutlicher Schuppenbau vor. Wie auf der E-Seite des Tales zeigt es sich, dass die höheren Elemente der Zone von Zinal, die zusätzlich durch reiche Ophiolith-Führung charakterisiert sind, weit über die tieferen Schuppen derselben Zone hinweg in NW-Richtung separat vorgestossen sind.

### b) Die Schuppe von Fâche

Über der Alpe Fâche im Val de Moiry findet sich ein weiteres Mal Trias, welche den Bündnerschiefern der basalen Sorebois-Serie aufgeschoben ist [vgl. Taf. X]. Sie stellt im Val de Moiry die Basis der Schuppe von Fâche dar [vgl. Fig. 10]. Der Triaszug steigt von der Alpe Châteaupré im Val de Moiry gegen den Col de Sorebois auf, erreicht jedoch den Pass nicht, sondern keilt schon vorher völlig aus [vgl. S. 171, 181].

Das Profil durch die Bündnerschiefer der Fâche-Schuppe entlang dem Grat gegen S zeigt eine gut gliederbare Serie, weshalb die Obergrenze der Schuppe

festgestellt werden kann [vgl. S. 182]. Etwas südlich von Pkt. 2881,4 des N-Grates der Garde de Bordon setzt die Basis einer ebenfalls aufgegliederten, nächsthöheren Bündnerschiefer-Serie ein [vgl. S. 182]. Die Obergrenze der Schuppe von Fâche verläuft vom Grat auf der Moirytal-Seite gegen den flachen Talboden oberhalb Châteaupré und erreicht die Gougra halbwegs zwischen Pkt. 2203 und Pkt. 2272 [vgl. Fig. 10].

c) Der vermutliche Zusammenhang zwischen der Schuppe von Fâche und der oberen Barma-Schuppe

Die weitere Abgrenzung der Fâche-Schuppe im Gebiet der Alpe Sorebois und der Alpe Singline ist bedeutend schwieriger [vgl. Taf. X und Fig. 10]. Zur Hauptsache ist dafür die Querstörung des Mischabel-Rückens von Grand Plan [vgl. S. 212] verantwortlich. Sie wirkt sich auch auf die Tektonik der Schuppenzone von Zinal aus. Vom Col de Sorebois streicht die Ausbisslinie der Fâche-Schuppe (Basis) vorerst nicht sofort in SSE-Richtung entlang der E-Flanke der tieferen Garde de Bordon. Wegen der Querstörung von Grand Plan greift sie weiter nach N zurück, indem sie der liegenden Sorebois-Serie zum E-Grat der Corne de Sorebois folgt, dann erst scharf nach SSE zurückbiegt und so dicht über dem Mischabel-Rücken die Alpe Tsarmette erreicht [vgl. Fig. 10].

Das Profil zeigt hier von unten nach oben über der völlig ausgewalzten Mischabel-Trias die auf einige Meter ausgequetschte und ausgedünnte Sorebois-Serie, darauf Bündnerschiefer und Ophiolithe in analoger Abfolge, wie sie am Col de Sorebois beobachtet wurde, wo sie die Basis der Fâche-Schuppe bildet.

Die obere Barma-Schuppe kann aus dem Tal von Zinal bis über die rückgefaltete Mischabel-Trias der unteren Alpe Singline verfolgt werden [vgl. S. 219]. Ihre Basis liegt dort [bei fehlender Trias] direkt dem Sorebois-Bündnerschiefer auf. Obgleich in NW-Richtung bis Tsarmette grosse quartäre Schuttmassen den Nachweis der tektonischen Grenzen verunmöglichen, dürfte die Basis der oberen Barma-Schuppe weiterhin direkt der Sorebois-Serie aufruhen. Das Profil von Tsarmette zeigt jedenfalls direkt über den Sorebois-Bündnerschiefern die Basis der Fâche-Schuppe. Damit wäre trotz dem Fehlen eines trennenden Triaszuges über ein grösseres Gebiet hinweg der Zusammenhang zwischen der oberen Barma-Schuppe und der Fâche-Schuppe nachgewiesen.

d) Die Schuppen der Garde de Bordon

Die Hauptschwierigkeit zur tektonischen Aufgliederung der gesamten Bündnerschiefer-Masse der südlichen Garde de Bordon liegt im Fehlen irgendwelcher trennender Triaszüge. Trotzdem ist mit Hilfe genauer Bündnerschiefer-Profile ein weiteres, höchstwahrscheinlich selbständiges Element über der Barma-Fâche-Schuppe zu erkennen. Nach dem massgebenden Profil entlang dem N-Grat des Berges wird es als die tiefere Bordon-Schuppe bezeichnet [vgl. Fig. 3]. Das Einsetzen älterer, kalkreicher Gesteine mit einem brekziösen bis konglomeratischen Horizont etwas südlich von Pkt. 2881,4 des N-Grates über der Barma-Fâche-Schuppe [vgl. S. 182] markiert die Basis der tieferen Bordon-Schuppe. In der E-Flanke der Garde de Bordon lässt sie sich bis gegen Vichiesso im Talhintergrund

von Zinal verfolgen. Gegen SW erreicht sie die Gougra im flachen Talstücke über Châteaupré [vgl. S. 221].

Die jüngsten Glieder der „tieferen Bordon-Schuppe“ werden unterhalb Pkt. 3139 des N-Grates der Garde de Bordon von einem tektonisch nächsthöheren Element überfahren, dessen Basis ältere (liasische?), marmorisierte Kalkschiefer aufweist. Damit ist auch die Obergrenze der tieferen Bordon-Schuppe festgelegt. Die tieferen Schuppen zeigen im Gebiet der Alpe de la Lé eine sehr stark tektonisch reduzierte Mächtigkeit der Bündnerschiefer. Gegen den Bordon-N-Grat werden die Profile vollständiger.

Im Moirytal erreicht die Obergrenze der Schuppe bei Féta d'Août de Châteaupré die Gougra. Die Bündnerschiefer-Serie ist auf dieser Talseite vollständiger.

Die höhere Bündnerschiefermasse der Garde de Bordon bis zum Col de la Lé kann infolge zu wenig gesicherter Anhaltspunkte nicht weiter aufgegliedert werden. Vermutlich handelt es sich um mehr als nur eine einzige Schuppe. Insbesondere gilt dies für das intensive Schuppenwerk von jüngsten Bündnerschiffen vom Südgipfel der Garde de Bordon bis zum Col de la Lé [vgl. S. 189].

Für die Abklärung der grösseren Zusammenhänge waren die Messungen des allgemeinen Streichens, sowie des Achsenstreichens der Detailfältelung südlich des Garde de Bordon-Gipfels wichtig. Die zunächst überraschenden Werte liegen in der Gipfelregion zwischen N 40° E und N 55° E für das allgemeine Streichen und für die Faltenachsen in den Bündnerschiffen bis zu E 40° S, wobei ein ausgesprochenes Achsengefälle in dieser Richtung beobachtet werden kann. Das allgemeine Fallen liegt zwischen 30° und 35° gegen ESE/SE. Gegen den Col de la Lé dreht sich das allgemeine Streichen mehr und mehr von NE gegen SE. Kurz vor dem Pass wurden grösste Beträge von E 38–42° S gemessen. Das Fallen ist mit max. 78° SW an dieser Stelle ausserordentlich intensiv. Detailfalten liessen sich in den äusserst verschürften Bündnerschiffen der Passregion nicht mehr messen.

Das bereits in der tieferen Bordon-Schuppe sich geltend machende Ausdünnen in SE-Richtung gegen die Alpe de la Lé und die bedeutend grössere Mächtigkeit der Schuppe auf der Moiry-Seite [vgl. Fig. 10] steht vermutlich in engstem Zusammenhang mit dem eigenartigen Streichen der höheren Bordon-Elemente und dürfte ausschliesslich tektonisch begründet sein.

### *3. Diskussion und zusammenfassende Bemerkungen über die Tektonik der Schuppenzone von Zinal*

Bei der Besprechung der regionalen Profile durch die Schuppenzone von Zinal wurde mit Absicht wenig über die Zusammenhänge zwischen der E- und W-Seite unseres Gebietes gesagt.

Die triasführenden Schuppen können dank übereinstimmender lithologischer und fazieller Punkte noch einigermassen über die trennende Talfurche von Zinal hinweg verbunden werden [vgl. Fig. 10]. Ihre Tektonik weist ebenfalls gemeinsame Merkmale auf. So das steile, verfaltete N-wärtige Auftauchen der basalen Triaszüge und deren Ausdünnen unmittelbar vor dem Mischabel-Deckenrücken. Dazu kommt das charakteristische Zurückbleiben und Auskeilen der tieferen

Elemente unter dem Vorschub der höheren Schuppen. Die E- und SE-Fortsetzung der höheren Schuppen der Garde de Bordon über Zinal hinweg erscheint viel schwieriger, fehlt doch zwischen Diablons und Besso unter der Masse der Dent Blanche-Decke und der Tracuit-Zone ganz einfach der Raum für die gewaltige Mächtigkeit der Bordon-Bündnerschiefer. Die Tônette-Schuppe östlich und die obere Barma-Schuppe im W des Tales bilden bis in den Talhintergrund von Zinal das Liegende der Tracuit-Zone, so dass die höheren Bordon-Schuppen gegen E den Talgrund überhaupt nicht erreichen oder bestenfalls in dünnsten Lamellen und Fetzen schon in der untersten Alpe L'Ar Pitetta auskeilen müssen.

Bereits früher wurde auf die tiefgreifende, SSE laufende Querstörung hingewiesen, welche sich nicht nur in der Mischabel-Decke und der ganzen mesozoischen Unterlage der Dent Blanche, sondern auch in dieser selbst abzeichnet. Wir erinnern an die Profile von Grand Plan, den weiten Vorstoss der oberen Barma-Fâche-Schuppe in NNW-Richtung, das starke Ausdünnen der Bündnerschiefer der tieferen Bordon-Schuppe im Bereich der Störung, das innerste Auftreten von Bündnerschiefern der höheren Bordon-Schuppen am Fusse der N-Wand der Pigne de la Lé und die in derselben Richtung streichenden Verfaltungen der Dent Blanche-Decke in der Basis des Besso [vgl. Fig. 10]. Wenn wir den aussergewöhnlich steilen Anschub der Dent-Blanche-Masse im Gebiet des Col de la Lé berücksichtigen, so verstehen wir auch besser das eigenartige Streichen und Fallen der höheren Bordon-Schuppen, ebenfalls das Achsenstreichen und das starke SE-Axialgefälle.

Die Zusammenhänge der Schuppen von Zinal sind die folgenden:

Ost-Seite	West-Seite
tiefste Arolec-Schuppe	—
tiefer Arolec-Schuppe	tiefer Barma-Schuppe
höhere Arolec-Schuppe	mittlere Barma-Schuppe
Cottier-Schuppe	—
Tônette-Schuppe	obere Barma-Schuppe
—	tiefer Bordon-Schuppe
—	höhere Bordon-Schuppen
	Fâche-Schuppe
	tiefer Bordon-Schuppe

Die vermutliche Beheimatung der Sedimente der Schuppenzone von Zinal wurde bereits diskutiert [vgl. S. 204]. Die faziellen Differenzen zwischen der von R. STAUB (1952) und ELLENBERGER (1952) neu aufgegliederten schieferarmen Barrhornserie (Trias bis Kreideflysch) und den reinen Bündnerschiefer-/Ophiolithmassen des vorliegenden Gebietes sind sehr gross. Mit R. STAUB nehmen wir ihre Beheimatung weiter im Innern des penninischen Raumes, im Hangenden der Monte Rosa-Gneise an, wo in der Schuppenzone des Gornergrates alles Höhere als Trias meist fehlt. Diese höheren Schichtglieder [Bündnerschiefer und Ophiolith] können somit wohl in nördlichere Gebiete abgeschert worden sein [R. STAUB (1937, 1942)].

### III. DIE TRACUIT-ZONE

#### Einleitung

Es zeigte sich, dass die grosse Bündnerschiefer-/Ophiolithmasse der Garde de Bordon weder als der Mischabel-Decke, noch dem Hochpenninikum zugehörendes Element zu betrachten ist. Der schmale Saum an der Basis der Dent Blanche-Masse aber, der von Zermatt über den Talhintergrund von Turtmann, Zinal, Moiry und weiter bis nach Chanrion im Val de Bagnes verfolgt werden kann, darf weiter dem Hochpenninikum zugeordnet werden (R. STAUB 1936, 1942, 1952).

Diese hochpenninische Zone, unsere Tracuit-Zone, weist im östlichen Untersuchungsabschnitt eine noch relativ gut erhaltene Sedimentserie mit kontaktmetamorphen Radiolariten auf [vgl. S. 187]. Trias ist nur im Gebiet der nördlichen Diablons und im E über Zinal an der Basis der Tracuit-Zone erhalten [vgl. S. 172]. Die Tracuit-Zone erreicht im Gebiet der gleichnamigen Alp eine bedeutende Mächtigkeit. Die kompliziert gebaute Einfaltung des Hochpenninikums in die Basis der Dent Blanche-Decke schützte die höheren Glieder der Sedimentserie und einen grossen Ophiolith-Komplex vor der Abscherung unter dem vorstossenden „*traîneau écraseur*“ der Dent Blanche-Decke.

Im W am Col de la Lé ist die tektonische Beanspruchung der Tracuit-Zone im Liegenden der Dent Blanche-Decke so gross, dass nur noch ein Rest von völlig ausgewalzten Grünschiefern und nicht mehr gliederbaren Bündnerschiefern vorliegt. Die messerscharfe Schubfläche [vgl. Fig. 9] der Dent Blanche-Deckenbasis in diesem Pass wurde bereits 1855 von GIRARD in einem Profil gezeichnet.

#### 1. Das Gebiet der nordwestlichen Diablons

[vgl. Taf. XI]

Von den obersten Triaslinsen der Felsinsel im Turtmanngletscher (Pkt. 2913,4) zieht sich die Basis der Tracuit-Zone in immer wieder abreissenden Linsen gegen Pkt. 3033 [südlich der Frilihörner]. Von dort gegen W lässt sich die Trias zusammenhängend bis vor den Hängegletscher des NW-Grates der Diablons verfolgen. Am Grat selbst ist die Basis der Zone unterhalb Pkt. 3143 den Bündnerschiefern der Sorebois-Serie überschoben.

Dieser Verlauf der Basis der Tracuit-Zone stimmt mit der Auffassung von ITEN (1949) überein, steht aber im Gegensatz zu den Ausführungen von GÖKSU (1947), der die Basis seiner hochpenninischen Frilihornserie tiefer annimmt. Dieser Auffassung können wir nicht beipflichten. Schon nach faziellen Gesichtspunkten müssen die Bündnerschiefer des Frilihorns abgetrennt werden. Im übrigen geht der Verlauf, wie er oben gezeigt wurde, schon aus den Aufnahmen ARGANDS hervor.

Das Profil am NW-Grat der Diablons [S. 185] zeigte eine Bündnerschiefer-abfolge, die weitgehend mit derjenigen der Alpe Tracuit/Combautanna übereinstimmt. Hier jedoch befindet sich die Hauptmasse der Grünschiefer unmittelbar im Liegenden der Dent Blanche-Decke, während im S die ophiolithischen Einschaltungen die Bündnerschiefer durchschwärmten.

Eine scharfe Überschiebungsfläche der Dent Blanche-Decke wie am Col de la Lé ist nicht bekannt, da sich die Basisfläche entweder unter dem Eis oder unter grobem Blockschutt befindet. Aus der Ferne dagegen ist der Unterschied zwischen dem dunklen Grünschieferschutt und den hellen Schuttmassen der darüberliegenden Chloritgneise der Arolla-Serie bemerkbar. Die Obergrenze der Tracuit-Zone tritt so dennoch in Erscheinung. Die Mächtigkeit der Zone beträgt hier rund 250 m. Das Streichen ist aus der nördlich herrschenden WE-Richtung leicht nach SE abgedreht. Das Fallen ist mit 16–18° SSW ruhig.

Die Triasbasis der Tracuit-Zone ist gegen S nur noch in der Arolec- und der Cottier-Runse bekannt [vgl. S. 173]. Die Bündnerschiefer-Mächtigkeit ist geringer, bereits sind schmale Grünschieferzüge eingeschaltet. Der ophiolithische Hauptkomplex im oberen Teil der Zone ist mächtig entwickelt. Die Grenze zur Dent Blanche-Decke ist auch hier nicht als scharfe Überschiebungsfläche ausgebildet, sondern es zeigt sich das bekannte Bild einer innigen Verschuppung der Dent Blanche-Basis mit deren mesozoischer Unterlage [GÜLLER 1947, BEARTH 1953 und ITEN 1949 aus dem E; DIEHL 1938 aus dem Val d'Ollomont].

## 2. *Der Bau der Alpe de Tracuit* [vgl. Taf. XI]

### a) Die Entwicklung von Dent Blanche-Kristallin über der Alpe La Bourica

Von der Cottier-Runse lassen sich die Bündnerschiefer-/Grüngesteinsabfolgen bis zum Dent Blanche-Kristallin gegen S weiterverfolgen. Die Trias-Basis der Tracuit-Zone verschwindet endgültig und keilt vermutlich sehr bald aus. Südlich La Bourica ist von einem Wildbach erneut ein gut zusammenhängendes Profil freigelegt, in welchem sich aber keine weiteren Spuren von triadischen Gesteinen feststellen lassen.

Ein Querschnitt senkrecht über La Bourica bis zum S-Grat der Diablons zeigt erstaunlicherweise über den stark laminierten, rund 200 m mächtigen chloritreichen Gneisen der Dent Blanche-Decke bei Pkt. 2708 erneut eine Abfolge von Bündnerschiefern und Ophiolithen. Dieses Auftreten von Mesozoikum über beträchtlich mächtigem Kristallin legte die Vermutung nahe, dass dasselbe als Einwicklungskeil der Dent Blanche-Decke aufzufassen sei. Der Oberbau des S-Grates der Diablons ergab weitere Anhaltspunkte, die auf die Existenz eines vom Hauptgipfel Les Diablons weit nach S zurückgreifenden, basalen Kristallinlappens der Dent Blanche-Decke hinwiesen [vgl. Fig. 10 und Taf. XI]. Am genannten Grat weist der mesozoische Zug über dem Kristallin ein sich nordwärts stetig akzentuierendes SSW-Fallen auf. Auf Kote 3060 erreicht er die Gratlinie (südlich der kristallinen Felsbastion Pkt. 3236) und sticht mit 52° SSW steil aus. Seine brekziöse Unterlage liegt mit einer Schubfläche dem mylonitisierten Dent Blanche-Kristallin auf [vgl. Fig. 7]. Damit ergibt sich die eigenartige Tatsache, dass hier die mesozoische Unterlage der Dent Blanche-Decke selbst scharf übergeschoben ist. Die Bündnerschiefer-/Grüngesteinsabfolge trägt über sich die charak-

teristischen Gabbros, wie sie auch auf der Alpe de Tracuit als grösserer Komplex anstehen. Der weitere Verlauf dieses Einwicklungskeiles gegen S ins Gebiet der Alpe Combautanna konnte ebenfalls abgeklärt werden.

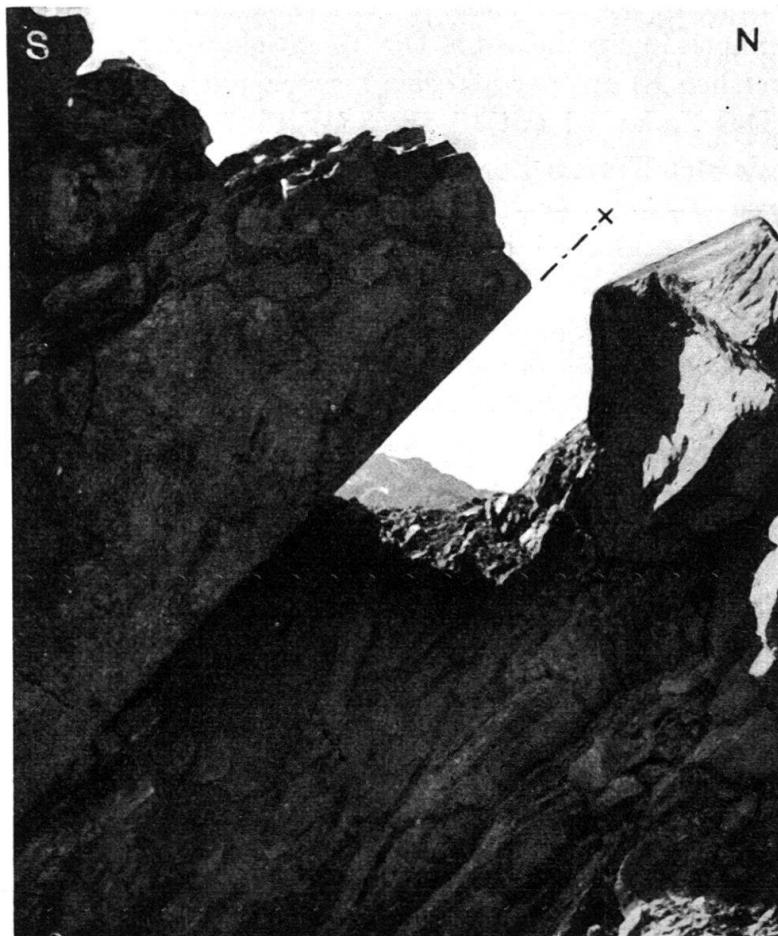


Fig. 7. Aufschiebung der Tracuit-Zone über den Einwicklungskeil der Dent Blanche-Decke am S-Grat der Diablons. Unter Pkt. 3236 [Kote 3036].

Links Grünschieferkomplex mit Bündnerschiefern und Marmorlinsen. An dessen Basis: 2-3 m mächtige tektonische Brekzie. Unter der Schubfläche: mylonitisiertes Kristallin.

### b) Die Störungen von Combautanna

Gegen die untere Alpe Combautanna nimmt die Mächtigkeit des eingewickelten Kristallinlappens ständig ab. Auf der Höhe des ins Haupttal ausmündenden Taltorsos, in welchem sich der Glacier de Bonnard befindet (S-Gletscher der Diablons, heute nur noch Toteis mit grossen Schuttmassen bedeckt), splittert der Kristallin-keil südwärts auf. Mesozoische Züge greifen von unten her (Combautanna) tief in diesen Keil ein.

Ein Profil in einer südlichen Seitenrunse der alten Entwässerungsrinne des Glacier de Bonnard zeigt von unten nach oben: Kristallin, Prasinite, Kristallin, Bündnerschiefer, Kristallin, Grünschiefer. Der Bündnerschieferzug kann innerhalb des Kristallins rund 200 m gegen N verfolgt werden.

Unterhalb des W-Abbruches des Combautanna-Grates keilen dann die einzelnen Kristallinlamellen rasch aus. Der höchste, über dem Kristallin liegende Grünschieferzug biegt rund 150 m weiter südlich des letzten Kristallinaufschlusses aus seinem 5–8° SSW-Fallen plötzlich scharf gegen oben zurück und bildet dadurch ein gegen SSW schauendes, geschlossenes Scharnier [vgl. Fig. 8]. Die umgebenden

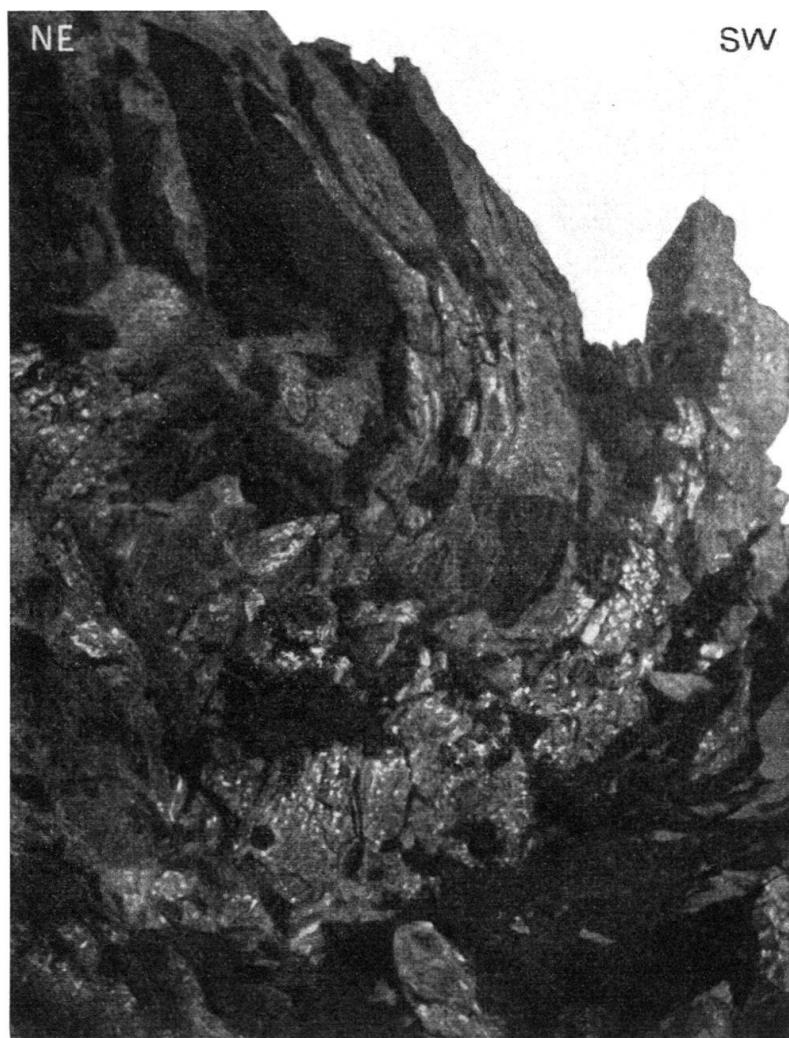


Fig. 8. Nach NE zurückbiegender Grünschieferzug der Tracuit-Zone. Unter Pkt. 2749,7 der Alpe Combautanna.

Bündnerschiefer sind als plastische Masse völlig tektonisiert. Die ausgedehnte, darüberfolgende Quartärüberdeckung hindert hier eine genauere Einsichtnahme. Südlich davon lassen Bewegungshorizonte vermuten, dass die höheren Bündnerschiefer mit ihren Grünschiefern und den Gabbros von Combautanna die Zone des südwärts auskeilenden Kristallins überfahren. Die tieferen Grünschiefer-/Bündnerschieferzüge der Tracuit-Zone sind in demselben Querschnitt in ihrem Verlauf aufgestaucht und ziehen in der Folge in beinahe horizontaler Lage in den Mittelbau des Roc de la Vache [vgl. Taf. X und XI].

Der vom Hauptgipfel der Diablons nach S zurückgreifende Kristallinzug stellt damit tatsächlich einen Einwicklungskeil dar. Diese tektonische Erscheinung ist auch aus dem bündnerischen Äquivalent der Dent Blanche-Masse, aus der Basis der Err-Bernina-Decke seit langem bekannt [Tektonische Karte der Berninagruppe von R. STAUB 1946].

c) Die Aufschürfung und Einfaltung der Tracuit-Zone in die Basis der Dent Blanche-Decke im Gebiet der Alpe de Tracuit

In engstem Zusammenhang mit der Entwicklung von Dent Blanche-Kristallin über La Bourica/Combautanna/S-Grat der Diablons stehen die Querstörungen der oberen Alpe de Tracuit. Bereits in der Dent Blanche-Karte von ARGAND (1908) sind querlaufende Strukturen im Raum der Crête de Milon zur Darstellung gelangt. Auf eine umfassendere Bedeutung dieser Störungen wurde von HERMANN (1913) hingewiesen:

„Les trois accidents transversaux de la nappe de la Dent Blanche au Besso et le long de la Crête de Milon, indiqués par M. ARGAND, se répercutent d'une façon moins profonde à la surface de la nappe du Grand St. Bernard, d'importance vers le nord, dirigées, bien qu'elles ne paraissent pas se propager en ligne droite, à peu près SSE-NNW“.

Es erweist sich als zweckmässig, zunächst die Grenze zwischen Tracuit-Zone und der Dent Blanche-Basis zu verfolgen, da in diesem Gebiet der Verlauf der Basis der Zone durch das Fehlen triadischer Sedimente unklar ist.

Von der E-Seite des S-Grates der Diablons zieht sich die Basis der Dent Blanche-Decke zur gegenüberliegenden W-Flanke der südlichen Diablons [vgl. Fig. 10]. Sie steigt gegen SE zum Seitengrat der Diablons auf, der von Pkt. 3405 zur mittleren Alpe de Tracuit führt, dort mit zackigen Felstürmen endet und deshalb als Turmrat bezeichnet wird. In einem weiten Halbkreis zieht sich in der Folge die Basis der Dent Blanche-Decke von Kote 3240 auf dem Turmrat gegen den Col de Tracuit (Pkt. 3228). Sie taucht darauf steil in die Tiefe in Richtung auf Pkt. 2803, der senkrecht unter dem Gipfel des genannten Berges liegt, indem sie die W-Flanke der Tête de Milon schief schneidet. Über diesem Pkt. 2803 ist in der Basis der Dent Blanche-Decke ein scharf ausgebildetes, gegen SW gerichtetes Muldenscharnier sichtbar. Das Kristallin biegt in NE-Richtung gegen oben zurück und bildet so anschliessend ein Scheitelscharnier. Es ist nach NE gerichtet und schliesst ein überkipptes Gewölbe von mesozoischen Gesteinen der Tracuit-Zone ein [vgl. ARGAND 1908].

Unmittelbar südlich folgt ein weit mächtigeres Gewölbe [Querstörung der Crête de Milon (ARGAND und HERMANN)]. Der Kern dieser querlaufenden Einfaltung besteht aus Serpentin, dessen randliche Kontakterscheinungen zum Teil an sicheren Bündnerschiefern die mesozoische Natur des Komplexes beweisen [vgl. S. 199].

Das umhüllende Dent Blanche-Kristallin ist hier zum grossen Teil der Erosion zum Opfer gefallen. Neue Aufschlüsse im Gebiet des rapid zurückgehenden Weisshorn-S-Gletschers zeigen jedoch gut die direkten Zusammenhänge zwischen Tête de Milon und Pointe d'Ar Pitetta. Wir haben darauf zurückzukommen [vgl. S. 230].

Die Dent Blanche-Basis verläuft vom genannten Pass zum W-Ende des L'Ar Pitetta-Grates entlang dem N-Absturz der Pointe d'Ar Pitetta. Auf Kote 2620

über dem Gipfel des Roc de la Vache ist erneut der Kontakt zwischen Dent Blanche-Kristallin und mesozoischen Gesteinen aufgeschlossen.

Der eben umrissene Verlauf der Dent Blanche-Deckenbasis im Gebiet der Alpe de Tracuit zeigt, dass deren mesozoische Unterlage kompliziert und eng mit der unruhigen Tektonik der Unterfläche des mächtigen Überschiebungsschlittens „verbunden“ ist [vgl. Taf. XI].

Kehren wir nochmals zur Beschreibung der Tracuit-Zone zurück.

Die heutige räumliche Verteilung der auf ursprüngliche Gabbros zurückzuführenden Gesteine ist aufschlussreich. Wie ausgeführt, ist die Mannigfaltigkeit der heute vorliegenden Gesteinstypen sehr gross [vgl. S. 192f.]. Von Interesse sind vor allem die randlichen Bildungen, die entweder als Prasinit – ursprüngliche feinkörnige Gabbros in den Randzonen – oder als Flasergabbros, bei extrem starker Beanspruchung als Gabbrophylonite (BEARTH 1953) vorliegen können. Während in unmittelbarer Nähe der Dent Blanche-Überschiebungsmasse „alle“ Gesteinstypen des Gabbro-Komplexes vertreten sein können, so sind im Gebiet der Alpe Combautanna hauptsächlich Prasinit zu beobachten, die z. T. nicht als einfach verschieferete Gabbros aufgefasst werden können, sondern – ihre Reliktstrukturen weisen darauf hin – als ursprüngliche Diabase zu bezeichnen sind. Als solche kann es sich um feinkörnige Randbildungen des gabbroiden Körpers handeln. Dadurch ergab sich eine gewisse Aufgliederung des gabbroiden Komplexes, indem die genannten Prasiniten nicht innerhalb des Gabbrokörpers entstanden sein können, sondern tektonisch eingeschuppte Elemente darstellen.

Am Turmrat können stellenweise Gabbrophylonite in direktem Kontakt mit der Dent Blanche-Deckenbasis stehen. Diese liegt nicht als scharfe Trennungsfläche vor, sondern bildet eine steil SSW einfallende Schubflächenschar, welche keine genaue Abgrenzung erlaubt. Auf der E-Seite des Turmrates bildet erneut ein Prasinitkomplex, der genetisch mit dem gabbroiden Körper verbunden zu sein scheint, den Kontakt zur Dent Blanche-Basis. Diese Prasiniten zeichnen sich durch reichliche Karbonatführung aus. Teilweise sind es Übergangstypen zu Bündnerschiefern, wobei deren Charakter noch gewahrt sein kann, teilweise sind dieselben vollständig metamorph und liegen als serizitreiche, unter Umständen sogar noch kohliges Pigment führende Kontaktmarmore vor [vgl. S. 195].

Bei diesen Gesteinen handelt es sich vermutlich um die Typen, die ARGAND (1908) als „lentilles de marbres blancs, jaunes ou gris, sériciteux et d'habitus triasique“ bezeichnet, und die er als Glied des Mittelschenkels der Dent Blanche-Decke betrachtete.

Auf der E-Seite des Turmrates weichen die Gabbros brüsk in südlicher Richtung zurück. Die Stelle befindet sich über Kote 3060, die der Weg zur Tracuit-Hütte (SAC) im Aufstieg gegen den Pass schneidet [vgl. ARGAND 1908].

Der N-Rand des gabbroiden Körpers stellt so ein gegen NNE ausgreifendes Gewölbe dar. Die Achse desselben streicht in ESE-Richtung gegen die Tracuit-Hütte. Der Verlauf der Dent Blanche-Deckenbasis vom Col de Tracuit gegen S in den Unterbau der Tête de Milon (gegen Pkt. 2803) zeigt also die im SE beinahe senkrecht zum Streichen angeschnittene, kristalline Umhüllung dieses Gewölbes. Dabei erkennen wir in diesem natürlichen Querschnitt gut die randlichen Prasiniten, die über den Gabbros und unter der Dent Blanche-Basis liegen.

Am Col de Tracuit erlaubt eine Schar von steil SSW fallenden Bewegungsflächen die genaue Abgrenzung der Tracuit-Zone gegen die Dent Blanche-Basis ebenfalls nicht.

Eine typische Erscheinung ist die starke Vererzung dieser Bewegungshorizonte. Es handelt sich um brekzienartige, meist grössere Rutschspiegel aufweisende, violette Gesteine. Brocken

des randlichsten Arolla-Kristallins schwimmen in einer Hämatit-reichen Grundmasse. Nach mündlicher Mitteilung konnten analoge Gesteinstypen von HAGEN im Talhintergrund von Arolla ebenfalls in gleicher Position gefunden werden.

Der E-Absturz der Diablons gegen den mittleren Turtmanngletscher lässt die bisher bereits festgestellten Strukturen dieses Gebietes auch höher im Dent Blanche-Kristallin erkennen. Die hellen Arollagneisbänder bilden, in viele Detailfalten gelegt, im Grossen ebenfalls ein gegen NNE geschlossenes Gewölbe, dessen tiefste Partien mit steilem SSW-Fallen unter dem Eis verschwinden.

Die am S-Grat der Diablons, am Turmgrat und am Col de Tracuit festgestellte Lagerung der Tracuit-Zone und der Dent Blanche-Deckenbasis zeigt gemeinsame Anhaltspunkte, die ihrerseits in engstem Zusammenhang mit der Entwicklung von Kristallin über La Bourica stehen. Wir sehen darin eine grossangelegte, gegen NNE bis NE gerichtete Einfaltung bis Einschuppung von mesozoischen Gesteinen der Tracuit-Zone in die Basis der Dent Blanche-Decke. Sie ist am S-Grat und am Turmgrat der Diablons nur noch in geringen Resten, am Col de Tracuit/Tête de Milon jedoch noch vollständig erhalten.

Die Tektonik des südwärts anschliessenden Gebietes bestätigt den bisher beschriebenen Bau der Tracuit-Zone. Zwei weitere Störungen befinden sich unterhalb der Tête de Milon und im Gebiet der Crête de Milon. Mesozoikum ist ein erstes Mal in die Basis der Dent Blanche-Decke über Pkt. 2803 im W-Absturz der Tête de Milon eingefaltet, dessen axiale Fortsetzung gegen NW über die mittlere Alpe de Tracuit gegen Combautanna leicht zu beobachten ist. Bereits früher wurde auf die Prasinitzüge aufmerksam gemacht, die nicht in ursprünglichem Kontakt mit dem Gabbrokörper stehen [vgl. S. 229]. In der erwähnten axialen Fortsetzung nach NW steht ein aufbrechender Prasinitzug an, der von Pkt. 2803 über Pkt. 2794 gegen Pkt. 2749 am Combautanna-Grat in den Gabbros verläuft [vgl. Taf. X]. Der W-Abbruch dieses Grates stellt ausserdem ein Querprofil zur Faltenachse dar und zeigt dadurch nicht mehr eine einfache Falte, wie in der Basis der Tête de Milon, sondern eine faltenartige Vorschleppung von Prasiniten innerhalb des gabbroiden Komplexes entlang einer basalen Schubfläche.

Die südlichste, wieder mächtiger entwickelte Auffaltung in die Basis der Dent Blanche-Decke ist die durch ARGAND bekanntgewordene Querstörung der Crête de Milon. Vom Grat nach NW ist der grösse Teil dieser Auffaltung der Erosion zum Opfer gefallen. Nur die Umhüllung des SW-Schenkels ist in Form der kristallinen L'Ar Pitetta-Masse noch vorhanden. Im Kern der Störung ist an der Crête de Milon ein mächtig entwickelter Serpentinkomplex erhalten, im Gebiet von Combautanna aber nur noch die ursprünglich viel tiefer unter dem Serpentin gelegenen Gesteine. Gerade an dieser Stelle treten die wichtigsten kontaktmetamorphen Gesteine im Bereich der Prasiniten auf. Schon in den Randzonen des Milon-Serpentins wurden zahlreiche Erscheinungen der Kontaktmetamorphose an den Sedimenten festgestellt [vgl. S. 199].

In diesem Zusammenhang erwähnen wir die Streichrichtungen des Dent Blanche-Kristallins im Gebiet der Pointe d'Ar Pitetta. Der West- und teilweise der Südbau dieses Berges weisen ein strenges SE-NW-Streichen auf. Das SW-liche Fallen der Gneisplatten akzentuiert sich im Südgrat bedeutend, fast flexurartig – zwischen 70–80° – unter gleichzeitigem Abdrehen der

Streichrichtung gegen ESE. Die frischen Aufschlüsse des Weisshorngletschers zeigen den Verlauf der Kristallinzüge in Richtung auf die Basis des Grand Gendarme des Weisshorn-N-Grates. Das S- bis SSW-Fallen ist sehr steil, teilweise senkrecht [vgl. Taf. X].

Es muss noch kurz auf den vermutlichen Verlauf der Basis der Tracuit-Zone eingegangen werden. Vom südlichsten Triasaufschluss der Zone in der obersten Cottier-Runse lässt sich die Basis in ihrem Verlauf gegen den Talhintergrund von Zinal nicht mehr sicher verfolgen. Gemäss den Profilen im Gebiet der Alpe Combautanna und dem Mittelbau des Roc de la Vache kann die Untergrenze der Tracuit-Zone nicht als einheitliche und scharfe Überschiebungsfläche über die liegende Tônette-Schuppe der Zone von Zinal aufgefasst werden. Die Basis ist dagegen in verschiedene Schubspäne, welche in NNE-Richtung aufsteigen, aufgeschürft. Trotz der Detailkartierung konnten aber nirgends beweisende Triasreste gefunden werden. Vermutlich wurde die Trias bereits vor der endgültigen „mise en place“ abgesichert, weist doch die Fortsetzung der Tracuit-Zone gegen W bis über das Moiry-Tal hinaus keine basale Trias mehr auf.

Nach R. STAUB (mündliche Mitteilung) wäre die basale Tracuit-Trias weiter alpeneinwärts zurückgeblieben; bloss die Masse der schistes lustrés und Ophiolithe, mit nur ganz spärlichen Triasresten, wäre im allgemeinen bis an den Aussenrand der Dent Blanche-Decke vorgesichert worden.

### *3. Die Tracuit-Zone südlich des Roc de la Vache und deren weiterer Verlauf gegen W ins Val de Moiry*

[vgl. Taf. XI und Taf. XII]

Südlich der ausgedehnten Komplikationen des Gebietes zwischen Les Diablon-Tête de Milon–Pointe d'Ar Pitetta fehlen Einfaltungen in der Basis der Dent Blanche-Decke. Dafür ist diese stellenweise stark verschuppt mit den obersten Tracuit-Elementen, und die Zone verliert in südlicher Richtung immer mehr an Mächtigkeit.

Vom Roc de la Vache über Tsidijore de la Vatsa gegen die Alpe L'Ar Pitetta absteigend erkennt man an der Basis des L'Ar Pitetta-Kristallins zwei grössere Einschuppungen mesozoischer Prasinit in die Dent Blanche-Unterfläche. Es handelt sich dabei um Elemente der Tracuit-Zone, die entlang Scherflächen im Dent Blanche-Kristallin nach N vorgesleppt sind [vgl. Taf. XI].

Die vermutliche Basis der Tracuit-Zone – da Trias in diesem Gebiet fehlt, musste die Gliederung von Combautanna übernommen werden – erreicht den Talgrund im Bereich der Stirnmoränen des Glacier de Zinal hinter Vichiesso (Maximalstadium von 1850). Gegen das heutige Gletschertor, das direkt unter Petit Mountet liegt, ist der weitere Verlauf der Tracuit-Basis unsicher, da Aufschlüsse fehlen. Die Bündnerschiefer der Alpe L'Ar Pitetta dagegen können bis ca. 200 m südlich Pkt. 1906 in dem vom Gletscher freigegebenen Gebiet beobachtet werden. Ebenfalls neue Aufschlüsse zeigen aber, wenig unter dem Gletschertor, dass die L'Ar Pitetta-Masse östlich des Tales rasch radikal vorgreift. Dieses Vorgreifen des Dent Blanche-Kristallins steht in auffallendem Gegensatz zum Verlauf der Dent Blanche-Basis im Westen des Tales.

Gegen W zieht die Tracuit-Zone nur noch als schmalster Saum unmittelbar der Dent Blanche-Basis folgend zum Fusse des N-Absturzes der Pigne de la Lé. Sie schneidet die westliche Talflanke direkt unter Petit Mountet schief.

Die von ARGAND (1908) kartierte, fingerartige Einfaltung eines schmalen Grünschieferzuges in die Dent Blanche-Decke am N-Pfeiler des Besso konnte nicht bestätigt werden. Es zeigte sich, dass der fragliche Zug zur Dent Blanche-Decke selbst gehört und Gesteinstypen aufweist, die grösstenteils als Paraschiefer der Dent Blanche-Masse zu bezeichnen sind, aber nicht zur Tracuit-Zone gehören. Gleiche Gesteinsvergesellschaftungen von Para-Charakter, deren typische Begleiter stellenweise die alten Gabbros der Dent Blanche-Decke sind, konnten am Col du Pigne, in der Felsinsel im Rothorngletscher, am Fuss des W-Abbruches des Schallihornes und im Gipfel- aufbau der Diablons gefunden werden.

Die Tektonik der Tracuit-Zone in der unteren und mittleren Alpe de la Lé ist nicht bekannt. Grosse quartäre Schuttmassen geben nur den steilen N-Aufschwung der Pigne de la Lé dem Studium frei, der aber ausschliesslich aus Dent Blanche-Gesteinen besteht. Ein einzelner Bündnerschieferaufschluss am Fusse der



Fig. 9. Dent Blanche-Überschiebung am Col de la Lé. Links: Kristallin der Dent Blanche-Basis. Mitte: Heller Prasinitzug der Tracuit-Zone [Hammer]. Rechts: folgen unmittelbar Bündner- schiefer unsicherer Herkunft.

N-Wand dieses Berges zeigt jedoch ein weites südöstliches Vorgreifen der höheren Bordonschuppen der Zone von Zinal, welches mit der besprochenen Querstörung im Zusammenhang steht [vgl. S. 212].

Erst kurz vor dem brüsken Aufstieg zum Col de la Lé findet sich ein nach NW vorgreifender Zug von Gabbros und Serpentinen inmitten der Bündnerschiefer der höheren Bordon-Schuppen, der nur der Tracuit-Zone angehören kann. Seine Stellung wird durch die Tektonik der Dent Blanche-Basis und der Tracuit-Zone auf der Moiry-Seite der Aiguilles de la Lé verständlich. Bereits in der Karte von ARGAND findet sich in der W-Wand der Aiguilles de la Lé ein nach NW gerichtetes Faltenscharnier in der Basis der Dent Blanche-Decke. Senkrecht unter dem Gipfel Pkt. 3180 konnte auf Kote 2800 der Moiry-Seite der Aiguilles de la Lé eine weitere Verfaltung der Deckenbasis gefunden werden, die bereits in eine Verschuppung übergeht. Schon bei der Besprechung der höheren Bündnerschiefer-Schuppen der Garde de Bordon wurde auf das Axialgefälle der querverlaufenden Detailfältelung in SE-Richtung hingewiesen. Dieselbe Erscheinung liegt auch im Bereich der Tracuit-Zone und der Dent Blanche-Deckenbasis der Aiguilles de la Lé vor. Es scheint ein unmittelbarer Zusammenhang zwischen dieser Verschuppung und dem Vorstossen der Gabbros und Serpentine im Gebiet der oberen Alpe de la Lé zu bestehen. Hauptsächlich Serpentine sind denn auch in der W-Falte der Aiguilles de la Lé die wichtigsten Vertreter der Tracuit-Zone.

Am Col de la Lé liegt die Tracuit-Zone nur noch in Form von zwei vollständig ausgewalzten Grünschieferscherben vor, die durch Bündnerschiefer unsicherer Herkunft getrennt werden. Die messerscharfe Überschiebungsfläche der Dent Blanche-Decke, die den höheren, nur noch 1 m mächtigen Grünschieferzug überfährt, ist ein prächtiger Zeuge der Wucht des ostalpinen „trainéau écraseur“, der Dent Blanche-Decke [vgl. Fig. 9].

#### 4. Diskussion und zusammenfassende Bemerkungen zur Tektonik der Tracuit-Zone

Die Tracuit-Zone ist am Aufbau des Untersuchungsgebietes ganz unterschiedlich beteiligt. Während die Zone im E, im Gebiet der Diablons/Alpe de Tracuit beträchtlich entwickelt ist, teilweise sogar ihre triadische Basis noch aufweist, liegen im Gebiet der Aiguilles de la Lé nur noch verschwindende Überreste derselben vor.

Die Auffassung von R. STAUB, wonach die Hühnerknubel-Serie s. str. von Zermatt her nur als ein schmaler, aber doch bis ins Val de Bagnes verfolgbarer Saum im unmittelbar Liegenden der Dent Blanche-Überschiebungsfläche zu erkennen sei, bestätigte sich in unserem Gebiet. Die für die genannte Serie außergewöhnlichen Komplikationen im Gebiet der Alpe de Tracuit stellt eine Ausnahme dar, die durch sekundäre Verfaltungen von Decke und Basis zustande gekommen ist.

Die Erscheinung muss in erster Linie auf die querlaufenden, bereits von ARGAND erkannten Störungen zurückgeführt werden, welche die Tektonik der Dent Blanche-Decke und der Tracuit-Zone in diesem Gebiet eng miteinander verbinden und direkt beherrschen. Dieselben sind nicht nur für die Dent Blanche-Deckenbasis und die Tracuit-Zone, sondern auch für die Schuppenzone von Zinal und den

Mischabel-Deckenrücken von grösster Bedeutung. Das extrem starke Ausdünnen der Tracuit-Zone im Gebiet der Montagne de la Lé ist wohl gleichfalls in engstem Zusammenhang mit den ARGANDSchen „accidents transversaux“ zu verstehen. Dieselben finden ihre eindrückliche Bestätigung im brüsken Auskeilen der gewal-

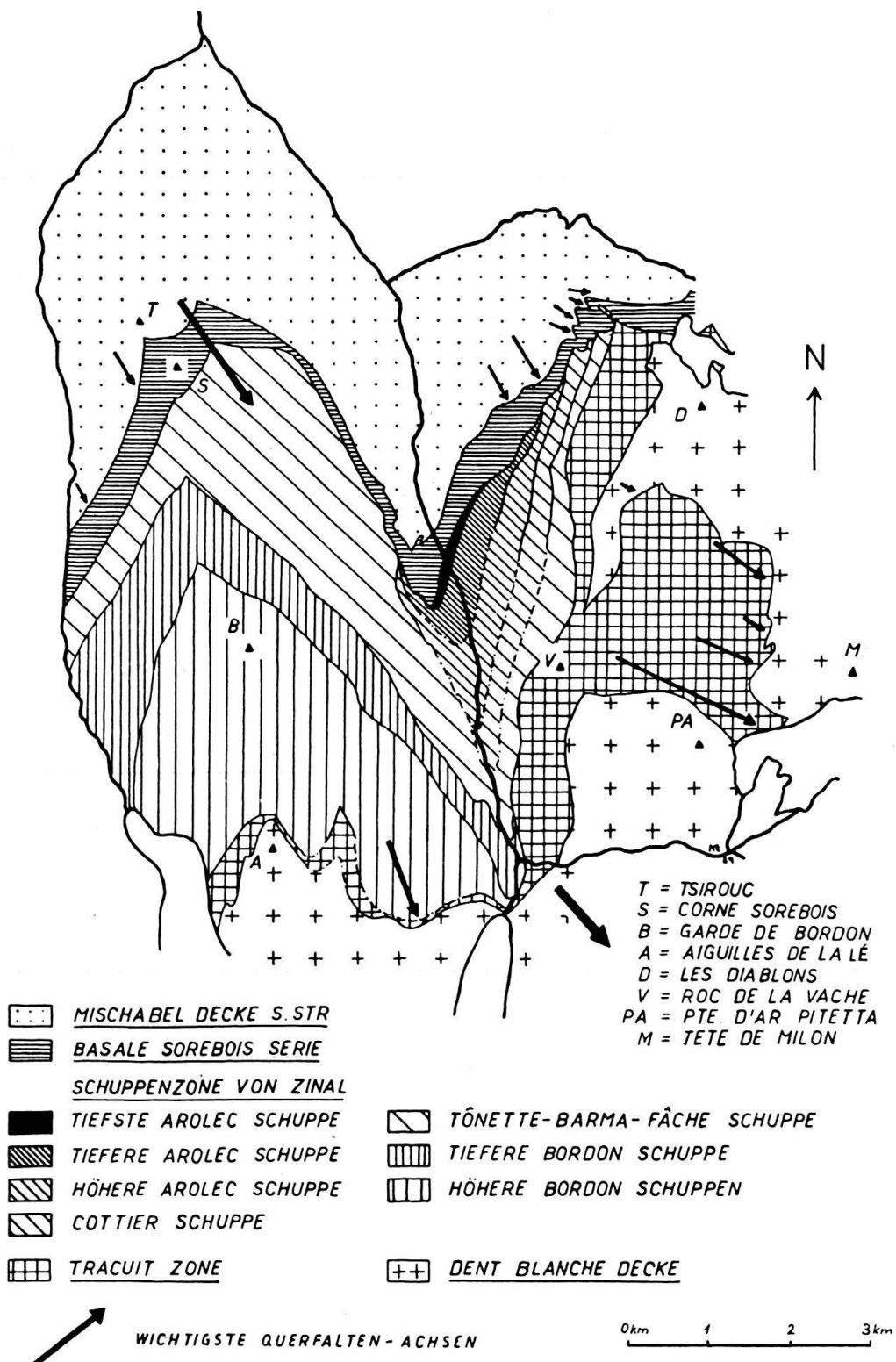


Fig. 10. Tektonische Skizze 1:100000 der Berge im Gebiet Val de Zinal-Val de Moiry.

tigen Bündnerschiefer-/Ophiolith-Massen der Garde de Bordon in SE-Richtung, der verschürften Tracuit-Zone und der in diesem Gebiet sich steil aufbäumenden Dent Blanche-Überschiebungsfläche.

Die eingehende Erforschung der nördlichen Dent Blanche-Decke und der westlich und nordwestlich liegenden Gebiete der Zone du Combin wird in Zukunft die weiteren Zusammenhänge abklären.

## Résumé

### 1. Stratigraphie

Au sommet du complexe antépaléozoïque des «schistes de Casanna» de *la nappe des Mischabels* on trouve sporadiquement du Paléozoïque (Permo-Carbonifère). Les quartzites blancs du Trias inférieur sont normalement suivis par des quartzites feuilletés riches en séricites, alternant avec des schistes dolomitiques et des cornieules, l'un ou l'autre prédominant suivant l'endroit, et attribués tous au «Compiler-Niveau», ou formant peut-être déjà une couche de passage de l'Anisien lagunaire. Le Muschelkalk est représenté par des dolomies (Anisien) et des marbres (calcaire à Diplopores ?) du Ladinien. Les cornieules supérieures contenant parfois du gypse forment le Carnien. La série triasique ici peut être comparée directement à celle de la région Barrhorn-Brunegghorn et révèle de fortes ressemblances avec les séries triasiques de la Vanoise. Des couches supérieures, comme on les trouve à l'Est (Barrhorn), paraissent faire ici entièrement défaut.

Sur cette série sédimentaire de la nappe des Mischabels, en général peu puissante dans la région de Zinal, repose une série absolument étrangère: Les «schistes lustrés» assez peu métamorphosés et peu épais, appelés *série basale de Sorebois*, mais auxquels il manque toute trace de base triasique. Leur classification stratigraphique en Lias et Dogger se base sur la comparaison avec les séries mieux connues de régions analogues (Grisons, Alpes occidentales). Il est certain toutefois que cette série basale de Sorebois n'est pas équivalente au complexe de couches posttriasiques du Barrhorn. Ainsi leur domaine de sédimentation a dû se trouver plus au sud.

Par contre, dans *les écailles de la Zone de Zinal* on trouve des séries triasiques, là où celles-ci, pour des raisons tectoniques, ont été conservées à la base des écailles inférieures. Le Trias est représenté ici par les dépôts du Buntsandstein, du Compiler-Niveau, du Carnien, éventuellement même d'un Rhétien rudimentaire. Il suit des schistes lustrés qui présentent: Une succession de «calcschistes» du Lias, épais et bien développés, des brèches basales, puis des couches alternantes mais peu différenciées de schistes noirs argileux et de schistes gréseux du Dogger, et enfin, représentant le Malm, des calcaires foncés ou parfois des marbres du type «Hyänenmarmor». Là-dessous, dans les écailles supérieures de la Zone de Zinal, on trouve des couches encore plus jeunes, d'âge crétacé probablement.

La *Zone de Tracuit* (Hühnerknubel-Zone de Zermatt) présente à sa base triasique des lames minces cristallines, puis une succession de quartzites sériciteux du Trias inférieur, des marbres calcaires et dolomitiques du Muschelkalk et des cornieules supérieures à brèches, comparables aux couches de Raibl. Mais toute