Zeitschrift: Eclogae Geologicae Helvetiae

Herausgeber: Schweizerische Geologische Gesellschaft

Band: 43 (1950)

Heft: 1

Artikel: Geologische Untersuchungen in der Stirnzone der Mischabeldecke zwischen Réchy, Val d'Anniviers und Visp (Wallis)

Autor: Jäckli, Rudolf

Kapitel: B: Stratigraphie und Lithologie

DOI: https://doi.org/10.5169/seals-161304

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: 12.12.2025

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

greifende, deckentrennende Linie zwischen den Saaserzügen und der nördlichen Laquinmulde.

1936 (z. T. schon 1928 und besonders 1934 in Lit. 121) erkannte R. STAUB (Lit. 124) den unterostalpinen Charakter der Dent Blanche-Decke. Die „Zone du Combin" ARGANDS wurde zur ober- und hochpenninischen Schuppenzone. R. STAUB erkannte auch, dass zwischen den Saaserzügen und der Antronamulde keine Verbindung besteht; er fasste deshalb die Monte Rosa-Decke und die Bernharddecke zusammen zur grossen mittelpenninischen Mischabeldecke. Ein unterer Teil mit Karbonzone und Staldenerlappen entspricht dabei nach ihm der Tambodecke Bündens, ein höherer Teil, d. h. die eigentliche Bernharddecke ob der tiefen Mulde des Quarzitzuges von St. Niklaus und die Monte Rosa-Decke, entspricht der Surettadecke. Die Bündnerschieferzone Visp–Sion ist ein tiefpenninisches Element, das sich von den Simplon-Tessiner-Decken her gut gegen Westen verfolgen lässt.

1939 schloss sich BEARTH (Lit. 13) R. STAUB an, nachdem er besonders das Gebiet der Bernhardwurzel näher studiert hatte.

1946 verband ROESLI (Lit. 96) die Saaserzüge über den Weissmiesgipfel direkt mit der südlichen Laquinmulde. Er trennt somit aufs neue die Bernharddecke von der Monte Rosa-Decke und bezieht die ganze Masse der ersteren aus dem Raume zwischen der Monte Rosa- und der Dent Blanche-Decke.

BEARTH (Lit. 15) lehnt diese Auffassung ab.

Die Resultate der allerneuesten Untersuchungen in diesem so strittigen Gebiet sind noch abzuwarten.

Die **Problemstellung** für die vorliegenden Untersuchungen, die sich aus den bis jetzt genannten Arbeiten ergibt, umfasst folgende Punkte:

Als Beitrag zur Stratigraphie soll 1. der Versuch zu einer internen Gliederung der Casannaschiefer unternommen werden. 2. soll hier erstmals die Aufgabe bearbeitet werden, die Quarzite und den Pontiskalk nach lithologischen Gesichtspunkten aufzugliedern. Von diesem mächtigen Sedimentkomplex muss 3. ganz besonders das Alter der Ober- und Untergrenze diskutiert werden. Abzuklären bleibt 4. die immer wiederkehrende Frage nach der Lagerung (verkehrt oder normal) der mächtigen Trias im untern Val d'Anniviers.

Nicht minder gross sind die Aufgaben in bezug auf die Tektonik. Von einer tektonischen Gliederung der Triaszonen des unteren Val d'Anniviers ausgehend, soll 1. der Bau der Stirnzone der Mischabeldecke untersucht werden, 2. muss im östlichen Teil des untersuchten Gebietes die Grenze zwischen tief- und mittelpenninischen Bündnerschiefern festgelegt werden.

Diese naheliegenden Probleme sollen in der vorliegenden Arbeit ihrer Lösung ein Stück näher gebracht werden.

B. Stratigraphie und Lithologie

I. DIE KRISTALLINEN SCHIEFER

Vor wenigen Jahren wurden die Casannaschiefer eines grossen Teils des vorliegenden Untersuchungsgebietes von SIGG (Lit. 109) beschrieben. Andere Autoren, wie GÖKSU (Lit. 56), HALM (Lit. 61) und GILLIÉRON (Lit. 54), haben das Kristallin eng benachbarter Gebiete bearbeitet. Die Ergebnisse der genannten Autoren stimmen miteinander gut überein und werden in diesem Sektor der nördlichen Mischabeldecke mit Vorteil als Grundlage für weitere Untersuchungen benützt.

Zur Nomenklatur möchte ich in Anlehnung an R. STAUB vorschlagen, den Begriff „Casannaschiefer" nicht mehr in dem umfassenden Sinne, wie ihn GERLACH im Wallis für den gesamten Gesteinsinhalt des heutigen kristallinen Deckenkerns verwendet hat, zu gebrauchen. Die genauere Begriffsbegrenzung wird weiter unten folgen.

1. Die Randagneise

Im mittleren Mattertal, unterhalb Randa, zeigen die Talflanken bis weit hinauf einen hellen, massigen Augengneis, den schon ARGAND (Lit. 12) „le cœur orthogneissique" seiner Bernharddecke genannt hat. Im Norden — gegen Osten und besonders gegen Westen — löst sich diese Masse in einzelne Züge auf. Die merkwürdige intrakristalline Struktur tritt deutlich im Kartenbilde (Lit. 171) zutage; ihr Ursprung wird weiter unten diskutiert werden.

Im Raume zwischen Visp und Turtmann können wir drei Augengneisbänder unterscheiden (Index 1 auf Tafel III); zwei in der mittleren Stirnzone der Mischabeldecke, eines in der Basis der höheren Stirnzone. Die Verbindung dieser Gesteine mit den Augengneisen von Randa scheint gesichert. Ausserdem wurden noch zwei im folgenden genannte Vorkommen gefunden, deren direkter Zusammenhang mit den erwähnten Augengneiszügen nicht sicher nachgewiesen werden kann:

Am NE-Grat des Borterhorns (1 km NE der Bella Tola) bilden grünliche, grobe Augengneise eine grössere Masse. Im Mikroskop zeigt sich folgendes Bild:

Quarz: in Bändern und Linsen.
Orthoklas: perthitisch entmischt und stark serizitisiert, bis 4 cm grosse Kristalle bildend.
Plagioklas: Albit, einschlussreich.
Muskowit: in einzelnen Zügen, die lagig-lentikulare Textur bedingend.
Biotit: vereinzelte Spickel, chloritisiert.
Apatit, Zirkon, Magnetit.

Das Gestein gleicht stark den Augengneisen aus dem Gebiet zwischen Turtmann und Visp, die alle etwas glimmerreicher sind als die Gneise von Randa selbst. Kontaktwirkungen mit den umgebenden Gneisen und Glimmerschiefern der Casannaschieferserie wurden — wie auch andernorts — am Borterhorn keine festgestellt. Mit einiger Wahrscheinlichkeit kann man dieses Vorkommen mit den weiter östlich (Ergischhorn) anstehenden Augengneisen in der Basis der höheren Stirnzone in Verbindung bringen.

Ein weiteres isoliertes Vorkommen steht nördlich der Staumauer des Illsees auf ca. 2230 m Höhe an. Das Gestein erscheint makroskopisch stark verschiefert. Dunkle Gemengteile fehlen fast ganz. Ein geringer Erzgehalt färbt den ganzen Komplex intensiv bräunlich-gelb. Unter dem Mikroskop zeigt dieser Augengneis vom Illsee folgendes Bild:

Struktur: blastoporphyrisch.
Textur: schwache Schieferung.
Mikroklin: Grosse Individuen, von Quarz und Plagioklas schwach durchsetzt; auch in kleinen Kristallen, als zweite Generation vorhanden.
Plagioklas: Albit bis saurer Oligoklas.
Quarz: hauptsächlich als feinkörnige Grundmasse mit dem Plagioklas zusammen.
Serizit und wenig Chlorit: durchsetzen in flaserigen Strängen das mikroskopische Bild.
Erz und Apatit.

Es dürfte sich um einen verschieferten Granitporphyr handeln, dessen Situation jedoch vorläufig verschiedene Deutungsmöglichkeiten zulässt. Er kann zwangslos in Zusammenhang gesetzt werden mit dem höheren Augengneisband

der mittleren Stirnzone. Jedoch bestehen auch Vergleichsmöglichkeiten mit jüngerem Orthokristallin, etwa vom Typus des Rofnaporphyrs, dem er auch makroskopisch z. T. ähnlich sieht und dessen tektonischer Stellung er nach R. STAUB (Lit. 126, 131) entsprechen würde.

Was den Chemismus dieser Augengneise betrifft, sei auf W. STAUB (Lit. 141) verwiesen. Dieser Autor folgert aus den Analysen, dass es sich um Mischgesteine handelt. Die Randagneise zeigen Merkmale einer Diaphthorese, z. B. in der Chloritisierung des Biotites oder in der starken Zersetzung des Orthoklas. Durch die alpine Orogenese wurde der Mineralbestand weitgehend an die Bedingungen der Epizone angepasst (Lit. 57, 58). Das relative Alter gegenüber den Casannaschiefern und den Amphiboliten kann in diesem beschränkten Untersuchungsgebiet nicht eindeutig festgelegt werden.

Sehr interessant sind jedoch in diesem Zusammenhang neuere Arbeiten von R. STAUB (Lit. 133, 134). R. STAUB erkennt in den kristallinen Serien des alpinen Grundgebirges deutliche Analogien mit dem nordeuropäischen Präkambrium. Dem alpinen Grundgebirge kommt nach diesem Autor zum grössten Teil vorpaläozoisches Alter zu. In den Ostalpen musste das Alter der Casannaschiefer (Funde von Silurfossilien in den überlagernden Schichten) als zumindest altpaläozoisch angenommen werden. So war denn der Versuch, alpines und nordeuropäisches Grundgebirge zu vergleichen, naheliegend.

Die Zentralgneise der Alpen, zu denen auch der Randagneis zu zählen wäre, vergleicht R. STAUB mit den archaischen Gesteinen des baltischen Schildes. Der Grad der Metamorphose und der Chemismus ist in den Alpen oft das einzige Kriterium, das neben der Lagerungsform des Gesteinskomplexes uns etwas aussagen lässt über sein relatives Alter — in dem Sinne, wie es hier anzudeuten versucht wurde.

Andere Autoren fordern für einen Teil der alpinen „Zentralgneise" karbonisches oder gar jungtertiäres Alter, was allerdings bisher noch nie bewiesen werden konnte.

2. Die Casannaschiefer

So wie die Randagneise als Altkristallin eine Einheit für sich bilden, trennen wir im folgenden auch die Casannaschiefer von den darin eingelagerten Ortho-Amphiboliten und Prasiniten und von den hangenden Phylliten (jüngste Glieder der kristallinen Schiefer) ab.

Als Casannaschiefer bezeichne ich den mächtigen Komplex der metamorphen Derivate von alten, sandig-tonigen und sandig-mergeligen, z. T. konglomeratischen Sedimenten. Die Paranatur dieser epimetamorphen Gneise, Glimmerschiefer und Amphibolite ist, abgesehen von analytisch-chemischen Kriterien, schon ziemlich eindeutig durch die blastopsammitische bis blastopelitische Struktur bestimmt. In der gleichen Richtung weist die Innenstruktur der Casannaschiefer-Komplexe mit den häufigen, unvermittelten Übergängen der Gesteinstypen, die z. T. primären (sedimentären) Ursprungs sein dürften.

Der kristalline Körper der nördlichen Mischabeldecke wird zum grössten Teil durch diese Gesteinsgruppe aufgebaut. Zwischen dem Val de Bagnes und den Vispertälern hat es bis jetzt an Versuchen nicht gefehlt, diese Massen petrographisch zu gliedern; in meinem engern Untersuchungsgebiet taten dies speziell HERMANN (Lit. 65) und SIGG (Lit. 109).

Die hier als Casannaschiefer ausgeschiedenen Gesteine entsprechen ziemlich genau der „Zone de prédominance des micaschistes" von HERMANN. Bei SIGG

finden wir diese Gesteine wieder als Paraanteil seiner „unteren Casannaschiefer", welcher sich lithologisch folgendermassen gliedern lässt:

1. Amphibolites épidotiques,
2. Micaschistes,
3. Schistes chlorito-épidotiques,
4. Schistes chlorito-séricitiques,
5. Roches à faciès gneissique.

Die im folgenden zur Beschreibung gelangenden Typen sollen innerhalb dieser Gliederung erläutert werden.

Albitgneise. Sie entsprechen z. T. den Serizitalbitschiefern von WERENFELS (Lit. 162) aus der basalen Mischabeldecke; ferner den albitporphyroblastischen Glimmerschiefern von HALM (Lit. 61) und GILLIÉRON (Lit. 54). Hauptgemengteile sind: Albit (äusserst stark durchsetzt von Einschlüssen), Quarz (in Nestern und linsigen Zügen), Muskowit und Chlorit; Nebengemengteile: Granat und Biotit. Unter den Akzessorien ist der Turmalin am häufigsten. Die Struktur ist porphyroblastisch. Diese Gneise treten auf im basalen Kristallin der oberen Stirnzone der Mischabeldecke im Gebiet des Illpasses, ferner im Kristallinzug der mittleren Illalp und im Kristallin von Niouc.

Glimmerschiefer. Sie bilden das mächtigste Glied der ganzen Masse der Casannaschiefer. Die mikroskopischen Strukturen sind bedingt durch das stark schwankende Mengenverhältnis von Glimmer zu Quarz und Albit. Sie wechseln stets zwischen granoblastisch und lepidoblastisch. Als Hauptgemengteile finden wir immer Quarz, daneben Muskowit, Chlorit und nach SIGG auch chloritisierten Biotit. Deutlich konglomeratische Strukturen wurden beobachtet zwischen Ober Asp und der unteren Meretschialp, ferner im Kristallin von Niouc an der Strasse zwischen Tsa Rarogne und Briex dessous. Die letzteren weisen zuweilen einen Albitgehalt bis zu 60% auf und wären somit eher als Psammitgneise anzusprechen. Auch im übrigen Kristallin von Niouc sind makroskopisch feststellbare, psammitische und psephitische Reliktstrukturen häufig, was in den höheren Casannaschieferkomplexen — besonders in der oberen Stirnzone — nicht der Fall ist. Die Metamorphose dieser deutlich klastischen Gesteine scheint etwas geringer als die der übrigen Casannaschiefer, doch ist sie keinesfalls vergleichbar mit derjenigen der Sedimente der Karbonzone. Wie übrigens die Anwesenheit von Biotit in den Casannaschiefern (und Amphiboliten) der oberen Stirnzone zeigt, vermochte die alpine Metamorphose, die hier nur schwach epizonal war (Metamorphose der mesozoischen Gesteine!), die anscheinend z. T. doch ehemals mesozonalen Casannaschiefer nicht völlig umzuprägen.

Chlorit-Serizitschiefer. Sie markieren den Übergang zu den Phylliten. Der Mineralbestand ist ähnlich wie derjenige der Glimmerschiefer; der Albit wird jedoch seltener und die Korngrösse sinkt.

Chlorit-Epidotschiefer. Sie bilden den Übergang zu den Epidot-Amphiboliten. Als Hauptgemengteile finden wir Chlorit, Epidot, Albit und Quarz. Die Struktur ist fein-lepidoblastisch, doch wirkt das Gestein oft massig, besonders die Typen, welche viel idiomorphen Magnetit als kleine Porphyroblasten führen.

Epidot-Amphibolite. Von den gesondert zu besprechenden Ortho-Amphiboliten unterscheiden sich die Epidot-Amphibolite einmal durch ihren höheren Epidotgehalt, der dem der Hornblende gleichkommt, ferner durch die Strukturen, die es ermöglichen, die Paranatur des Gesteines nachzuweisen. Die Strukturen sind blastopsammitisch bis blastopelitisch. Das sehr feine Korn verleiht den Gesteinen oft ein hornsteinartiges Aussehen. Einzelne Typen zeigen Quarz als

weiteren Hauptgemengteil. Als wichtigstes Vorkommen sei die grosse Epidot-Amphibolit-Masse genannt, welche den unteren Teil des Schwarzhornes (nördl. Bella Tola) aufbaut.

Vergleich mit anderen Gebieten. Die Casannaschiefer des Wallis wurden bisher meist — nach ARGAND und anderen Autoren (Lit. 65, 73, 158, 162) — als jungpaläozoisch angesehen. Ihre Metamorphose hielt man für herzynisch. Nach ARGAND waren die Casannaschiefer das Produkt einer lückenlosen Sedimentation vom Permokarbon bis stellenweise in die untere Trias. Drei Beobachtungen waren es, die diese Ansicht stützten: 1. Die oft gefundene Wechsellagerung von Trias und Casannaschiefern, die primärstratigraphisch gedeutet wurde. 2. Das Fehlen einer Diskordanz zwischen Kristallin und Mesozoikum. 3. Die konkordante Auflagerung von jüngeren Triasgliedern, oder gar Bündnerschiefern, auf den Casannaschiefern.

Zu 1. Die Grenzfläche zwischen dem kristallinen Kern der Decke und den Sedimenten der Hülle ist eine für grössere oder kleinere Differentialbewegungen geradezu prädestinierte Zone. Verschuppungen von Kristallin und Trias sind also nicht nur möglich, sondern geradezu zu erwarten. Die höhere Metamorphose der Casannaschiefer — verglichen mit den mesozoischen Gesteinen — lässt stratigraphische Kristallinzwischenlagen in den jüngeren Sedimenten nicht zu.

Zu 2. Falls eine messbare Diskordanz vorhanden gewesen ist, kann sie durch die alpinen Bewegungen verwischt worden sein. Vielleicht auch nur so, dass das Streichen der Schieferungsebene des Kristallins in der Nähe der Kristallin-Trias-Grenzfläche in das Streichen der nur alpin bewegten mesozoischen Gesteine einbiegt und am Kontakt selbst keine Diskordanz zeigt. Die Beobachtung, dass wir unter den Quarziten die verschiedensten (und auch verschiedenaltrige!) Gesteine (Glimmerschiefer, Amphibolite, Phyllite) antreffen, kann als Beweis für die Existenz mindestens einer grossen Schichtlücke, aber nicht sicher als herzynische Diskordanz gewertet werden. Messbare Winkeldiskordanzen dürften aus den oben dargelegten Gründen eher selten sein, doch würde ein geologisches Kartenbild der Kristallin-Sediment-Grenzfläche sicher interessante Hinweise in dieser Richtung geben; Beobachtungen aus dem Bella Tola-Gebiet (vgl. p. 42) haben mir dies deutlich gezeigt.

Zu 3. Aus dem Fehlen typischer Triasglieder dürfen wir nicht schliessen, dass diese durch Ablagerungen von triasischem Alter in Casannaschiefer- oder Bündnerschieferfazies ersetzt worden sind, auch wenn am Aufschluss selbst keine Bewegungshorizonte (tektonische Reduktion) oder Spuren alter Erosionsflächen gefunden werden. CORNELIUS (Lit. 30), wie vor ihm FRANCHI, NOVARESE und G. DAL PIAZ, hat 1920 dargelegt, dass sich die Auffassung, in den Westalpen sei das Perm durch altkristalline Schiefer vertreten, auf falsche, veraltete Profile stützt. Zu gleicher Zeit hielt auch schon R. STAUB (Lit. 115) das Alter der Casannaschiefer und des Altkristallins überhaupt für mindestens vorkarbonisch.

Wir müssen somit heute als sicher annehmen, dass der gesamte Komplex der Casannaschiefer schon vor der Triaszeit metamorph vorlag, d. h. mindestens eine Gebirgsbildung durchgemacht hat, da wir Regionalmetamorphosen grösseren Ausmasses nur kennen als Folge der Gebirgsbildung. Ob es sich um die herzynische Orogenese handelt, die sich in den angrenzenden helvetischen und ostalpinen Bereichen, aber auch in der direkten streichenden Fortsetzung der Bernhard-Stirnzone im Briançonnais, in einer deutlichen Diskordanz (Hauptdiskordanz an der Basis des Verrukano) zeigt, oder ob schon Vorgänge weit älterer Zeiten die Casannaschiefer metamorphosiert haben, kann aus der Kenntnis unseres Gebietes allein nicht entschieden werden.

In den karnischen Alpen folgt — wie schon lange bekannt — über den epimetamorphen Tonschiefern, Arkosen und Sandsteinen der ostalpinen Quarzphyllitgruppe, die unsern Casannaschiefern entsprechen, fossilführendes oberes Ordovizium.

Die Casannaschiefer sind demnach kambrisch oder noch älter. R. STAUB vergleicht sie mit den jotnischen Serien Nordeuropas. Als paläozoische Ablagerungen hätten wir somit im Penninikum vielleicht nur die stellenweise zu alleroberst auftretenden Phyllite und ein selten eindeutiges Karbon, ferner den meistens nur wenig mächtigen Verrukano zu betrachten. Nach R. STAUB fehlt demnach heute im Penninikum das Paläozoikum ziemlich sicher auf weite Strecken.

Dieses Fehlen kann primär oder sekundär bedingt sein.

3. Die Amphibolite und Prasinite

In dieser Gruppe wurden die primär intrusiven dioritisch bis gabbroiden Orthogesteine zusammengefasst, die man in Zügen und Linsen in den Casannaschiefern findet. Die Einlagerung ist, soweit sichtbar, stets konkordant.

Amphibolite. Sie lassen sich nach SIGG in zwei Gruppen einteilen, je nach dem, ob nur Hornblende und Albit, oder auch noch Granat und Epidot als Hauptgemengteile auftreten. Als Nebengemengteile finden wir Quarz, Chlorit, Kalzit, Turmalin und Serizit. Die Strukturen sind granoblastisch bis porphyroblastisch. Der Umstand, dass diese Amphibolite nicht nur in den sedimentären Epidot-Hornblendegesteinen der Casannaschiefer gefunden wurden, sondern auch als gut begrenzte Zwischenlagerung in den Glimmerschiefern, scheint SIGG ein weiteres Kriterium zu sein für die Orthonatur der Amphibolite.

Prasinite. Dieser Name schliesst nicht nur einen bestimmten Mineralbestand, sondern auch bestimmte (prasinitisch-poikiloblastische) Strukturen in sich. SIGG unterscheidet körnige (Ovardite), linsige und schiefrige Prasinite. Als Mineralbestand fordert er: eine Hornblende, Epidot (Zoisit), Chlorit, Plagioklas. Im hier behandelten Teil der Mischabeldecke sind die Prasinite seltener als im westlichen Wallis. Das wichtigste Vorkommen findet sich (auch nach SIGG) bei Par di Modzes und auf der Arête des Ombrintses (Bella Tola-Westgrat).

Vergleich mit anderen Gebieten. Die hier zur Gruppe der Amphibolite und Prasinite zusammengefassten Gesteine bilden im zu beschreibenden Sektor des Mischabelkristallins nur einen kleinen Anteil; auf dem Blatt Sion der Geologischen Generalkarte (Lit. 171) sind neben den Einlagerungen von Ortho-Amphiboliten auch Grünschiefer, hornblendereiche Gneise und Schiefer mit derselben Signatur eingetragen. Dies gibt insofern ein falsches Bild, als wir diese letzteren Gesteine auf Grund ihrer Paranatur zu den Casannaschiefern zählen. Wichtig ist auf alle Fälle, dass sowohl die hornblende- und epidotreichen Gesteine der Casannaschiefer, als auch die eigentlichen Ortho-Amphibolite in der oberen Stirnzone der Mischabeldecke anstehen.

Ob die intensive Vergesellschaftung mit den Casannaschiefern das Resultat einer alten Tektonik oder primäre Intrusionsstruktur oder eine Kombination von beiden darstellt, ist wichtig für die Altersfrage, kann jedoch hier nicht entschieden werden.

ARGAND (Lit. 12) postuliert für die Amphibolite ein höheres Alter als für die spätherzynischen Granitgneise (Randagneis), deren Aplite und Pegmatite die ersteren durchsetzen. In dieser Hinsicht stellt sich die Frage, ob diese Gänge eindeutig den alten Gneismassen zugeteilt werden können, oder evtl. eine viel jüngere, unbedeutendere magmatische Tätigkeit markieren. Ob ein Teil dieser Amphibolite

älter ist als die Casannaschiefer und somit zu R. STAUBS jatulischen Valpelline-, Fedoz-, Tonaleserien gehören kann, wage ich nicht zu entscheiden. Für diese Serien ist die Verknüpfung von Marmoren und Kalksilikatfelsen mit basischen und ultrabasischen Gesteinen typisch. Analogien sind folglich bei den beschriebenen Amphiboliten und Prasiniten höchstens angedeutet.

4. Die jüngeren kristallinen Schiefer

Unter diesen Begriff wurden Gesteine zusammengefasst, die z. T. identisch sind mit den „Schistes de Casanna supérieurs" von SIGG. Doch wurden die Grenzen etwas enger gezogen. Wir verstehen darunter einige kleinere saure Eruptivgesteinsmassen, ferner das Konglomerat von Niouc und die Phyllite, die sich auf Grund einer schwächeren Metamorphose, eines eintönigeren Mineralbestandes und eines feineren Kornes von den Casannaschiefern abtrennen lassen.

Phyllite. Sie finden sich an verschiedenen Stellen auf dem Rücken der Mischabeldecke zwischen den quarzitischen Bildungen und den Casannaschiefern. Doch kann z. B. an der Bella Tola beobachtet werden, dass sie kein regelmässig durchziehendes Schichtglied darstellen; wo sie fehlen, greifen die Quarzite bis auf die Casannaschiefer hinab. Oft finden wir Phyllite als Basis der höheren Stirnzone der Mischabeldecke; diese besondere tektonische Stellung wird weiter unten zu deuten sein.

Quarz, Chlorit und Serizit (nie Muskowit) bilden die Hauptgemengteile der Phyllite. Plagioklas ist viel seltener als in den Casannaschiefern. Die Texturen sind meist feinschiefrig und weisen oft feine Fältelung auf. Die Strukturen sind fein-lepidoblastisch und verändern sich nur mit dem nach oben etwas zunehmenden Gehalt an Quarz, der sehr grobkörnige, linsige Aggregate bilden kann.

Die grösste Verbreitung zeigen die Phyllite im Gebiet der beiden Illpässe (SE Illhorn). In diesem Gebiet finden wir auch, lokal gehäuft, in den feinsten Phyllitvarietäten Linsen und Knollen von einem quarzführenden, rostig anwitternden Karbonat. Die Gesteine mit diesen Knollen zeigen eine grosse Ähnlichkeit mit Bildungen, die mir Herr L. WYSSLING aus dem Verrukano des Vorabgebietes zeigte. Weitergehende Parallelisationen, etwa in bezug auf das Alter, können natürlich mit diesen kleinen Beobachtungen nicht gezogen werden.

Die Partien mit feindispersem Karbonat entsprechen den karbonatführenden Serizit-Chloritschiefern, die HALM (Lit. 61) als oberste Zone ausgeschieden hat und die SIGG als Zone der karbonatführenden Serizitquarzite beschrieb.

Das Alter dieser nicht immer leicht abzutrennenden Phyllite ist schon verschiedentlich gedeutet worden. Wir können uns vorstellen, dass sich diese Gesteine durch Metamorphose aus mehr oder weniger sandigen, auch schwach kalkhaltigen Tonschiefern gebildet haben. In den südlicheren Gebieten der Mischabeldecke — besonders weiter im Westen — führt dieser Horizont oft graphitisches Pigment. Daher der Name „Zona graphitica". Karbonisches Alter ist damit noch nicht bewiesen; ebensowenig permisches durch die Bedeckung mit sicherer Trias. R. STAUB erwähnt denn auch — gerade im Hinblick auf das hohe Alter der liegenden Casannaschiefer — mögliche Analogien mit frühkambrischen Tongesteinen Nordeuropas. LORYS „bandes schisteuses charbonneuses" aus dem mediterranen Silur (zit. aus Lit. 83) bieten weitere Vergleichsmöglichkeiten. (Vgl. auch STAUBS ältere und jüngere Casannaschiefer in Lit. 182.)

Konglomerat von Niouc (Index 5 auf Tafel III). Das Vorkommen bildet die nördliche Basis des Kristallins von Niouc (Index 7 auf Tafel II). Gut zugänglich

und schön aufgeschlossen findet man die Konglomerate an der Strasse unterhalb Niouc.

In einem schwarzen, tonigen Bindemittel liegen die ausgequetschten Komponenten ziemlich dicht gepackt. Ihre Grösse kann bis zu einem halben Meter ansteigen. Im Bruch zeigen sie schöne Ellipsenform. Das Verhältnis der längeren Achse zur kürzeren lautet 2 : 1 bis 6 : 1. Die kleineren Gerölle zeigen noch eher isometrische Formen. Unter dem Mikroskop erweist sich die Grundmasse als schön parallel struiert. Ihr überwiegender Hauptgemengteil ist der Serizit. Darin findet sich etwas Quarz und wenig Albit. Kohliges Pigment durchzieht das Bild in einzelnen Schnüren. Die Komponenten sind sehr gleichartig, sie entsprechen etwa einem massigen Serizitquarzit oder Gneisquarzit. Die Metamorphose ist geringer als diejenige der hangenden Glimmerschiefer und Psammitgneise. Sie ist aber stärker als die Metamorphose der Gesteine der Karbonzone.

Wie schon bei der Erwähnung des übrigen Kristallins von Niouc — das übrigens oft grobe Karbonatkörner führt — stossen wir wieder auf die grosse Unsicherheit bei der Frage nach dem Alter dieses zur oberen Partie der basalen Stirnzone gehörenden Kristallinzuges; evtl. ist er jünger als die Gruppe der Casannaschiefer im übrigen kristallinen Kern der Mischabeldecke, mit dem er nicht in sichtbarem Zusammenhang steht. Jedenfalls besteht die Möglichkeit, dass das oben beschriebene Konglomerat Karbonalter besitzt. Ein weiteres Vorkommen stellt uns vor dieselbe Frage. (Vgl. auch STAUB, Lit. 134, Valle di Lei.)

Bei Briex dessous (1 km W Niouc) treffen wir mitten im Kristallin von Niouc eine Schicht von karbonähnlichen Schiefern, welche die hier gut aufgeschlossenen Talwände nach Osten durchquert. CHRIST (Lit. 29) stellt dieses Vorkommen ins Karbon. Vorsichtiger wäre jedoch der Vorschlag, nur den Gesteinen der Karbonzone, welche mit den flözführenden Tonschiefern und Phylliten in engem Verband auftreten, karbonisches Alter zu geben.

Jüngere saure Eruptivgesteine. Eines der wichtigsten Vorkommen ist das erstmals von SIGG beschriebene Gestein „d'habitus granitique" von La Barme (1,5 km NW St. Luc). Es ist graugrün und von schiefriger Textur. Die Struktur ist porphyroblastisch, bei zerbrochener Grundmasse. Als Hauptgemengteile findet man Mikroklin, Serizit und Quarz.

Als vergleichbares Vorkommen sei der von WEGMANN (Lit. 158) beschriebene Orthogneis von Thion erwähnt. In neuerer Zeit wurde dieses Gestein u. a. (Lit. 155, 162) auch von VALLET untersucht, der es als metamorphe Arkose mit mehr oder weniger tonigem Zement deutete. Von den verschiedenen Gründen, die ihn bewogen, die Orthonatur anzuzweifeln, sei nur der Fund von detritischem Quarz und Aplitgeröllen erwähnt.

In den Westalpen finden sich jedoch noch eine Reihe von jungpaläozoischen sauren Eruptivgesteinsmassen, die sich in ihrer tektonischen und stratigraphischen Situation mit dem Vorkommen des vorliegenden Untersuchungsgebietes gut vergleichen lassen. Es sei nur erinnert an die „Besimauditi anageniti" der italienischen Westalpengeologen oder an den Rofnaporphyr Bündens, auf den die obige Beschreibung gut passt.

SIGG beschreibt von verschiedenen Orten pegmatitische Gesteine, die z. T. in den hornblende- und epidotreichen Casannaschiefern anstehen. Die bis 1 m mächtigen Pegmatite liegen konkordant in der Schieferung; es seien nur die Turmalinpegmatite von Parilet (0,5 km E Illsee) erwähnt.

Ein leicht zerdrückter Muskowitpegmatit mit Muskowitpaketen, die bis zu 5 cm gross sind, wurde in einem Stollen im Kristallin von Niouc, östlich P. 1006, gefunden.

Aplitische Gesteine, die z. T. wohl auch schon makroskopisch als „alte Quarzite" gedeutet wurden, finden sich auch bei Parilet. SIGG beschreibt sie vom Meidpass (2 km SSE Bella Tola), nahe der Triasbasis.

In diesem Zusammenhang müssen auch die mannigfaltigen Erzlagerstätten des Val d'Anniviers und der benachbarten Gebiete erwähnt werden. Das Magma, welches die lagerstättenbildenden Lösungen aussandte, ist unbekannt; es handelt sich um apomagmatische Bildungen. Die meisten neueren Autoren nehmen ein alpines Alter an, SIGG sogar ein spätalpines, insubrisches, was aber noch recht fraglich ist.

Gleiches Alter dürften die vielen hydrothermalen Quarzadern, welche die Casannaschiefer durchsetzen und oft ganz erzfrei sind, besitzen. Gehäuft und bis zu 10 m mächtig finden sich diese Adern in den basalen Partien des Kristallins von Niouc. Bei Tsa Rarogne (1 km SW Chippis) wurde ein solches Vorkommen ausgebeutet; neuere Analysen zeigten dort bis 99,4% SiO_2 (nach H. FRÉLY, Chippis). Im übrigen sei auf die sehr schönen lagerstättenkundlichen Arbeiten aus den letzten Jahren verwiesen (Lit. 28, 54, 61, 109).

II. DAS KARBON

Geographisch und geologisch können wir im vorliegenden Untersuchungsgebiet zwei Gruppen von Karbonvorkommen unterscheiden. Im Osten finden wir im Hangenden des Kristallins der „Zone von Stalden" [im folgenden definiert als Staldenerlappen p. p., d. h. Staldenerlappen ohne den Lappen von Visperterminen und die Gspon-Törbelgneise (vgl. Fig. 7, p. 79)] einen stark linsigen Karbonschieferzug, der an wenigen Stellen flözführend ist und sich gegen Westen — in der „Schuppenzone von Unter Ems" — bis fast an den Illbach verfolgen lässt (vgl. Taf. II). Tektonisch tiefer liegen die westlichen Vorkommen, die alle zum „Hangenden Karbonzug" gehören, zu welchem wir auch das Karbon von Turtmann zählen können. (Vgl. zu diesem Abschnitt Tafeln in Lit. 2.)

1. Die Sandsteine und Konglomerate

CHRIST (Lit. 29) gliedert das Karbon an der Stirne der Mischabeldecke folgendermassen:

3. Höherer Komplex, vorwiegend aus Sandsteinen bestehend, nicht überall vorhanden.
2. Schieferhorizont, gebildet aus schwarzen Tonschiefern mit untergeordneten Sandsteinbänken, oder Dachschiefern.
   Alle wichtigen Flöze liegen in diesem Schieferhorizont.
1. Unterer Sandsteinkomplex mit Quarziten, quarzitischen Schiefern und Tonschieferzwischenlagen.

Sandsteine sind nicht immer leicht einem der beiden Horizonte zuzuordnen, da tektonische Komplikationen innerhalb des Karbons schwer festzustellen sind. Doch gehören die meisten Vorkommen wohl zum unteren Sandsteinkomplex (vgl. Tafel I).

Das mikroskopische Bild zeigt oft eine verzahnte Struktur der Quarzkörner, so dass wir in diesen Fällen von Quarziten sprechen müssen. Die kohlige Substanz (es handelt sich vorwiegend um kohlenstoffreichere Verbindungen als Anthrazit) ist fein verteilt und in den tonigen Partien angereichert. In den Sandsteinen und Quarziten lässt sich das kohlige Pigment makroskopisch oft nur auf den Rutschharnischen feststellen.

Sandsteine wurden in all den schön aufgeschlossenen Vorkommen in Réchy, Chippis und Turtmann gefunden, hingegen fehlen sie weiter östlich, im Liegenden des Quarzitzuges von St. Niklaus. Die Grösse der Komponenten nimmt gegen Westen zu. Neben dem Quarz sind besonders zwei Komponenten wichtig: Muskowit und Tonschiefer. In den feinen hellgrauen Sandsteinen von Turtmann sind oft bis 5 mm grosse Muskowitblätter in Lagen angereichert; es handelt sich mit grosser Wahrscheinlichkeit um primäres, d. h. eingeschwemmtes Material. Interessant sind die Tonschieferfetzen, die als scharf abgegrenzte, flach linsenförmige Körper, oft mit Längsstreckung, in den Sandsteinen gefunden werden. Ich glaube nicht, dass es sich um auseinandergerissene tonige Zwischenlagen handelt, die die sandig-konglomeratische Sedimentation unterbrechen. Es sind vielmehr zerdrückte Komponenten; dies wird besonders in den weiter westlich gelegenen Gebieten deutlicher.

Unter dem Mikroskop fällt vor allem das Fehlen von Feldspäten auf. Die Sandsteine und die weiter unten beschriebenen Tonschiefer sind praktisch feldspatfrei.

Die Grenze zwischen Sandsteinen und Tonschiefern ist bei tektonischen Bewegungen meistens als Gleithorizont benutzt worden. Sehr schön zeigt sich das bei den intensiv wechsellagernden sandig-quarzitischen und sandig-tonigen Schichten im obersten Karbon des Val de Réchy. Die harten Bänke wurden zerbrochen und die Bruchstücke verdreht, so dass man fast von Phakoiden sprechen darf. Die weicheren Tonschiefer umfliessen die harten Bänke und Blöcke.

2. Die Tonschiefer

Sie bilden das schon von weitem sichtbare Glied der Karbongesteine, das wir von Westen nach Osten in der basalen Stirnzone in fast gleichbleibender Ausbildung finden. Die reinen Tonschiefer sind stark zerdrückt und in feuchtem Zustand sehr weich. Sie sind durchgehend durch kohliges Pigment schwärzlich gefärbt. Sandige Tonschiefer bilden den Übergang zu den oben besprochenen Gesteinen. Als Dachschiefer werden die härteren Phyllite mit ebenflächigem Bruch verwendet; sie sind im untersuchten Gebiete nirgends abbauwürdig.

Die Flöze (Index 6 auf Tafel III) befinden sich meistens in den schwarzen Tonschiefern. Von der Vispa bis zur La Rèche wurde Anthrazit gefunden. Doch, auch während Kriegszeiten, lohnt es sich nach dem Stand der heutigen Kenntnis im ganzen Gebiet nirgends, ihn auszubeuten. Bedeutender sind einzig die Flöze auf der Westseite des unteren Val de Réchy. Dort treten die Flöze von Grône auf. Auch bei den Flözen des Val de Réchy zeigt sich die von allen Karbonvorkommen des Wallis bekannte Tatsache, dass nicht nur einzelne Flöze, sondern ganze Schichtfolgen infolge der starken tektonischen Beanspruchung (vielleicht auch schon primär) eine grosse Unstetigkeit aufweisen.

Pflanzenfunde sind bekannt aus den weiter westlich gelegenen Grubenbezirken von Grône, Chandoline, Etablons und Arpalles. Hierfür sei auf die Zusammenstellung von Gagnebin und Oulianoff (Lit. 44) verwiesen. Mit einiger Sicherheit können wir diese Karbonvorkommen ins Westphalien stellen.

Die Triasquarzite liegen konkordant auf den Karbonschiefern. Diskordanzen zwischen der Schichtung einerseits und dem Schieferungs- und dem Zonenstreichen alpinen Alters anderseits, wie sie Oulianoff (Lit. 92) beschreibt, konnten nur als lokale Phänomene festgestellt werden, obwohl sie gerade im untersuchten Gebiet bis zu 35° betragen sollten. In einer neueren Arbeit hat Vallet (Lit. 156) u. a. auch diese Verhältnisse westlich von Bramois studiert und kommt zu überein-

stimmenden Ergebnissen. Die Streichrichtungen der geophysikalisch lokalisierten Flöze (Schichtung) stimmen überein mit dem alpinen Zonenstreichen und Schieferungsstreichen.

3. Die Eruptivgesteine der Karbonzone

Da es sich um sehr kleine Vorkommen handelt, wurden sie nicht bei den kristallinen Schiefern erwähnt, sondern gelangen hier mit den karbonischen Sedimenten zur Besprechung.

Eruptive Einlagerungen im penninischen Karbon sind auf schweizerischem Gebiet selten. Zwei Vorkommen sind bis jetzt im untersuchten Gebiet bekannt. Zwischen Agarn und Ahorn (1,5 km SE Agarn, Index 8 auf Taf. II) fand ARGAND (Lit. 6) inmitten der Karbonschiefer der Zone von Unter Ems eine laminierte, tiefgrün gefärbte Scholle. Unter dem Mikroskop zeigen sich zahlreiche Bruchstücke von Oligoklas und Oligoklas-Andesin, die in einer chloritischen Masse schwimmen. Letztere dürfte das Umwandlungsprodukt melanokrater Mineralien sein. Die tektonische Stellung macht die starke Zerstörung begreiflich. ARGAND nannte das Gestein Mikrodiorit.

Besser erhalten scheint ein weiteres Vorkommen in den untersten Talhängen südlich Feithieren (1,5 km W Agarn). Unter dem Mikroskop zeigt sich folgender Mineralbestand:

Hauptgemengteile: grosse, unregelmässig geformte Körner von basischem Oligoklas mit Einschlüssen von Chlorit und Zoisit, Chlorit, Hornblende und Biotit.
Nebengemengteile: Kalzit.
Akzessorien: Leukoxen, Apatit und Hämatit.

Es handelt sich bei diesem in einer tieferen Schuppe (Karbonschiefer der Schuppenzone von Turtmann) liegenden Gestein um einen Biotit-Chlorit-Amphibolit (Index 7 auf Tafel III, Profil 8). ITEN (Lit. 75) beschreibt aus dem Karbon der Mischabeldecke in der Barrhornbasis Prasinite mit einem vergleichbaren Mineralbestand. Des übrigen finden sich im Karbon des Briançonnais viele dioritische Eruptivgesteine. Die Vergesellschaftung von Karbon und dioritischen Magmen war schon für ARGAND ein kleiner Hinweis für die Verwandtschaft zwischen dem Karbon des Briançonnais und dem des Wallis.

Eine weitere Beobachtung mag in diesem Abschnitt noch erwähnt werden, obwohl ein magmatischer Ursprung des Phänomens nicht bewiesen werden konnte. Auf eine Strecke von über 20 km finden sich im Karbon an vereinzelten Stellen bis zu 50 cm dicke Albitadern. Drei Vorkommen wurden speziell untersucht: Chippis, auf etwas über 600 m an der östlichen Talflanke des Val d'Anniviers-Ausgangs; Turtmann, in den basalsten Karbonschichten im östlichen Dorf; ferner in einem westlichen Seitentobel des Laubbach (1 km N Unterbäch) auf ca. 1000 m. Die Farbe ist durch die Verwitterung des stets vorhandenen, gleichmässig verteilten Pyrites bedingt. Die gröbsten Albitfelsen stehen bei Chippis an, wo wir bis 1,5 cm grosse Kristalle dichtgepackt finden; der Pyrit ist dort sehr fein verteilt. In den östlichen Vorkommen ist der Albit etwas feinkörniger, doch ist dort der frische Bruch übersät von 2 mm grossen Pyritwürfelchen. Der sehr kristallisationswillige Albit zeigt auch im kompakten Albitfelsen eine ausgesprochene Tendenz zur Idiomorphie bei sauberer, z. T. gestreifter Flächenentwicklung. In kleinen Hohlräumen oder an randlichen Partien (die zwar meist scharf abgegrenzt sind) zeigen die Kristalle einen etwas gestreckten, tafeligen Habitus. An der Lokalität bei Chippis drang der Albit in zwei getrennten Phasen längs einer mächtigen, ebenfalls konkordanten Quarzader ein. Bei den grobkörnigen jungen Albitadern zeigt sich

dort viel Kalzit. Über die Herkunft und das wahrscheinlich alpine Alter der albitisierenden Lösungen kann vorderhand nichts ausgesagt werden.

4. Faziesentwicklung des Karbons und Vergleich mit anderen Gebieten

Die schönste Entwicklung in den Alpen zeigt das penninische Karbon im Briançonnais. Das Karbon bildet dort die axiale Partie dieser Zone: Briançon, La Maurienne, La Tarentaise, Kleiner St. Bernhard (Lit. 6, 19, 52, 126). Schiefer und Sandsteine, die in Konglomerate übergehen können, bilden eine Mächtigkeit von über 3000 m. An karbonischen Eruptivgesteinen sind Mikrodiorite bekannt. Die Untergrenze des Karbons ist unbekannt, die obere Grenze wird durch Perm in Verrukanofazies gebildet. Als Alter wird Westphalien evtl. Stéphanien angegeben. Aus dem Penninikum Bündens seien nur die flözführenden Karbonschiefer der Hangendserie des Areuegneises erwähnt, wie sie Gansser (Lit. 45) beschrieb. Das Vorkommen liegt nach R. Staub (Lit. 126, 131) in tektonisch dem Walliserkarbon vergleichbarer Stellung. Bei vielen anderen im Penninikum als Karbon ausgeschiedenen Schichten handelt es sich eher um eine nicht genau bestimmbare „Zona graphitica".

In diesem Zusammenhang müssen auch kurz die östlich an das Untersuchungsgebiet anschliessenden karbonischen und präkarbonischen Gesteine der Zone von Stalden diskutiert werden. Die randlichen und internen Partien mit Graphitphylliten und z. T. sogar Flözchen wurden anfänglich (Lit. 163) als gültiges Indiz gewertet für das karbonische Alter der ganzen Kristallinmasse des Staldenerlappens. Heute (Lit. 2, 143) können wir diese Karbonphyllite deuten als verschuppte Synklinalzüge im Staldenerlappen; oder genauer, als Sedimente der Zone von Stalden.

Die Faziesverhältnisse lassen sich kurz folgendermassen beschreiben: Terrigene Sedimente (Lit. 52) wurden in einem sumpfigen Milieu abgelagert (Spuren mariner Fossilien fehlen bis jetzt vollständig). Die Depressionen wurden erfüllt mit grobem, wildbachartigem (Lit. 83) Material. Die durch feuchtes, mildes Klima bedingte Vegetation zeigt sich heute nur noch im Gehalt an kohligem Pigment und in den kleinen Flözen (vgl. auch Fig. 6, p. 73).

Die Definition und Abgrenzung des Karbons in der basalen Stirnzone der Mischabeldecke („Zone interne") ergibt sich nun ohne weiteres. Als Karbon wurden ausgeschieden: terrigene Sedimente, die heute schwach metamorph vorliegen in Form von meist durch kohliges Pigment schwärzlich gefärbten Tonschiefern, Phylliten, z. T. quarzitischen Sandsteinen und Konglomeraten, die eindeutig in Zusammenhang zu stellen sind mit den fossil- und flözführenden Schichten (Westphalien). Die Grenze gegen unten ist bedingt durch die Abnahme des kohligen Pigmentes und die Zunahme des Grades der Metamorphose in den liegenden Phylliten und Glimmerschiefern. Gegen oben kann die Grenze in Übereinstimmung mit der Mehrzahl aller Autoren dort festgelegt werden, wo die schwarze Pigmentfärbung verschwindet und die schieferigen, basal oft grobsandigen, grünlichen Quarzite einsetzen.

III. DIE QUARZITE.

Zur Gruppe der Quarzite wurden im vorliegenden Untersuchungsgebiet alle die überwiegend quarzreichen Gesteine mit (in primärer Lagerung) karbonatischer Trias im Hangenden und Karbon oder höher metamorphen Glimmerschiefern und Phylliten im Liegenden zusammengefasst. Der Begriff Quarzit wurde somit

sehr weit gefasst, und es wird im folgenden immer noch eine genaue Umschreibung brauchen (wie: grobkonglomeratischer Quarzit, grobsandiger Quarzitschiefer usw.), um ein Gestein zu charakterisieren.

Für die lithologische Gliederung wurden in erster Linie strukturelle Merkmale verwendet, in zweiter Linie auch der Mineralbestand und texturelle Eigenschaften. Ein solches Vorgehen drängte sich auf, da diese sandigen und konglomeratischen Sedimente ausser Quarz nur wenig Albit und Serizit nebst seltenen Akzessorien führen. Die Begriffe grob- und feinkonglomeratisch, grob- und feinsandig sind im Abschnitt über das „Quarzitnormalprofil" noch genauer zu definieren.

1. Die Quarzite der oberen Mischabeldeckenstirn

Die Sedimentbedeckung des Rückens der Mischabeldecke ist in unserem Gebiet nur noch vorhanden auf der Bella Tola (vgl. Tafel I). Der Ost- und der Westgrat des Nordgipfels lassen eine Dreiteilung des Quarzitkomplexes erkennen. Die untersten 100 m werden gebildet durch eine abwechslungsreiche Folge von sandigen bis konglomeratischen, serizitreichen Quarziten. Die gröbsten Quarzitkonglomerate (mit maximal faustgrossen Komponenten) setzen nicht direkt an der Basis, sondern erst etwas höher ein. Karbonatische Zwischenlagen — wie sie im nächsten Abschnitt genauer beschrieben werden — sind häufig. In der Basis können wir neben den konglomeratisch-grobsandigen Serien einen feinschiefrigen blättrigen Horizont ausscheiden. Das grüne, serizitreiche, feinsandige Gestein erhielt den Namen „blättrig-sandiger Serizitschiefer". Diese Gesteine wurden von Argand die „quartzites feuilletés" genannt. Die Begrenzung gegen oben und unten ist einfach durchzuführen; Übergänge fehlen.

Der nächsthöhere, mittlere Komplex von 70—80 m Mächtigkeit wird gebildet von massigen, weissen, gleichkörnigen Quarziten, die oft schon von andern Autoren als die eigentlichen „Triasquarzite" ausgeschieden wurden. Tafelige Bankung ist selten, meistens steht dieser Quarzit in dicken Bänken an. Deutliche Klüftung und z. T. auch ungeregeltes Zerbrechen infolge tektonischer Beanspruchung lockern das an sich kompakte Gestein stark auf.

Die oberste Partie des Bella Tola-Profils, die Gipfelpartie, wird gebildet durch eine wenige m mächtige, helle, serizitarme, massige Bank von groben Quarzitkonglomeraten. Das Gipfelsignal selbst steht auf den obersten, gleichkörnigen Quarziten. Die konglomeratische Serie kann gedeutet werden als Verschuppung oder als normalstratigraphische Einlagerung. Obwohl ein herauswitternder Horizont in der Basis dieser Konglomeratbank an einigen Stellen als Bewegungsfläche aufgefasst werden könnte, halte ich die Konglomeratbank für eine normalstratigraphische Einlagerung.

Die Grenze zwischen den tiefsten, sandig-konglomeratischen Serizitquarziten und der mittleren Partie der hellen, gleichkörnigen Quarzite ist im Detail unscharf, sie wird jedoch durch die Verwitterung deutlich herausgehoben.

2. Die Quarzite der mittleren Mischabeldeckenstirn

Unter der mächtigen Kristallinmasse, die von Vissoie bis an die Basis der Bella Tola reicht (Index 17 der Tafel II; Index 2 der Tafel III, spez. Prof. 8), steigt gegen Norden eine nicht minder eindrückliche Zone von Quarziten auf, die eine maximale Gesamtmächtigkeit von über 1500 m zeigt. Eine tektonische Gliederung in drei z. T. wiederum in sich verschuppte Quarzitzüge lässt sich leicht durchführen. So erkennen wir, dass die primäre Mächtigkeit der Quarzite maximal 400 m betrug.

Neben der Profilbeschreibung der Quarzitzüge der mittleren Stirnzone sollen in diesem Abschnitt drei Beobachtungen kurz diskutiert werden: die „Turmalinrutschharnische", die „karbonatischen Zwischenlagen" und die tektonisierten Quarzite.

a) Der Quarzitzug des Illhorns (Index 16 auf Tafel II)

Die schönsten Aufschlüsse finden sich am NE-Grat und am NW-Grat des Illhorns, ferner in der Runse, die von Colliau (2 km NNW St. Luc) zu dem an der Poststrasse gelegenen P. 1112,6 abfällt.

Die höchste Partie des Quarzitzuges des Illhorns wird stellenweise (so auch am Illhorn und bei Colliau) gebildet durch eine Serie von grünlichen, sandig-konglomeratischen, serizit- und albitreichen Quarzitschiefern mit karbonatischen Zwischenlagen. Im Detailprofil zeigt die Abfolge der einzelnen Glieder dasselbe Bild, wie es die bereits beschriebenen basalen Quarzite an der Bella Tola bieten, jedoch hier in verkehrter Lagerung. Da bei Colliau und am Illhornsüdgrat das hangende Kristallin durch Phyllite vertreten ist, scheint es um so wahrscheinlicher, dass ein Teil des Quarzitzuges des Illhorns zu einem verschleppten und ausgequetschten sedimentären Verkehrtschenkel der oberen Stirnzone der Mischabeldecke gehört. Auf die „Selbständigkeit" dieser oberen Stirnzone wird im tektonischen Teil noch zurückzukommen sein. Die Grenze zwischen der oberen und der mittleren Stirnzone fällt folglich nicht immer zusammen mit der Hangendgrenze des Illhornquarzites, sondern liegt z. T. im Quarzitkomplex selber. Dies ist dort der Fall, wo unter diesen grobdetritischen, albit- und serizitreichen Quarziten (oft markiert durch scharfen Übergang und Bewegungshorizonte mit tektonisiertem Quarzit) die gleichkörnigen, weissen Quarzite einsetzen, welche wiederum mit einer grobkörnigen, serizitreichen Basis die normal liegende, etwas verschuppte Sedimentbedeckung der höchsten Kristallinschuppe der mittleren Stirnzone (Kristallin der Mittleren Illalp) bilden. Da sich bei den erwähnten Quarziten die wichtige Frage nach der normalen oder verkehrten Lagerung stellte, wurde auch versucht, mit vergleichenden Dünnschliffserien zu arbeiten. Gültige Schlüsse konnten jedoch bis jetzt nur aus makroskopischen Vergleichen gezogen werden, doch mögen im folgenden trotzdem einige mikroskopische Beobachtungen erwähnt werden.

Struktur und Textur sind in diesen Quarziten, die wir in einem späteren Abschnitt „ältere Quarzite" (vgl. Tafel I) nennen werden, abhängig vom stark schwankenden Glimmergehalt. Noch bei etwas über 10% Serizit finden wir typische quarzitische Strukturen; sie werden lepidoblastisch, wenn der Serizitgehalt bis auf 50% ansteigt. Die Texturen ändern sich im entsprechenden Fall von schwach schieferig zu blättrig und dünnschieferig. Quarz, an dem hier die mannigfaltigsten Zerbrechungs- und Regenerationserscheinungen auftreten, bildet immer den wichtigsten Hauptgemengteil. Die grobsandigen und konglomeratischen Einstreuungen im ursprünglichen Sediment zeichnen sich deutlich ab in den heteroblastischen Strukturen, die wir auch blastopsammitisch bis blastopsephitisch nennen können. Die maximale Grösse der Komponenten zeigt sich hier nicht direkt an der Basis der älteren Quarzite (höchste Partie der verkehrten Serie des obersten Illhornquarzites!), sondern wie an der Bella Tola in einer mittleren Partie. Der Glimmer weist in einigen Fällen schwachen Pleochroismus von farblos zu blassem Grün auf. Makroskopisch erscheint er oft deutlich blassgrün.

Ob der Serizit z. T. schon primär vorhanden, d. h. eingeschwemmt war, wie wir dies bei muskowitführenden Karbonsandsteinen beobachten konnten, ist

nicht leicht zu entscheiden. Die geringfügige Anreicherung in den Schichtflächen lässt diesbezüglich keine Schlüsse zu.

Die Feldspäte sind vertreten durch ganz vereinzelte Körner von Mikroklin, ferner durch Albit, der in diesen „älteren Quarziten" auch als Hauptgemengteil auftritt. Da Verzwillungen am Albit hier selten sind, ist er nicht immer leicht vom Quarz zu unterscheiden. Er ist jedoch oft auf den ersten Blick schon erkenntlich durch den Reichtum an feinen Einschlüssen. In diesen obersten Serien des Illhorn-Quarzitzuges schwankt der Albitgehalt zwischen 5 und 10%; in wenigen Fällen ist er etwas höher. Akzessorien wurden wenige gefunden. Am häufigsten sind — in der Umgebung der karbonatischen Zwischenlagen — Karbonatkörner, ferner etwas Erz, Zirkon und Turmalin.

In diesem obersten Quarzitzug (Illhorn) der mittleren Stirnzone folgen nun gegen unten, nach den beschriebenen, verkehrtliegenden, ca. 30 m mächtigen, älteren Quarziten die gleichkörnigen weissen Quarzite (jüngere Quarzite), welche normal liegen und zum Kristallin der Mittleren Illalp gehören. Der weisse, massige Quarzit ist oft sehr rein; sein Quarzgehalt kann, wie Analysen zeigen, bis auf 98% ansteigen. Sogar für grössere Komplexe kann manchmal ein Quarzgehalt angenommen werden, der bis 97% ausmacht (die Analysenangaben verdanke ich Herrn Henry Frély, Chippis). Nach über 250 m dieses massigen Quarzites folgen gegen das Kristallin zu 50 bis 80 m glimmerreiche Quarzitschiefer (quartzites feuilletés?); an der Basis sind sie grobsandig und enthalten karbonatische Zwischenlagen.

In der westlichen Verlängerung wird die basale Abgrenzung des Illhornquarzitzuges auf grössere Strecken erschwert durch das Fehlen seiner kristallinen Basis (Kristallin der Mittleren Illalp; Index 12c auf Tafel II). Für die Grenzziehung wurden in diesen Fällen die Zonen tektonisierter Quarzite verfolgt, die schon Hermann (Lit. 65) als „Zones de broyage" ausgeschieden hatte. Es sei hierfür auf einen späteren Abschnitt verwiesen. Gegen Westen nimmt die gesamte Mächtigkeit, besonders aber die der jüngeren Quarzite zunächst ab bis zur Runse westlich Colliau. In Vissoie, wo auch das basale Kristallin wieder ansteht, finden wir eine der Illhorn-Gipfelpartie vergleichbare Mächtigkeit, welche sich bis ins Val de Réchy langsam vermindert.

Ein ähnliches Bild zeigt sich östlich des Illhorns. Dieser auf eine Länge von ca. 15 km verfolgbare Quarzitzug zeigt, von kleinen Schwankungen abgesehen, eine stetige Reduktion seiner Mächtigkeit. Die jüngeren Quarzite verschwinden mehr und mehr; der Sedimentzug wird grösstenteils aus älteren Quarziten aufgebaut.

Eine interessante Beobachtung aus den jüngeren Quarziten des Illhornzuges mag noch erwähnt werden. Auf der Westseite des Val d'Anniviers finden wir ca. 400 m unter La Barme in den erwähnten Quarziten 1—2 cm mächtige, scharfbegrenzte Schichten von Serizit. In diesen Schichten scheinen Bewegungen stattgefunden zu haben. Der „Serizitit" zeigt unter dem Mikroskop ein feinschuppiges, parallel gerichtetes Gefüge. Quarzkörnchen kommen nur vereinzelt vor. Diese Zwischenlagen können gedeutet werden als reine tonige — oder schon primär serizitische — Zwischenschaltungen in dem alten sandigen Depot, oder dann als Produkt einer „mechanischen Differentiation", d. h. das gleitfähige Serizitmineral hätte sich in einigen Bewegungshorizonten angereichert.

b) Der Quarzitzug des Meschlertotz (Index 14 auf Tafel II)

Die Obergrenze wird gebildet durch den Quarzitzug des Illhorns und stellenweise durch dessen kristalline Basis. Die Untergrenze ist markiert durch das

Kristallin von Fang (Index 12c auf Tafel II), dem der zu beschreibende Quarzitzug als nur durch sekundäre Bewegungsflächen getrennte, normale Sedimentbedeckung aufliegt.

Ein lückenlos aufgeschlossenes Profil finden wir in der Verlängerung des Illhorn-NE-Grates gegen den Üschinengraben, ferner in den Runsen, die nördlich Chandolin gegen Ponti d'amont (1,5 km WNW Chandolin) abfallen.

Der Quarzitzug ist verschuppt, wie einige Dolomit-Rauhwacke-Lagen (zwei grosse und drei kleine) im Illgraben zeigen (Profil 9 auf Tafel III). So kann denn auch die oberste Partie, welche gleich unter dem Kristallin der Mittleren Illalp folgt, auf zwei Arten gedeutet werden. Diese serizitreichen, konglomeratischen Quarzitschiefer mit bis dm-dicken karbonatischen Zwischenlagen können sowohl eine normal liegende Schuppe des Meschlertotz-Quarzitzuges selbst sein, als auch Überrest eines verschleppten Verkehrtschenkels des Kristallins der Mittleren Illalp.

Die Hauptmasse des Quarzitzuges — zwischen und besonders unter den Bändern karbonatischer Trias — wird gebildet von massigen, gleichkörnigen, weissen Quarziten, den sogenannten jüngeren Quarziten, deren maximale primäre Mächtigkeit ca. 150 m beträgt.

Im Liegenden des Dolomitzuges von Chandolin zeigen die obersten Quarzite eine spezielle Ausbildung. Das Korn jener jüngeren Quarzite wird gegen oben immer feiner und schliesslich stehen wir nach einem stetigen Übergang in einem makroskopisch dichten, hellen, blassgrünlichen Gestein mit sehr feiner Schieferung, welches von den basalen Rauhwacken oder Dolomiten des Zuges von Chandolin überlagert wird. Unter dem Mikroskop ist in diesen obersten Schichten kein Quarz mehr zu erkennen. Es handelt sich um einen Tonschiefer, der hier die sandige Sedimentation vor dem Einsetzen der karbonatischen Trias abzuschliessen scheint. Auf die Verbreitung dieser Tonschiefer werden wir noch zurückkommen. Sie sind auch in weiter Verbreitung bekannt aus dem Penninikum Bündens, wo sie als Rötbildungen gedeutet werden (R. Staub).

Das Kristallin von Fang, welches die Liegendgrenze des Quarzites bildet, keilt oft auf grössere Strecken aus. In der Fortsetzung der Phyllite und Glimmerschiefer findet man jeweils eine bis über 50 m mächtige Schichtfolge von fein- und grobkonglomeratischen Quarziten. Häufig zeigen hier die Komponenten die „couleur lie de vin", welche auch schon als Indiz für ein Permalter gewertet wurde. Am Weg zwischen Chandolin und Soussillon haben diese konglomeratischen Quarzite einen ziemlich hohen Feldspatgehalt; viele Gesteine sind dort als schwach metamorphe Arkosen anzusprechen. Bei Hermann (Lit. 174) sind diese Gesteine ausgeschieden als „Quartzites chlorito-séricitiques feuilletés", welche er zum Kristallin zählt.

c) Der Quarzitzug von Sex Rion (Index 13 auf Tafel II)

Seine Hangendgrenze wird gebildet durch den Quarzit des Meschlertotz mit dem Kristallin von Fang an der Basis. Im Liegenden finden wir im ganzen Querschnitt des Val d'Anniviers den Pontiskalk. Vom Illgraben an gegen Osten schaltet sich an der Basis des Quarzites auf 5 km eine dünne Kristallinlamelle ein (Kristallin von Untermeschler; Index 12a auf Tafel II), welche die nur sekundär gestörte, normale Basis dieses untersten Quarzitzuges der mittleren Stirnzone darstellt.

Einen lückenlosen Aufschluss finden wir in der oberen Schlucht von Ponti d'amont. Unter dem Quarzitzug des Meschlertotz (+ Kristallin von Fang) finden wir stellenweise feinschiefrige, kompakte, serizitreiche Quarzite mit karbo-

natischen Einschaltungen. In Analogie zu schon besprochenen ähnlichen Vorkommen müssen wir wiederum die Möglichkeit offen lassen, dass es sich eventuell um eine kleine Verkehrtserie handelt, die zum Kristallin von Fang gehören würde.

In der Beschreibung nach unten fortfahrend folgt nun eine wechselreiche Serie von Quarziten bis zum Pontiskalk. Nach einer Folge von massigen, gleichkörnigen, weissen Quarziten mit etwas über 50 m Mächtigkeit folgen in Abständen von knapp 100 m drei Partien von fein- und grobkonglomeratischen älteren Quarziten mit karbonatischen Zwischenlagen. Getrennt sind diese Serien durch feinschiefrige, grüne, oft sandige, kompakte Serizitquarzite und wenige massige, gleichkörnige Quarzite. Wir müssen annehmen, dass dieser Quarzitzug mehrfach in sich verschuppt ist, obwohl ein eindeutiger Beweis hiefür — in Form von Kristallin oder karbonatischer Trias — fehlt.

d) Die Rutschharnische mit Turmalin

In den serizitreichen, sandig-konglomeratischen Quarzitschiefern der oberen Partie des Illhornes (ältere Quarzite, die den oberen Teil des Illhornquarzitzuges

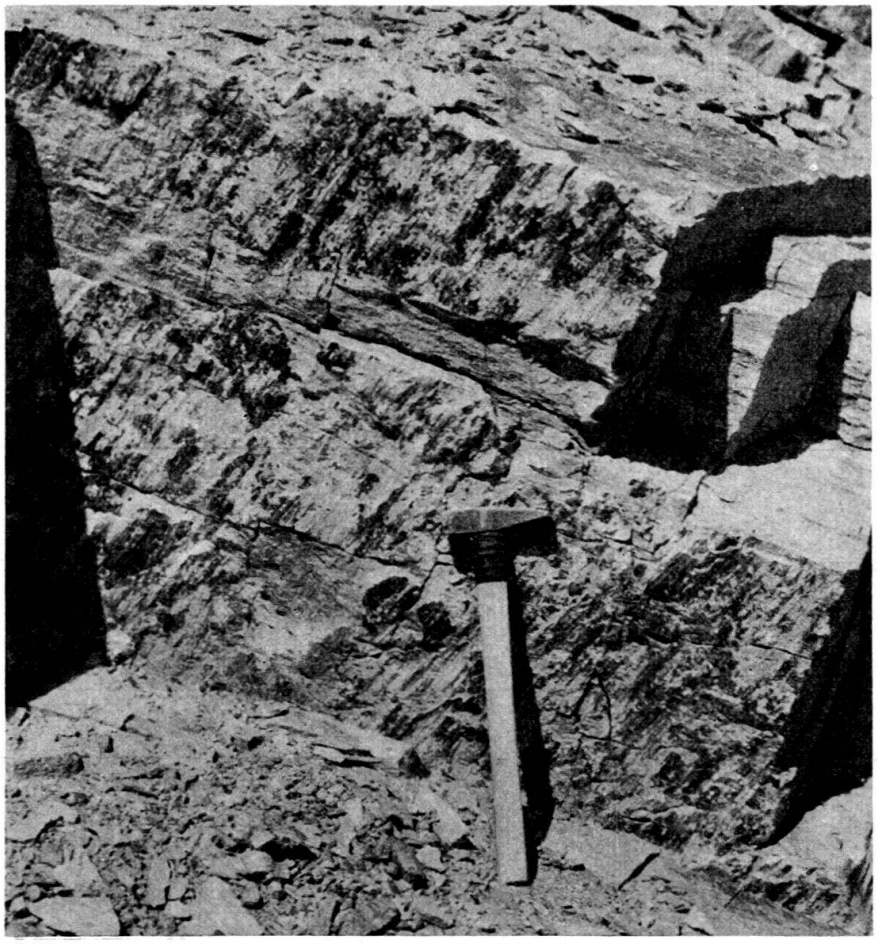

Fig. 1. Steinbruch westlich der Illseestaumauer. Frontansicht eines Rutschharnischs mit Turmalin

aufbauen) findet man immer wieder steilstehende Rutschharnische, die ungefähr E—W streichen. Diese Rutschharnische fügen sich gut ein in das System der Hauptklüftung, wie sie am ganzen Illhornnordhang beobachtet werden kann. Die intensive, saiger stehende Klüftung streicht dort WNW—ESE. Eine schwächere Klüftung streicht bei ähnlich steilem Fallen senkrecht zur ersten.

Die schönsten Vorkommen von Turmalin-Rutschharnischen finden sich wenig nördlich vom Illhorngipfel, ferner im Steinbruch westlich der Illseestaumauer (über dem Trittji). Die mehrere Quadratmeter grossen, gestaffelt auftretenden, schwarzglänzenden Flächen zeigen eine steilstehende Riefung, welche von Bewegungen herrührt. Im Detail ist ein Harnisch nicht einheitlich, sondern setzt sich zusammen aus glattpolierten Flächen, die mit positivem Relief mehrere Millimeter hervortreten und daneben aus zurücktretenden (vielleicht z. T. herausgebrochenen) Partien in denen man schon makroskopisch feine Turmalinnädelchen und bis 1 cm lange klare Quarzkristalle findet. Die sehr feinkörnige, „polierte" Turmalinschicht ist nur dünn und vom diskordant anstossenden Quarzit durch eine 1—5 mm dicke Lage von grobkörnigem Quarz getrennt. Ganz untergeordnet findet man noch einige kleine Albitkristalle und Hämatitschuppen.

Woher stammt nun dieser Turmalin? Lateralsekretion muss wegen der Turmalinarmut der Quarzite ausgeschlossen werden. Ob nun die zugeführten Lösungen in einem tiefern kristallinen Komplex mobilisiert wurden, oder ob es sich um magmatische Restlösungen, ebenfalls unbekannter Herkunft, handelt, kann hier nicht entschieden werden. Festzuhalten ist nur folgendes: Wir können in diesen älteren Quarziten im obersten Teil des Illhornquarzitzuges eine Turmalinisierung feststellen. Der Turmalin tritt im Quarzit nicht diffus auf, sondern ist konzentriert auf ein bestimmtes Gebiet eines jungen, spätalpinen Kluftsystemes, das noch für differentielle kleinere Bewegungen innerhalb der Quarzitmasse diente. Wir dürfen uns den Turmalin jedoch nicht „verstrichen" vorstellen; es dürfte eher zutreffen, dass ein Teil des Turmalins erst während dieser kleinen Bewegungen auskristallisierte.

Obwohl Turmalinrutschharnische in jüngeren Quarziten fehlen, sind sie nicht als typisches Merkmal zu werten für die älteren Quarzite. Im Gegensatz dazu stehen die karbonatischen Zwischenlagen, die eventuell auch sehr jungen Alters sind und doch — an Hand eines allerdings grösseren Beobachtungsmateriales über die Verbreitung — als wichtiges Merkmal der älteren Quarzite gewertet werden dürfen, an deren Basis sie oft mit der Konstanz eines stratigraphischen Horizontes auftreten.

e) Die karbonatischen Zwischenlagen

Bei der Untersuchung der Quarzite stossen wir immer wieder auf rostigbraun anwitternde Linsen und Bänder von Karbonat. Das mächtigste Band (auf Illarb, 1 km NNW des Illsees, unter dem Kristallin der Mittleren Illalp) ist 40 cm dick. Daneben findet man auch nur mm dicke Linsen. Die schönsten Vorkommen finden sich auf der Alp Les Arzechons (1,5 km NNW La Brinta, Val de Réchy), zwischen Les Giètes und Alpe Tracui (2 km NE La Brinta), bei Fang, an der Bella Tola und vor allem an verschiedenen Stellen am Illhorn. Die Vorkommen liegen alle in den als ältere Quarzite bezeichneten serizit- und albitreichen, sandig-konglomeratischen Gesteinen. In den Quarziten der basalen Stirnzone der Mischabeldecke scheinen sie zu fehlen (vgl. Tafel I).

Der Steinbruch beim Illsee wurde etwas näher untersucht. Das Nebengestein ist dort ein grobsandiger, schiefriger Serizit-Quarzit von kompaktem Aussehen. Die in der Schieferungs- (und Schicht-) ebene liegenden karbonatischen Lagen können sich sowohl seitlich als auch nach oben und unten in Linsen und unregelmässig begrenzte, „angefressene" Spickel auflösen. Anderseits finden sich auch in den dicken Karbonatbändern lagig verteilte, grosse Quarzkörner und

Quarzitbändchen. An einer einzigen Stelle (Colliau) wurde ein schwach diskoidantes Ausfingern einer ca. 15 cm dicken Karbonatlage beobachtet.

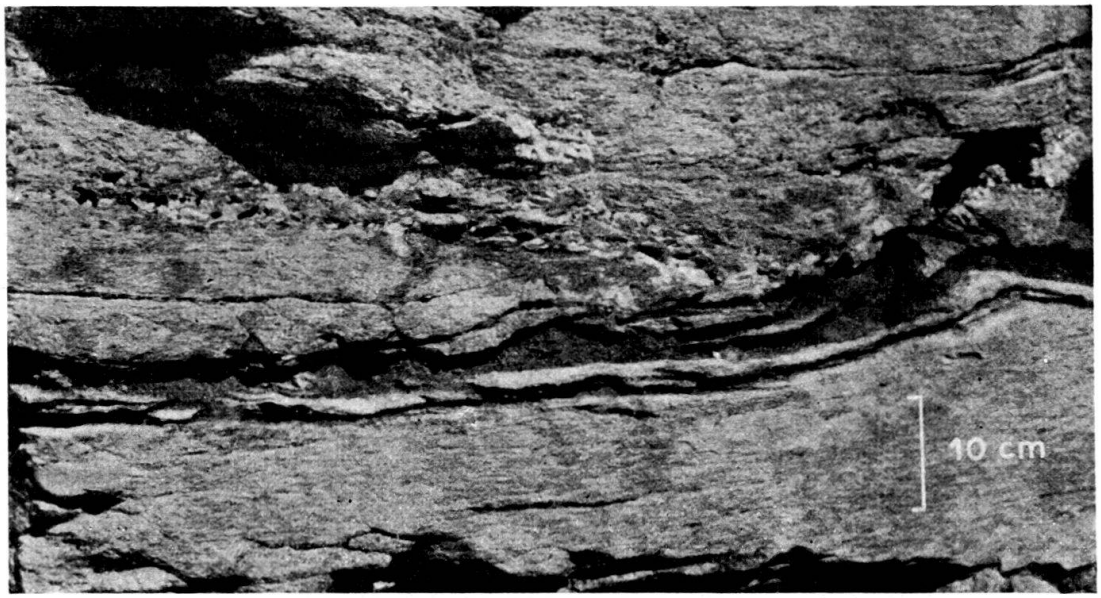

Fig. 2. Illhorngipfel. Karbonatische Zwischenlage (dunkel gefärbt) im Quarzit

Unter dem Mikroskop zeigt sich folgendes Bild:

Textur: Die karbonatischen Partien zeigen keine Schieferung.

Struktur: Die ungleich grossen Karbonatkörper sind i. a. eckig verzahnt. Selten zeigen sich, bis 1 cm grosse, sphärolithische Aggregate.

Karbonat: In rein karbonatischen Partien zeigen die Körner bald krümelige, verfärbte, buchtige Zonen als Grenzflächen, bald sind sie eckig verzahnt.

Quarz: Linsen von quarzitischem Gefüge und einzelne grosse und kleine Körner mit deutlichen Spuren einer Kataklase.

Albit: Stark zersetzt, voll Einschlüsse.

Mikroklin: Grosse unversehrte Individuen.

Serizit: Mehr oder weniger parallel gerichtete Züge, die sich stark auflösen können.

Die chemische Analyse einer Probe ergab folgende Werte: Nichtkarbonate: 48 Gew.% Dieser Wert dürfte nach den mikroskopischen Analysen sehr stark schwanken. Die Karbonate zeigen folgende Zusammensetzung:

$CaCO_3$	15,5 Gew.%
$MgCO_3$	52,0 ,,
$FeCO_3$	32,0 ,,
	99,5 Gew.%

Da nach der mikroskopischen Untersuchung keine Erze und nur einerlei Karbonat gefunden wurden, dürfte es sich um einen Ca-Mg-Fe-Karbonatmischkristall handeln. Und zwar am ehesten um einen Mg-reichen Ankerit.

An grobkörnigen Quarzausscheidungen in Klüften und Rissen können wir mindestens drei Generationen unterscheiden. Viel Quarz wurde zugleich mit den „turmalinisierenden" Lösungen gefördert und kristallisierte gleichzeitig aus. Zwischen den im grossen gesehen geradlinig durchziehenden Karbonatbändern und Linsenzügen finden sich stark verfältelte Quarzbänder, welche die älteste Phase markieren. Die jüngsten, grobkristallinen Quarzadern durchschlagen die beschriebenen Bildungen; sie sind an anderer Stelle (Chippis) oft so häufig, dass sie die ganze Erscheinungsform des Quarzites entscheidend prägen.

Genetisch können die karbonatischen Zwischenlagen entweder hydrothermale Bildungen sein oder dann sedimentäre karbonatische Einschaltungen.

Für das Auskristallisieren aus einer hydrothermalen Phase spricht der Chemismus, das mikroskopische Bild und ein schwach diskordantes Verfingern

Fig. 3. Colliau. Karbonatische Zwischenlagen (dunkel gefärbt) im Quarzit

eines Vorkommens (vgl. Fig. 3). Auf sedimentäre Entstehung deutet der Umstand, dass sich die karbonatischen Zwischenlagen oft mit der Konstanz eines stratigraphischen Horizontes in den älteren Quarziten sämtlicher Quarzitserien der höheren und der mittleren Stirnzone zu beiden Seiten des Val d'Anniviers verfolgen lassen. Im Falle sedimentärer Entstehung sind die Faziesverhältnisse — chemische Ausscheidung oder Einschwemmungen von Karbonatsand — schwer

zu erklären. Aus der Vorstellung von eindringenden karbonatführenden Lösungen scheint sich das heute vorliegende Bild am zwangslosesten zu ergeben. Das Beschränken dieser Bildungen auf die Basis der älteren Quarzite lässt sich dadurch erklären, dass entweder die Karbonatisierung bald nach der Ablagerung dieser Quarzsande erfolgt ist, oder dann, dass die in einer späteren (bis alpinen) Zeit aufsteigenden Lösungen nicht über die untersten Quarzite hinaufdrangen.

f) Zur Tektonisierung des Quarzites

Die Beobachtungen, welche in diesem Abschnitt behandelt sind, stammen aus der mittleren Stirnzone. Die Abtrennung der drei Quarzitzüge war an den Stellen schwierig, wo das trennende Kristallin fehlt. Deshalb wurde den tektonisierten Partien, die in der Verwitterungszone zu grobem Grus, Sand und feinstem Mehl zerfallen, vermehrte Aufmerksamkeit geschenkt. Solche Partien treten deutlich hervor, da der Quarzit im allgemeinen bei starker Denudation helle Wände mit eckig-kantigen Ausbrüchen und deutlicher Klüftung zeigt. An der Basis säumen grobe Blockfelder mit scharfkantigen, hellen Geröllen die Abbrüche. Bei schwacher Denudation bildet sich auf dem kompakten Gestein eine gelblich-bräunliche Verfärbung.

Dass es sich bei den zu Grus zerfallenden Horizonten nicht um schwächer verfestigte, grobdetritische Quarzite handelt, zeigen die in der Schichtebene gelegenen seitlichen Übergänge von grusigen Partien in massige, gleichkörnige, jüngere Quarzite. Grobsandige und konglomeratische Quarzite wittern ohne Tektonisierung nie in dieser Weise an. Wenn wir bedenken, dass der Quarz über einem gewissen kritischen Druck (temperaturabhängig) ein Rekristallisationsvermögen zeigt, das an die Regelation von Eis erinnert, sich jedoch unter diesem kritischen Druck gegenüber mechanischen Beanspruchungen äusserst spröde verhält, wird es gut verständlich, weshalb die alpine Metamorphose einerseits die Quarzsande zum Quarzit wandelte, während anderseits die alpine Orogenese — in späteren Phasen — im selben Gestein die mannigfaltigsten Zerbrechungserscheinungen im grossen und im kleinen verursachte.

Von drei Vorkommen sollen einige Beobachtungen mitgeteilt werden. Auf ca. 1400 m steht am Weg zwischen St. Luc und Fang eine grössere Masse von tektonisiertem Quarzit an. Die Schichtung ist sehr gut sichtbar; Unterschiede in der Korngrösse und im Serizitgehalt treten deutlich hervor. Die differentiellen Bewegungen innerhalb der tektonisierten Masse scheinen klein gewesen zu sein. Die Quarzite sind flach südfallend gelagert; in der Basis der tektonisierten Partie sind schöne Falten zu erkennen, welche wohl auch ein Ausdruck jener Bewegungen sind, die den Quarzit zerbrachen. Wenige 10 m nördlich oder südlich der schönen Aufschlüsse sind dieselben Quarzithorizonte noch ungestört. Der Kontakt ist nicht aufgeschlossen. Der tektonisierte Quarzit liegt ungefähr dort (evtl. wenig höher), wo auf Grund der Kristallinvorkommen nördlich Vissoie und der Mittleren Illalp die tektonische Grenze zwischen Illhornquarzit und Quarzit des Meschlertotz angenommen werden muss. Vor kurzem wurde ein kleines Projekt erwogen, diesen von Natur aus bereits zu Quarz- und Quarzitsand gebrochenen und gemahlenen Quarzit auszubeuten. Der Quarzgehalt war jedoch zu niedrig für die vorgesehenen Verwendungszwecke.

Das schönste Beispiel eines Bewegungshorizontes im Quarzit bietet die Illhorn-NE-Flanke (vgl. Fig. 4). Das Illsee-N-Ufer fällt zusammen mit der Grenze zwischen oberer und mittlerer Stirnzone. Die darunter folgende kleine Steilstufe wird gebildet durch die obersten Quarzite des Illhornquarzitzuges. In

diesem Wändchen finden wir auf eine Erstreckung von über 500 m eine wenige Meter mächtige, linsig ausgedrückte Kristallinlamelle (Kristallin vom Trittji). In der Fortsetzung nach Nordwesten (gegen den Illhorn-NE-Grat, 2490 m) ist von diesem Kristallin nichts mehr zu sehen, nur ein deutlich sichtbarer, feiner Horizont von tektonisiertem Quarzit lässt sich weiter verfolgen. Im Detail sehen

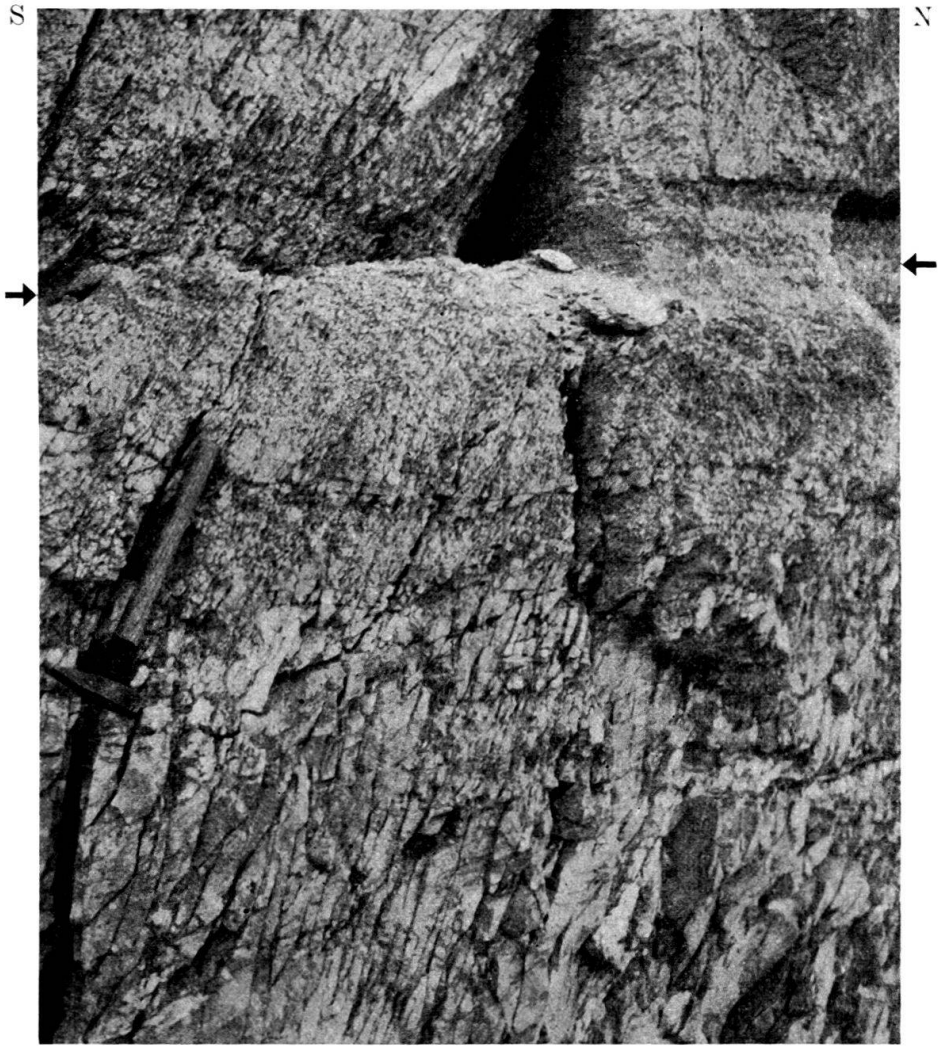

Fig. 4. Illhorn-NE-Grat, 2490 m. Die schmale tektonisierte Partie (→←) im Quarzit markiert eine Bewegungsfläche, längs welcher sich gegen Süden die Kristallinlamelle des Trittji einschaltet.

wir zu beiden Seiten des Horizontes folgende Erscheinung: Aus dem massigen, schön gleichkörnigen jüngeren Quarzit werden durch ein System von Clivageflächen flache Polyeder herausgeschnitten. Die Grösse der Bruchstücke sinkt rasch gegen die Bewegungsfläche zu, wo wir nur noch einzelne Quarzkörner finden, die in einer Masse von feinstem Quarzmehl schwimmen. Der Bewegungshorizont durchschneidet die Schichtung diskordant mit flachem Winkel, indem er wenig steiler als diese gegen Süden einfällt. Besonders die hangenden Schichten zeigen ein deutlich diskordantes Abstossen vom tektonisierten Horizont.

Das interessanteste Vorkommen liegt westlich P. 1934,4, 250 m westlich der Kirche von Chandolin, in den obersten Quarziten unter den Dolomiten von Chandolin. Von weitem beobachtend (etwa von Vercorin), glaubt man stark ver-

faltete Sedimente zu sehen. Es handelt sich aber um primär verknäuelt angelegte Bewegungsbahnen mit einem geringen differentiellen Bewegungsbetrag von einigen cm. Oder anders gesagt: es wurden einzelne Quarzitkeile und Pakete um einen geringen Betrag aneinander verschoben. Die nicht überall gut sichtbare Schichtung in diesen jüngeren Quarziten setzt sich zu beiden Seiten der diskordant verlaufenden, tektonisierten Zonen ungestört fort. Solche Diskordanzen, die bis zu 90° betragen, können hier gut beobachtet werden (vgl. Fig. 5). Die Grenzfläche zwischen dem Dolomitzug von Chandolin und den liegenden Quarziten ist eine Inhomogenitätsfläche, so dass eine Tektonisierung an dieser Stelle verständlich wird.

Fig. 5. 250 m westlich der Kirche von Chandolin. Der sehr feinkörnige, flach liegende Quarzit (linke Bildhälfte) geht unvermittelt über in sein durch Tektonisierung entstandenes, grusiges Zerfallsprodukt

Die tektonisierenden Vorgänge kann man zusammenfassend folgendermassen charakterisieren:

Das Endprodukt ist ein Kakirit bis Kataklasit. An Mineralien wurden keine Neubildungen gefunden. Die tektonisierten Partien können diskordant zur Schichtung verlaufen, liegen jedoch häufiger konkordant. Zum Teil sind nur kleine differentielle Bewegungsbeträge (dm) zu beobachten, z. T. müssen wir längs dieser Horizonte Überschiebungsbeträge von einigen km annehmen.

In Anlehnung an R. STAUB (Lit. 115) halten wir zwei Mylonitisierungsphasen auseinander: Eine ältere Mylonitisierung aus der Zeit der alpinen Hauptfaltung längs Überschiebungsflächen, die in den untersuchten Quarziten z. T. noch durch Kristallinlamellen markiert sind, und eine jüngere, spätalpine Mylonitisierung, welche mit geringen Differentialbewegungen grössere Partien und oft stark diskordant verlaufende Horizonte erfasste. Durchaus analoge Tektonisierung wurde nach mündlicher Mitteilung von Prof. R. STAUB auch in den Quarziten der Splügenermulde beobachtet.

3. Die Quarzite der basalen Mischabeldeckenstirn

a) Der Quarzitzug von St. Niklaus (Index 11 auf Tafel II)

Vom Nanzertal (zwischen Vispertal und Simplon) über das Mattertal und das Saastal bildet der Quarzitzug von St. Niklaus die Grenze zwischen der mittleren und der basalen Stirnzone bis in die Gegend des Illgrabens (vgl. Tafel II). Die Frage nach der tektonischen Zugehörigkeit dieses Quarzites und somit nach verkehrter oder normaler Lagerung ist für das Verständnis des zu beschreibenden Gebietes von grosser Wichtigkeit.

Für eine verkehrte Lagerung spricht 1. die karbonatische Trias, die in verschuppten, linsigen Zügen oft die Liegendgrenze des Quarzites bildet im Gebiet westlich Zeneggen; 2. die phyllitischen Serien und psammitischen Gneise, welche zum Teil im Hangenden des Quarzites die Casannaschiefer vertreten. Diese Serien wurden durch W. STAUB in Lit. 143 und auf Blatt Sion der Geologischen Generalkarte (Lit. 171) als Karbon ausgeschieden. Dieser Auffassung kann nach dem vorangehenden Kapitel nicht ohne weiteres beigepflichtet werden.

Für eine normale Lagerung sprechen, nebst der tektonischen Gesamtkonzeption, mindestens ebenso wichtige Argumente. Wichtig sind vor allem die Verhältnisse, die W. STAUB in einer Kartenskizze (Lit. 143) gibt. Der Quarzit wird östlich St. Niklaus auf eine Strecke von über 500 m überlagert von Triasdolomit, den wir als normal liegende mittlere Trias betrachten müssen, die zum Quarzitzug von St. Niklaus gehört (vgl. Profil 1 auf Tafel III). Ferner zeigen die Detailaufnahmen westlich von Zeneggen als Basis des Quarzitzuges ältere Quarzite mit entsprechendem Serizitgehalt und rosagefärbten Quarzgeröllen. In den oberen Partien finden wir die massigen gleichkörnigen jüngeren Quarzite. Diese Verhältnisse beschrieb auch R. ARBENZ (Lit. 2), wobei er sie ähnlich deutete. Ausser kleinen, randlichen Erscheinungen konnte keine Verschuppung in den mächtigen Quarzitserien über Zeneggen nachgewiesen werden; diese Möglichkeit muss jedoch offen gelassen werden.

Die Rauhwacken und Dolomite, welche oft an der Basis auftreten und im Gebiet der Hellelen (2 km NW Zeneggen) mit den Quarziten verschuppt sind, gehören primär nicht zum Quarzit; sie liegen einer tieferen tektonischen Einheit (Zone von Stalden) normal auf. Die Quarzite bilden die Sedimentbedeckung der Gspon-Törbelgneise (vgl. p. 44). Der Kristallin- und Karbonanteil dieser beiden tektonischen Einheiten keilt gegen Norden aus (Westseite des Vispertales). Nur die Sedimente mit spärlichem Kristallin und etwas Karbon repräsentieren westlich Zeneggen den Staldenerlappen.

Aus dieser Diskussion dürfen wir folgern, dass der Quarzitzug von St. Niklaus normal liegt.

Die Verschuppung der zwischen dem Quarzitzug von St. Niklaus und den Bündnerschiefern der Zone von Visp gelegenen Serien wird gegen Westen, im Gebiet von Turtmann intensiver; jene Zone wurde zusammengefasst als Schuppenzone von Unterems (vgl. Tafel II). Gegen den Illgraben zu stellt sich in dieser Schuppenzone der Pontiskalk ein. Der Quarzit von St. Niklaus keilt im östlichen Illgraben aus.

b) Die Quarzite von Chippis und Turtmann

Die Quarzite von Chippis gehören zur Karbonzone (Index 3 auf Tafel II), und zwar zum „hangenden Karbonzug" (Lit. 29), welchem wir das Karbon der Schuppenzone von Turtmann (Index 5 auf Tafel II) tektonisch gleichsetzen können.

Im Sommer 1945 lief der Bisse von Tsa Rarogne, westlich Chippis, über. Die dabei entstandene Erosionsrinne zeigt ein lückenloses Profil von den Karbonschiefern bis zu der karbonatischen Trias, das wohl bald wieder durch Schutt und Vegetation überdeckt sein wird (vgl. Tafel I). Über den Tonschiefern des Karbons folgt eine 50 cm mächtige Lage eines hell-weissen, schieferigen Quarzites. Der Hauptbruch erinnert stark an verschieferte Quarzporphyre. Der Quarz zeigt eine feine und eine grobsandige Fraktion. Der Albitgehalt beträgt 13%. Der Serizit ist fein verteilt, bildet auch flaserige, verzweigte Stränge im mikroskopischen Bild. Über diesem weissen Quarzitschiefer folgen ca. 3 m blätterige, feinsandige, grüne Serizitschiefer, die sich — wie an der Bella Tola — gut vom Hangenden und Liegenden abgrenzen lassen. Der Quarz ist feinkörnig, sein Anteil beträgt 35%. Der Serizit zeigt leichten Pleochroismus von farblos zu grünlich, sein Anteil beträgt 65%. Akzessorisch kommt noch etwas Karbonat und Pyrit vor.

Es folgen nun — nach oben — 60 m serizitreiche, albitführende, sandige Quarzitschiefer mit drei konglomeratischen Lagen. Die folgenden, über 100 m mächtigen, jüngeren Quarzite zeigen wenig über ihrer Basis eine massige, helle Konglomeratbank. In einer stark verwitterten Partie konnten die Komponenten isoliert werden. Es handelt sich um reine, grobkristalline Quarzgerölle von isometrischer Form. Kanten und Ecken sind ziemlich gut gerundet, doch sind auch häufig Überreste von fast ebenflächigen Begrenzungsflächen zu erkennen. Die Deutung einzelner Gerölle als „verschwemmte Windkanter" ist möglich, jedoch nicht näher beweisbar.

Über dem Konglomerat folgen 100 m massige, gleichkörnige, weisse Quarzite, welche zuoberst eine Schicht von Gipsquarzit zeigen, über welchem nochmals einige Meter Quarzit folgen. Wehrli (Lit. 159) beschrieb diesen Gipsquarzit aus einem Bruch westlich des alten Dorfteiles von Chippis. Wir finden dort von unten nach oben:

Quarzitschiefer, Gipsquarzit (6 m), Gips (1 m), weisser, massiger gleichkörniger Quarzit. Der Gipsquarzit bildet eine gebänderte bis schieferige, weisse Bank. Die zuckerstockartigen Verwitterungsformen gleichen stark denen der tektonisierten Quarzite. Nach mündlicher Mitteilung von Prof. R. Staub findet man in der Splügenermulde oberhalb Soglio entsprechende Verhältnisse. Bruchlos-trümmerige Quarzlinsen von 1 bis 20 mm Länge werden durch feinstaubige, flaserig verteilte Gipszwischenlagen zusammengehalten. Die chemische Analyse ergibt nach Wehrli einen Gipsgehalt von 20% bis 25%. Auch der überlagernde Gips ist nicht rein; er enthält viel Quarz.

Für die Entstehung dieser Bildungen haben wir verschiedene Möglichkeiten ins Auge zu fassen: 1. Rein mechanische Durchmischung. 2. Gleichzeitige oder „rasch" wechselnde Quarz-Gips-Sedimentation. 3. Gipsinfiltration in den nicht metamorphosierten Sandstein. 4. Metasomatische Bildung von Quarz in dem Gipslager.

Im Prinzip können alle vier Möglichkeiten allein oder kombiniert das Gestein geschaffen haben. Die Rolle der gegenseitigen Infiltration — in der oberen Crouja (1,5 km SE Vercorin) wurden bis 6 mm grosse, idiomorphe Quarzkristalle im Gips gefunden — ist schwer abzugrenzen. Doch deuten schon die überlagernden Quarzite eine Verschuppung an, welche verantwortlich sein könnte für die mechanische Durchmischung der beiden Gesteine (tektonisierter Quarzit und Gips). Dies trifft gleichfalls zu für das aus dem Bergell genannte Gegenstück (R. STAUB).

Die Quarzite von Turtmann bilden eine fast 100 m mächtige Platte, deren oberste Schichten — die jüngeren Quarzite — den Wasserfall im untersten Turtmanntal verursachen. Die stark verschieferten älteren Quarzite zeigen nahe der Basis einen wenig mächtigen, antiklinalen Keil von Karbonschiefern. Es ist dies das einzige Anzeichen einer Verschuppung. In der Mitte der Quarzitserie, noch in den älteren Quarziten, findet man eine wenige Meter mächtige Konglomeratbank. Die jüngeren Quarzite werden in Turtmann z. T. für chemische Zwecke ausgebeutet.

4. Das Quarzitnormalprofil

Über den Versuch einer stratigraphischen Zuteilung der Quarzite wird der nächste Abschnitt orientieren. Im folgenden interessiert uns nur die interne altersmässige Gliederung dieser Gesteine, d. h. die primäre Abfolge der einzelnen beschriebenen Schichtglieder. Eine Zweiteilung, wie sie aus praktischen Gründen schon vorweggenommen wurde, scheint am natürlichsten (vgl. Tafel I).

a) Die älteren Quarzite

Sandig-konglomeratische, durch den Serizitgehalt meist schieferige Quarzite. An der Basis sandige (meist grobsandig: Durchmesser der Quarzkörner 2 bis 5 mm), feldspatreiche Serizitquarzitschiefer mit karbonatischen Zwischenlagen in der höheren und mittleren Stirnzone. In der Mitte treten meistens die gröbsten konglomeratischen Gesteine auf (feinkonglomeratisch: Durchmesser der Komponenten 5 bis 20 mm, grobkonglomeratisch: über 20 mm) mit konstanter, aber geringerer Serizit- und Albitführung als an der Basis. Die obersten Schichten dieser älteren Quarzite sind wieder feiner detritisch. Die Quarzite werden nach oben langsam gleichkörnig. Der Serizitgehalt nimmt deutlich — jedoch ohne Hiatus — ab. Allmählich stellen sich die jüngeren Quarzite ein. Ein scharfer Fazieswechsel oder gar Diskordanzen wurden nicht beobachtet.

b) Die jüngeren Quarzite

Weisse, meist gleichkörnige, massige Quarzite. „Triasquarzit." Selten in tafeliger Ausbildung. Basale bis mittlere Schichten können grobkonglomeratisch sein. Doch bleiben sie, im Gegensatz zu den älteren Konglomeraten, serizitarm und massig.

Aus den jüngeren Quarziten heraus entwickelt sich stellenweise, vor dem Einsetzen der karbonatischen Sedimente, ein heller, basal stark feinsandiger Tonschiefer, der als „Grenzhorizont des obersten Werfénien" ausgeschieden wurde. Sein Übergang zu den Quarziten einerseits und seine scharfbegrenzte Überlagerung durch Rauhwacke oder Dolomit anderseits rechtfertigen die Zuteilung zur unteren Trias.

Die jüngeren Quarzite zeigen eine grössere Verbreitung als die älteren Quarzite.

5. Faziesentwicklung der Quarzite und Vergleich mit anderen Gebieten

Zwei Vorgänge müssen auseinandergehalten werden: Die Sedimentation und eine evtl. anschliessende Diagenese auf der einen Seite und die alpine Metamorphose auf der anderen Seite.

Die Hauptfrage lautet: handelt es sich um subaquatische oder terrestrische Sedimente? Die schwach tonigen, sandig bis konglomeratischen älteren Quarzite, sowie auch die jüngeren, gleichkörnigen, quarzreicheren Sedimente lassen sich weit eher mit dem Buntsandstein evtl. sogar mit Verrukano als mit den marinen Werfenerschichten vergleichen. Die für penninische Verhältnisse mächtigen Quarzite in diesem Sektor der nördlichen Mischabeldecke können gut verstanden werden als fluviatil-terrestrische Bildungen. Die wohl schon primär schlechte Schichtung steht damit in Übereinstimmung. Die von HALM (Lit. 61) aus einem benachbarten Gebiet beschriebene Kreuzschichtung konnte auch im vorliegenden Untersuchungsgebiet öfters als diffuse und nicht immer eindeutige Erscheinung beobachtet werden. Winderosionsformen und Windtransport scheint z. T. möglich, jedoch nicht erwiesen. Die Gebiete grösster Mächtigkeit fassen wir auf als Gebiete mit stärkster Senkungstendenz, die wohl auch morphologisch als flache Wannen in Erscheinung traten (vgl. Fig. 6). Interessant ist nun, dass der südliche Raum der basalen Stirnzone einen sehr geringmächtigen Quarzit zeigt, in der mittleren Trias jedoch — durch die Ausbildung des Pontiskalkes erwiesen — eine nicht allzu geringe Senkungstendenz aufweist. Im Gegensatz dazu zeigen die Quarzite der mittleren Stirnzone eine maximale Mächtigkeit (bis 400 m), sie sind aber nur von einer „normalen", lagunären, dolomitischen Trias bedeckt. Dies sind Phänomene, die uns weiter unten noch beschäftigen werden.

Spuren einer Diagenese — etwa in Form von Anwachszonen an den Quarzkörnern — fehlen. Falls sie je vorhanden waren, können sie durch die alpine Metamorphose verwischt worden sein. Auf diese Metamorphose reagierten die Quarzsandsteine durch starke Rekristallisation, der wir die heutige quarzitische Struktur zu verdanken haben.

Dass ein grosser Teil der Quarzite Buntsandsteinalter besitzt, dürfte erwiesen sein; ob auch ein permischer Anteil vorhanden ist, soll in diesem Abschnitt speziell diskutiert werden.

Eine der schönsten Fundstellen von penninischem Perm finden wir in den französischen Westalpen, im Briançonnais (Lit. 20, 40, 52, 62). An Sedimenten werden rote Schiefer, Sandsteine und Konglomerate mit bunten Komponenten beschrieben. Eine sehr aktive Magmatätigkeit ergab Andesite und andesitische Brekzien. Saure Eruptionen lieferten viele Auswurfprodukte („Cinérite").

Von den fraglichen Vorkommen penninischen Perms aus der Schweiz seien nur folgende angeführt:

R. STAUB (Lit. 120) erwähnt z. B. aus der südlichen Splügenermulde Konglomerate, die an Verrukano erinnern. Nach dem gleichen Autor ist Perm im Bündner-Penninikum nirgends als Verrukano s. str., etwa als Grödenersandstein oder als Rotliegendes ausgebildet.

GANSSER (Lit. 45) fand zwischen den flözführenden Karbonschiefern, die zum Areuegneis gehören, und der Trias bis zu 1 m mächtige grünliche, chloritführende Serizitschiefer, die evtl. als Perm gedeutet werden können.

STREIFF (Lit. 147) beschreibt an der Surettastirn bei Salin einen Übergang von Kristallin in ein mit fast 90° Diskordanz darüber transgredierendes, grobes Quarzkonglomerat. Darüber folgt eine feine Arkose, dann Triasquarzit.

In den penninischen Einheiten des Tauernfensters wird von DIETIKER (Lit. 37), DÜNNER (Lit. 39) und HOTTINGER (Lit. 70) zwischen den graphitischen Horizonten eines fraglichen Karbons und der sicheren Trias eine mannigfaltige Gesteinsserie ausgeschieden (Arkosen, Albitgneise, Phyllite, Konglomerate, Muskowitschiefer und Chloritoidschiefer), die dem Perm zugeteilt wird.

ITEN (Lit. 75) und GÖKSU (Lit. 56) erwähnen aus der südlich an das untersuchte Gebiet angrenzende Zone Gesteine, die den beschriebenen älteren Quarziten gut entsprechen; sie weisen sie dem Perm zu.

Es mag vielleicht vorteilhaft sein, für einen Moment das Penninikum zu verlassen und andere Permvorkommen zu erwähnen. Ich denke hier besonders an das deutsche Rotliegende, an den Sernifit des Glarnerverrukano oder an den mächtigen Grödener-Verrukano der Südalpen, jene typischen Wüstenablagerungen mit der lebhaften Magmatätigkeit. Aufs neue wird uns dabei die Fragwürdigkeit vieler penninischer Permvorkommen bewusst. Detritische Gesteine zwischen Karbon und Trias dürfen nicht kurzweg als Verrukano angesprochen werden. Der Ausdruck „Permo-Werfénien" ist abzulehnen, denn Buntsandstein und Rotliegendes können nicht einfach zusammengezogen werden. Der Zechstein wird dabei übersprungen oder ohne weiteres als Zechstein in Rotliegendfazies angenommen (Lit. 88).

Nach R. STAUB (mündliche Mitteilung) müssen wir einen alpinen Verrukanobegriff ungefähr folgendermassen definieren: Was noch ins Mesozoikum hineinreichen könnte, soll nicht als Verrukano bezeichnet werden. Nur die deutlich abtrennbaren jungpaläozoischen, detritischen (Wüsten-) Bildungen, welche allenfalls noch etwas Oberkarbon umfassen könnten, verdienen diesen Namen. Typisch für den alpinen Verrukano ist eine gewisse Magmatätigkeit, saure und basische Intrusionen, Vulkanismus. Grobdetritische Bildungen, welche die obigen Bedingungen nicht erfüllen — die z. B. in langsamem Übergang in sichere Triasquarzite übergehen — werden mit Vorteil als „Skythien (Werfénien) in verrukanoähnlicher Ausbildung" ausgeschieden, oder mit „Verrukano vermutlich skythischen Alters" bezeichnet (vgl. Legende zur Geologischen Karte der Bernina-Gruppe, Lit. 182).

Diese Abgrenzungen werden gestützt durch einen Vergleich mit dem deutschen Buntsandstein. KUMM (Lit. 80) beschreibt z. B. ausgedehnte Konglomeratbildungen aus Süddeutschland, die eindeutiges Buntsandsteinalter besitzen. Grosse Flüsse schufen das Ecksche Konglomerat, das Hauptkonglomerat, das Stauferkonglomerat.

Auch aus dem Melsersandstein sind ziemlich grobe Varietäten bekannt, die sich mit den oben beschriebenen Quarzitkonglomeraten gut vergleichen lassen.

Kehren wir nun zu meinem Untersuchungsgebiet zurück, so erkennen wir ohne weiteres, dass das Permalter der älteren Quarzite oder auch nur eines Teiles derselben aus diesen Vergleichen nicht bewiesen werden kann, ja eher unwahrscheinlich ist.

Mächtigkeitsmässig würden diese Quarzite wohl eher dem helvetischen Verrukano (als dessen südliche „Randfazies") als dem Melsersandstein entsprechen. Doch dürfen wir nicht vergessen, dass einerseits die mittelpenninische Nordfront durch den grossen Raum der Simplon-Tessinerdecken vom Helvetikum getrennt ist, und dass anderseits allein schon die ziemlich eindeutig triasischen jüngeren Quarzite eine bedeutend grössere Mächtigkeit besitzen als der Melsersandstein, so dass wir, zusammen mit den weiter oben erwähnten Gründen, um so eher versuchen dürfen, die ganze Quarzitbildung in die untere Trias zu stellen.

Zusammenfassend können wir folgendes aussagen: Die jüngeren Quarzite besitzen Buntsandsteinalter. Ein oberster Grenzhorizont der unteren Trias

mit z. T. feinsandigen Tonschiefern erinnert an das Röt des germanischen Buntsandsteins. Die älteren Quarzite besitzen sehr wahrscheinlich auch Buntsandsteinalter, sind aber z.T. in verrukanoähnlicher Fazies ausgebildet.

IV. DIE KARBONATISCHE TRIAS

Unter dem obigen Titel werden die Kalke, Dolomite und Rauhwacken (Gipslager), welche im primären Schichtverband zwischen den Quarziten und den Bündnerschiefern liegen, zusammengefasst. Die altersmässige Unbestimmtheit der Obergrenze dieser Serien (Pontiskalk!) kommt in der Formulierung der Überschrift nicht zum Ausdruck, darf aber im folgenden nie ausser acht gelassen werden.

1. Die karbonatische Trias der mittleren Stirnzone (Dolomitzug von Chandolin) (Index 15 auf Tafel II)

Die höhere Stirnzone trägt an der Bella Tola nur eine untertriasische Sedimentbedeckung. Die wenig weiter südlich anstehenden jüngeren Sedimente des Mischabelrückens wurden von Göksu (Lit. 56) untersucht (Tounot-Serie).

Der unterste Quarzitzug der mittleren Stirnzone der Mischabeldecke — derjenige von Sex Rion (Index 13 auf Tafel II) — zeigt keine karbonatische Trias. Im obersten Quarzitzug (Illhorn, Index 16 auf Tafel II), finden wir in der Runse westlich Colliau (2 km NNW St. Luc) vier wenig mächtige Bänder von Rauhwacke, die sich jedoch nicht weiter verfolgen lassen.

Einzig der mittlere Quarzitzug (Quarzitzug des Meschlertotz, Index 14 auf Tafel II) der mittleren Stirnzone zeigt in seiner oberen Partie einige, z. T. auf grössere Distanz verfolgbare, synklinal eingelagerte Keile von Dolomit und Rauhwacke. Die drei basalen Keile mit schönen synklinalen Strukturen stehen nur auf dem NW-Grat des Illhorns (P. 2093) an; sie streichen beidseits des Grates in die Luft aus (vgl. Profil 9 auf Tafel III). Der oberste Dolomitzug lässt sich aus der Gegend von Chandolin verfolgen bis auf die Illarb (Illhorn-NE-Grat). Wenig darunter liegt der Dolomitzug von Chandolin, ein bei Chandolin bis über 100 m mächtiges Band von Dolomit und Rauhwacke. Bei Les Giètes (1,5 km WSW Fang) treffen wir die westlichsten Aufschlüsse. Zur Hauptsache finden wir dort Rauhwacke, im Gegensatz zu den östlichen Vorkommen 200 m über dem Illtötz (Meschlerhorn), wo ein 10—15 m mächtiges Dolomitband inmitten von z. T. tafeligem, schönem jüngerem Quarzit auftritt. Die Profile aus dem östlichen Illgraben und diejenigen von Chandolin lassen sich nicht parallelisieren. Der Dolomitzug von Chandolin ist, besonders bei Chandolin selbst, sehr stark in sich verschuppt; wir finden dort in den tieferen Partien mindestens drei Lagen von Quarzit, eingeschuppt in eine stark gegliederte dolomitische Serie. Den primären Verband dieser Triasschichten zu rekonstruieren, ist aus den oben erwähnten Gründen sehr schwierig.

Hinsichtlich der Lagerungsverhältnisse dieses Triaszuges sei festgehalten, dass — ausser der im tektonischen Abschnitt noch zu besprechenden Gesamtkonzeption — zwei Gründe für normale Lagerung sprechen: erstens ein Tonschiefervorkommen im Liegenden der Dolomite, das zu den Tonschiefern der obersten Untertrias gerechnet wird, zweitens eine Bank von Primärbrekzien über Chandolin. In einem kleinen Aufschluss zeigte es sich, dass die Brekzie über einer unregelmässigen, schwach gewellten Linie (Transgressionsfläche), die sich z. T. auflöst, einsetzt. Die grauen, mittelkörnigen Dolomite des Liegenden bilden unverkennbar

die einzigen Komponenten der Brekzie, in der volumenmässig die gelbliche, dolomitische Zwischenmasse gegenüber den Komponenten überwiegt. Eine Abnahme der Grösse gegen oben kann in den beschränkten Aufschlüssen nicht festgestellt werden. Benachbart erscheinen gelbliche körnige Dolomite, die mit grosser Wahrscheinlichkeit das Hangende der Brekzienbank bilden. Das Bild der aufgeschlossenen Untergrenze der Primärbrekzie kann ohne weiteres als primäre Liegendgrenze gedeutet werden; die Interpretation als verkehrtliegende Hangendgrenze ist unwahrscheinlich.

So wie die Quarzitrepetitionen im Dolomitzug von Chandolin eine starke Verschuppung markieren, deutet auch die mehrfache Wiederholung von Rauhwackeschichten — die wir in der Mehrzahl aller Fälle als Basis der karbonatischen Trias betrachten dürfen — dasselbe Phänomen an. In der ockergelben bis rötlichen Grundmasse der Rauhwacken, die oft Quarz führt, schwimmen eckige Dolomit- und Kalkmarmorkomponenten. Daneben finden wir immer wieder grünliche, z. T. serizitische Tonschieferfetzen, die oft an die Tonschiefer der obersten Untertrias erinnern. Am Weg zwischen Chandolin und dem Illgraben stehen stark brekziöse Rauhwacken an, bei denen die Zwischenmasse sehr zurücktritt; die Gesteine gleichen einer schwach verkitteten feineren Gehängeschuttbrekzie. Das Alter dieser Brekzie ist unbestimmt. Ausser der Basis der karbonatischen Trias kommen für einen Vergleich auch jüngere Bildungen, z. B. Raiblerbrekzien, in Frage. Über diesen Rauhwacken (Basis der karbonatischen Trias) kann an einigen Stellen (Taf. I) eine kalkige Ausbildung beobachtet werden. Dieser weisse Kalkmarmor führt etwas Quarz und zeigt einen geringen Tongehalt, der sich meist in einer Serizitführung ausdrückt. Der Serizit kann ziemlich grobblättrig werden und sich in kleinen Linsen angereichert vorfinden, so dass wir in einigen Fällen einen Cipollin mit einigen Millimeter grossen Muskowitpaketchen vor uns haben.

Die im Hangenden folgenden Serien sind mit Ausnahme der meist brekziösen Tonschiefer stark dolomitisch. An der Basis der dolomitischen Trias finden wir feinkörnige bis dichte, zuerst gelbe, dann graugrünliche Gesteine. Die gelben, dichten Dolomite führen nördlich Chandolin bis 2 mm grosse idiomorphe Albitkristalle. Diese sind flächenhaft und linear angereichert. Begleitet sind diese Dolomite von bis 1 cm dicken flachen Linsen und Lagen von einem grünen, dichten, stark schieferigen, leicht glänzenden Material. Unter dem Mikroskop lässt sich nur etwas Serizit und viel feinkörniger Quarz unterscheiden.

Die etwas höheren graugrünen Dolomite sind, wie auch die gelben, massig, doch schlechter gebankt. Erwähnenswert sind darin die häufigen röhrenförmigen und kugeligen Nester von grobspätigem, dunkelgrünem Dolomit. Diese Dolomite werden gegen oben spätig und zeigen eine feinsandige Anwitterung.

Die brekziösen Tonschiefer bilden sehr wahrscheinlich hier eines der jüngsten Glieder der karbonatischen Trias. Die Situation in den stark verschuppten Serien lässt leider diesbezüglich keine eindeutigen Schlüsse zu, und wir sind z. T. einfach auf die deutlichen Analogien dieses Gesteins mit Raiblerbrekzien angewiesen. Der brekziöse Charakter zeigt sich am Ostrand des Illgrabens am deutlichsten. In dem dunklen Tonschiefer mit Serizithäuten finden wir bräunlich anwitternde Dolomitkomponenten. Diese sind mit dem Tonschiefer verfaltet und zeigen eine Streckung. Die Mächtigkeit beträgt nur wenige Meter. Der brekziöse Tonschiefer erinnert stark an Raiblerbrekzien aus Graubünden.

Der Quarzit zeigt im Kontakt mit Rauhwacke (z. B. Strasse Vissoie–Fang bei P. 1112,6) ein poröses, grobporiges Aussehen; er führt Karbonat und ganze Linsen und Lagen von Rauhwacke. Anderseits finden wir in der Rauhwacke

Quarzkörner und Quarzitbruchstücke. Wie weit es sich in beiden Fällen um ein tektonisches Phänomen handelt, und wie weit besonders der Quarzgehalt der Rauhwacken primären Detritus darstellt, ist schwer zu entscheiden.

Auf die Faziesverhältnisse werden wir in grösserem Zusammenhang zurückkommen. Zusammenfassend können wir nur — mit grosser Vorsicht allerdings — folgendes sagen: Über dem nicht überall ausgebildeten Grenzhorizont der obersten Untertrias folgt ein basaler Grenzhorizont der karbonatischen Trias mit Rauhwacke. Wir stellen diesen Grenzhorizont ins unterste Anisien. Die im Hangenden folgende Trias ist an der Basis zunächst oft kalkig, dann jedoch überwiegend dolomitisch ausgebildet. Da die brekziösen Tonschiefer — die nicht eindeutig die jüngste Trias darstellen — mit Raiblerbrekzien verglichen wurden, besteht die Möglichkeit, den mächtigeren Dolomitkomplex ins Ladinien zu stellen, die basalen Kalke ins Anisien (vgl. Tafel I).

2. Die basale Stirnzone

a) Der Pontiskalk (Index 10 auf Tafel II)

Im Querschnitt, den das Val d'Anniviers uns bietet, finden wir unter dem mächtigen Quarzitschuppenwerk der mittleren Stirnzone eine nicht minder imposante, über 1000 m mächtige Zone von Kalken und untergeordneten Dolomiten (Profile 8–10 auf Tafel III; Tafel I). Die hohen, massigen Wände der Schluchten von Les Pontis oder die Abbrüche zu beiden Seiten des Gorwetschgrates (zwischen Illgraben und Rhonetal) demonstrieren mit eindrücklicher Klarheit die Mächtigkeit dieses Pontiskalkes. Den lithologisch-stratigraphischen Begriff des Pontiskalkes möchte ich beibehalten in dem Sinne, wie ihn GERLACH für diese mächtigen, wahrscheinlich triasischen Kalke aus der Stirnzone der Mischabeldecke brauchte. Altersmässig darf man die Untergrenze des Pontiskalkes der Grenze von der Unter- zur Mitteltrias gleichsetzen; die obere Grenze ist noch unbestimmt.

Ähnlich wie bei den Quarziten der mittleren Stirnzone stellt sich auch hier die Frage, ob es sich um verkehrte oder normale Serien handelt, damit auch die Frage nach dem primären Ablagerungsbereich und nach der heutigen tektonischen Zuordnung. Eine interne Verschuppung des Pontiskalkes — etwa markiert durch ältere Gesteine oder z. B. durch Mesozoikum in Bündnerschieferfazies — wurde, mit Ausnahme des östlichsten Endes, nirgends beobachtet. Im Querschnitt des Val d'Anniviers finden wir im heutigen Liegenden des Pontiskalkes ein durchgehendes Band von Rauhwacke. Sie gleicht völlig jener, die in Chandolin als Basis der karbonatischen Trias beschrieben wurde. Im vorliegenden Falle wird die Deutung als „untere Rauhwacke" noch erhärtet durch die Ausbildungsweise der etwas verschuppten obersten Partien des Quarzites (im Liegenden), der zusammen mit dem Pontiskalk, dem Kristallin von Niouc normal aufzuliegen scheint. Das Profil durch diese Rauhwackenzone, wenig südlich P. 1006 an der Strasse Briex–Vercorin, zeigt von oben nach unten folgende Abfolge:

13. Pontiskalk.
12. Kalkmarmor mit serizitischen, rostig anwitternden Tonlagen.
11. Feiner Kalkmarmor mit feinen, tonig-sandigen Zwischenlagen.
10. Ockerfarbige Rauhwacke, durch Fetzen von grünen serizitischen Tonschiefern brekziös.
9. Kalkiger Dolomit, feinkörnig, etwas rauhwackig anwitternd.
8. Tonschiefer, graugrün, ziemlich kompakt.
7. Tafelquarzit, oben mit Muskowitblättchen.
6. Weisslicher Tonschiefer.

5. Dunkler Tonschiefer. Karbonatische Schmitzen enthalten kleine Muskowitblättchen.
4. Wie 5., heller.
3. Grobsandiger bis feinkonglomeratischer, geschieferter Quarzit mit kleinen gelben Karbonatlinsen.
2. Fein- bis grobsandiger, heller Quarzit, massig.
1. Feinsandiger, stark geschieferter Quarzit.

Das Profil umfasst von Schichtglied 1 bis und mit 12 eine Gesamtmächtigkeit von ca. 25 m. Auf die Mächtigkeitsangabe der einzelnen Schichtglieder wurde verzichtet, da die seitlichen Veränderungen sehr gross sind. Es ist möglich, dass es sich um mehr oder weniger campileraltrige Bildungen handelt.

Wir dürfen jedoch nicht vergessen, dass die Liegendgrenze der Pontiskalkmasse gegen das Kristallin (+ Quarzit) von Niouc eine Inhomogenitätsfläche darstellt, auf der sich sicher Bewegungen abspielten. Tektonisierter Pontiskalk, in Form von wieder verfestigten Kakiriten, zeigt eine ähnliche Anwitterung wie Rauhwacke. Doch können im Detail die beiden Bildungen gut unterschieden werden. Im Profil des Navisencestollens (Vissoie–Beauregard) — das mir von der Aluminium-Industrie S.A. in Chippis in verdankenswerter Weise zur Verfügung gestellt wurde — sind im Gebiet von Grand Ponti zehn Schichten von „Rauchwacke" eingezeichnet. Da diese Schichten vom Illgraben her in die untere Schlucht von Les Pontis streichen, bezweifeln wir die sedimentäre Natur dieser „Rauchwacken". Viel eher dürfte es sich um tektonisierte Horizonte handeln, die z. T. die erwähnten imposanten Erosionsformen bedingten. Grössere Massen von vollständig zerbrochenem Pontiskalk findet man an den verschiedensten Stellen; es sei nur erinnert an die Schwierigkeiten beim Ausbau des Strässchens am Ausgang des Illgrabens (Pulligen–Güetji). Die Rauhwacken aus der Basis des Pontiskalkes finden wir gegen Osten wieder in der Schuppenzone von Unterems (vgl. Tafel II und Tafel III, Profil 7) und — in entsprechender tektonischer Situation — an der Basis des Quarzitzuges von St. Niklaus (Profil 2 und 3 auf Tafel III). Zwischen Zeneggen und dem Hohkastler bilden sie die normale Sedimentbedeckung der Zone von Stalden. Im Osten sind diese Rauhwackevorkommen häufig verknüpft mit Gipslagern.

Über der basalen Rauhwacke folgt im Val d'Anniviers die grosse Masse des wenig differenzierten Pontiskalkes. Gestützt auf Vergleiche mit noch zu besprechenden Triasprofilen konnte eine Zweiteilung vorgenommen werden in eine dickbankige obere und eine dünner gebankte untere Partie. Im Penninikum kann immer wieder festgestellt werden, dass die anisischen Schichten oft etwas dünnbankiger ausgebildet sind als die ladinischen (z. B. R. Staub, Lit. 120). Die stratigraphische Zweiteilung des Pontiskalkes basiert leider zur Hauptsache nur auf diesem Indiz; jedoch lassen sich aus dem wenig tiefer (nördlich) liegenden Dolomitzug von Beauregard noch weitere, bestätigende Beobachtungen anfügen. Am schönsten sieht man den Unterschied in der Bankung auf der Westseite des unteren Val d'Anniviers zwischen der Crouja und Briex dessus.

An der Strasse zwischen Briex und Vercorin finden wir zwischen P. 1006 und P. 1098 ein lückenloses, 800 m mächtiges Profil durch die untere und z. T. obere Partie der Zone des Pontiskalkes. Cadisch (Lit. 27) hat dieses Profil beschrieben. Dolomite und stark dolomitische Kalke sind hier viel seltener als in dem höheren Pontiskalk, etwa im Gebiet von Ponti d'amont (2 km N Fang), wo sie als Zwischenlagen auftreten. Im ganzen Strassenprofil haben wir hier nur zwei Haupttypen zu unterscheiden.

1. Dunkle, oft bläuliche, fein- grobspätige Kalke. Einzelne Gesteine könnten Echinodermenbrekzien sein, doch wurde im Dünnschliff keinerlei Gitterung beobachtet. Diese Gesteine bilden mächtige Zwischenlagen in dem

2. schwach dolomitischen, feinkörnigen Kalkmarmor mit hellen, gelbbräunlichen und graugrünlichen Farben. In den basalen Schichten zeigt sich eine merkwürdige „brekziöse" Ausbildung. Die gelbbraunen Komponenten haben weiche, längliche Formen, wie wir sie etwa kennen als Spuren von schlammbewohnenden Organismen.

Das Hauptaugenmerk richtet CADISCH (Lit. 27) auf einen gesprenkelten Kalkmarmor. CADISCH deutet das Gestein als fraglichen Korallenkalk; es erinnert ihn an obertriasische und rhätische Korallenkalke Bündens. Organische Feinstrukturen wurden keine gefunden. Es bestehen jedoch noch andere Möglichkeiten, diese Sprenkelung zu erklären. STREIFF (Lit. 147) beschreibt sich kreuzende Clivageflächen, die, von reinerem sekretionärem Kalzit erfüllt, ähnliche Bilder hervorrufen können. Diese Erklärung ist besser, da „üblicherweise" bei den Korallenkalken an Stelle der Organismen ein reinerer Kalk vorhanden ist als in den Zwischenräumen; beim erwähnten fraglichen Korallenkalk ist dies jedoch nicht der Fall. In einem leicht sandig anwitternden, dunklen Dolomit von Beauregard (Index 4 auf Tafel II) wurde eine vergleichbare Sprenkelung beobachtet, die jedoch seitlich übergeht in eine — wohl zur Zeit der Diagenese — mehr oder weniger gestörte Feinschichtung. Die koralligene Natur des Kalkes aus dem Strassenprofil Briex–Vercorin ist folglich — wie dies CADISCH schon in Erwägung zieht — keineswegs eindeutig[1]).

Eine an das besprochene Profil anschliessende, höhere Partie des Pontiskalkes ist aufgeschlossen in der unteren Querschlucht von Les Pontis (Grand Ponti). Dann folgt ein Stück, das nur längs der Navisence gut sichtbar ist. Die obersten 300 m sind zugänglich in der oberen Querschlucht von Les Pontis (Ponti d'amont oder Petit Ponti[2])). Die obere und mächtigere Partie des Pontiskalkes ist sehr dickbankig und massig. Die Hauptmasse wird gebildet durch hellgraugrüne und crèmefarbene, nur schwach dolomitische, feinkörnige Kalkmarmore. Manchmal zeigt sich eine schwache, unscharfe Bänderung. In diesen hellen Kalkmarmoren finden wir feinspätige und grobspätige, dunkelblaugraue Kalke, gleich denen aus dem beschriebenen Strassenprofil. Die Verwitterung erzeugt auf diesen dunklen Kalken stellenweise rostige Flecken. Feine gelbe Mergelhäute sind intensiv verfältelt und zeugen wohl von Stauchungen während der Diagenese. Ein Bänderkalkmarmor stellt den Übergang her zu den schon beschriebenen blassfarbenen Kalkmarmoren, welche die Hauptmasse des Pontiskalkes aufbauen. Die Dolomite, die wir hier als i. a. wenig mächtige Einlagerungen finden, zeigen immer ein viel feineres Korn und sind meist makroskopisch als dicht anzusprechen. Vorwiegend sind sie gelblich oder hellgrau, die dunklen dichten Varietäten mit weisser Anwitterungshaut sind seltener.

In der unteren Schlucht von Ponti ist das Vorherrschen der blass gefärbten Kalkmarmore noch ausgeprägter als in Ponti d'amont. Die gelblichen Dolomite zeigen dort oft ein brekziöses Aussehen und verwittern mehlig. Die dunklen spätigen Kalke sind seltener.

Eine genauere Detailgliederung zu geben, ist nicht leicht, deshalb wurde vorläufig nur versucht, die wichtigsten Gesteinstypen des Pontiskalkes — es sind ihrer nur wenige — zu charakterisieren und in ihrem gegenseitigen Verhältnis etwas darzustellen.

---

[1]) Wir sind nur darum gezwungen solche Beobachtungen eingehend zu erwähnen, weil die Faziesverhältnisse des Pontiskalkes eines der Grundprobleme bilden.

[2]) Das Profil längs der Navisence zwischen Chippis und Fang ist leider auch bei tiefem Wasserstand im Herbst nicht ohne weiteres zugänglich.

Eine interessante Aufgabe, in bezug auf die tektonische Stellung des Pontiskalkes, stellt nun noch der Rauhwacke-Tonschieferzug, welcher im Hangenden des Pontiskalkes die Grenze gegen die Quarzite der mittleren Stirnzone bildet (Tafel I und Profile 9 und 10 auf Tafel III). Die Grenze Quarzit-Pontiskalk war eine Fläche grösserer Bewegungen; dies wird — abgesehen von der Interpretation dieser Zonen in grösserem Zusammenhang — angedeutet durch eine Lamelle von Kristallin (Kristallin von Unter Meschler, Index 12a auf Tafel II), welche im unteren Illgraben den Quarzit auf über 3 km Erstreckung vom Pontiskalk trennt. Wir dürfen deshalb an dieser Stelle keine zusammenhängende Verkehrtserie mit Quarzit-Rauhwacke (basales Anisien)-Pontiskalk annehmen. Es besteht höchstens die Möglichkeit, dass es sich z. T. um einen verschleppten Verkehrtschenkel des Quarzites handelt, der ja in der mittleren Stirnzone anscheinend unterhalb der Grenzfläche zur karbonatischen Trias abgetrennt und mehrfach in sich verschuppt wurde. Abgesehen von diesen Kriterien schien uns aber bis jetzt eine normale Lagerung des Quarzites und des Pontiskalkes auf Grund von stratigraphisch-lithologischen Beobachtungen am wahrscheinlichsten.

Dass es sich bei diesem Rauhwackenzug nicht einfach um eine tektonisierte, oberste Partie des Pontiskalkes handelt, zeigt das folgende Profil, welches auf ca. 1340 m in der Schlucht von Ponti d'amont aufgenommen wurde. Profilbeschreibung von oben nach unten:

10. Quarzit (der Kontakt ist nicht aufgeschlossen).
9. Graugrüner Tonschiefer, rotbraun anwitternd.
8. Dichter, kompakter Tonschiefer, feingebändert. 3—5 mm mächtige, dichte, dunkel graublaue, splitterig-muschelig brechende Lagen wechseln mit hell graubraunen, etwas schieferigen Bändchen. Es zeigt sich eine sehr starke Schieferung und überraschende Kompaktheit.
7. Ockerfarbige Rauhwacke mit grünlichen, serizitischen, verbogenen Tonschieferschmitzen und Quarzkörnern.
6. Grünlicher Tonschiefer mit Serizithäuten auf den Schichtflächen. Darin kleine Zwischenlagen von Rauhwacke.
5. Rauhwacke, wie 7.
4. Kalkmarmor.
3. Feine, stark sandige Rauhwacke mit einzelnen grösseren Dolomitbrocken. Dunkel graubraune, sandsteinartige Verwitterung.
2. In 1. wechsellagernd eine brekziöse Rauhwacke mit gelben mehligen Dolomitbrocken und Komponenten von Kalkmarmor.
1. Helle, feinkörnige Kalkmarmore, schwach gebändert.

Die gesamte Mächtigkeit der Schichtglieder 3 bis und mit 9 beträgt etwa 15 m.

Ähnlichkeiten zwischen diesem Rauhwacke-Tonschieferhorizont und Raiblerschiefern aus Bünden bestehen durchaus. Wir müssen deshalb die Möglichkeit offen lassen, dass es sich hier um eine „obere Rauhwacke" etwa im Sinne der französischen Westalpengeologen (Lit. 52, 53) handelt. Längs dieser Inhomogenitätsfläche wurde der Pontiskalk von seinen jüngeren Hangendserien abgetrennt und in sich verfaltet.

b) Der Dolomit von Beauregard und seine östlichen Äquivalente (Indices 4 und 6 auf Tafel II)

Auffällig ist in dieser, im Liegenden des Kristallins von Niouc mächtig ausgebildeten Trias der Dolomitreichtum und — ebenfalls verglichen mit dem Pontiskalk — die abwechslungsreichere Abfolge der Serien. Der Gehalt an

$MgCO_3$ schwankt selbst in grösseren Komplexen zwischen 40 und 50%; damit war die Möglichkeit gegeben, dass die Aluminium Industrie SA. in Chippis in den letzten Kriegsjahren diese Dolomite unterhalb des Ochsenbodens für die Magnesiumgewinnung abbauen konnte.

Der Dolomit von Beauregard ist mit seiner quarzitischen Trias die normale Bedeckung des Karbonzuges von Chippis. Im Querschnitt des Val de Réchy grenzen Karbonzone und Kristallin von Niouc noch ohne trennende Trias aneinander; erst am Strässchen zwischen Chippis und Tsa Rarogne (1 km SW Chippis) treten die ersten verschuppten Triaslinsen mit Quarzit, Gips und Dolomit auf. Auf der Ostseite des Val d'Anniviers zeigt diese Trias ihre grösste Mächtigkeit, indem sie im Profil mit deutlicher Fächerstruktur zwischen Karbon im Liegenden und Kristallin im Hangenden gleichsam herausquillt und die nördliche Basis des Gorwetschgrates (zwischen Illgraben und Rhonetal) bildet.

Die Zone streicht gegen Osten unter das Quartär des Rhonetales und taucht erst wieder auf in der Schuppenzone von Turtmann (vgl. Tafel II). Über den Quarziten, die dem Karbon normal aufliegen, finden wir auf der Westseite des untersten Turtmanntales folgende Serie. Die karbonatische Trias ist längs der basalen Rauhwacke etwas abgeschert und zu einer im Kern eng gepressten, nur wenig nach Norden überkippten Antiklinale gefaltet. Über dieser basalen Rauhwacke, die mit gelben, mehligen Dolomitbänken verschuppt ist, folgen grobkörnige, etwas kalkige Dolomite und dann sehr feinkörnige gelbe Dolomite, die gegen oben brekziös werden. Die Grundmasse der Brekzie wird gebildet durch ein Netzwerk (im Querbruch) von silbergrauen, quartenschieferähnlichen Schieferchen. Die Dolomitkomponenten sind sehr dicht gepackt und zeigen weiche, z. T. stark ausgezogene Formen. Sie haben Zentimeter- bis maximal Dezimetergrösse. Die Schieferchen bilden gegen oben mächtigere, zusammenhängende Lagen, sie werden dunkler und gleichen tonigen Bündnerschiefern. Dann setzen die zunächst helleren, bald aber dunkleren Kalke der basalen Bündnerschiefer ein. Es ist dies einer der seltenen Fälle, wo wir in der Stirnzone der Mischabeldecke Bündnerschiefer in eindeutigem Zusammenhang mit der Mischabeldecke finden. Stratigraphisch lässt sich dieses Profil mit einigen Vorbehalten folgendermassen deuten. Über den Quarziten der unteren Trias folgen die Rauhwacke, der mehlige und der grobkörnige Dolomit der mittleren Trias. Die brekziösen Dolomite mit quartenschieferähnlichem Bindemittel und Zwischenlagen sind vielleicht in die obere Trias zu stellen. Darüber folgen die liasischen, kalkigen Bündnerschiefer.

Gegen Osten verschwindet die Zone von Turtmann wiederum unter dem Quartär des Rhonetalbodens. Im Abschnitt zwischen Turtig und Visp schwenkt jedoch das Schichtstreichen, infolge des grossen allgemeinen Achsenanstieges gegen den Simplon zu, von ca. E–W um gegen NW–SE. Wir dürfen deshalb in den tieferen Elementen, die schon westl. Visp aus dem Quartär des Rhonetales wiederum auftauchen, besonders aber im tiefen Querschnitt des Vispertales, nach einer Fortsetzung der Zone von Turtmann suchen. Die einzige Möglichkeit hiefür scheint mir der Lappen von Visperterminen zu bieten. Als Lappen von Visperterminen wurde in der östlichen Mischabelstirnzone die basalste Kristallindigitation ausgeschieden. Auf der Westseite des Vispertales bildet die „Kalkfluh" (1 km W Kirche von Zeneggen. Vgl. T. A.) die direkte westliche Verlängerung dieses Kristallinlappens. Die maximale Mächtigkeit der Kalkfluhtrias beträgt fast 100 m. Es sind massige, graue Dolomite, die an ihrer Basis mit tektonischem Kontakt — unterstrichen durch eine Dislokationsbrekzie der Dolomitbasis — an Grünschiefer und im Norden an Bündnerschiefer grenzen. Ein schmales Bündnerschieferband im Hangenden

dürfte in normalem Kontakt zur Trias stehen. Diese Dolomite, deren oberste Partie etwas geschiefert ist, lassen sich gut vergleichen mit gewissen Typen aus dem Dolomit von Beauregard, dessen Beschreibung nun folgt.

Ein gutes Profil durch die untere Partie der Trias von Beauregard zeigt sich längs der Druckleitung des Navisencewerkes. Profilbeschreibung von oben nach unten:

7. x m dickbankige, graue Dolomite, z. T. brekziös. Weiter westlich mit Korallen und Gastropoden.
6. 70 m dünnbankige, plattige, meist dunkle Kalke.
5. 20—25 m mergelige, dunkle, dichte Kalke; basal dunkle Tonschieferchen mit etwas Dolomit.
4. 2 m rauhwackig verwitternder Dolomit.
3. 15 m gelbe, geschieferte Dolomite, z. T. sandig anwitternd.
2. 5 m helle Kalkmarmore mit etwas Gips an der Basis.
1. x m Quarzite.

Die Schichtglieder 2–6 mit einer Gesamtmächtigkeit von etwas über 100 m können auf Grund von Vergleichen mit anderen penninischen Triasvorkommen vielleicht ins Anisien gestellt werden. Neben dem weiter westlich mit mächtigerer Rauhwacke ausgebildeten Basishorizont ist der dünnbankige Kalkkomplex, in welchem die Mächtigkeit der Bänke immerhin bis ca. 50 cm betragen kann, schon von weitem gut sichtbar und deutlich abzutrennen von den hellen, viel dickbankigeren, massigen Dolomiten im Hangenden.

In bezug auf die altersmässige Zuordnung sind die wenigen Fossilreste aus den Dolomiten unbrauchbar, sie bieten jedoch einige Hinweise auf die faziellen Verhältnisse. In den obersten, feinkörnig bis dichten, dunklen, etwas kalkigen Dolomiten wurden am alten Strässchen zwischen Niouc und Sierre kleine Gastropoden gefunden. Die bis 6 mm langen Schalen waren nicht näher bestimmbar. Färbungen und Ätzversuche zeigten keine weiteren Resultate. Das ursprüngliche Aragonitmaterial wurde wie immer durch körnigen Kalk und Dolomit ersetzt. Faziell weisen Gastropoden auf ein untiefes, eher warmes Meer.

Von Krinoiden sind nur unsichere Spuren vorhanden, und zwar ebenfalls in diesen obersten Schichten.

Etwas tiefer wurden eindeutige Korallen gefunden. Sie zeigen aber bei Färbversuchen von Dünn- und Anschliffen keine inneren Strukturen; die infolge der Metamorphose auftretende Rekristallisation scheint diese verwischt zu haben. Die Faziesverhältnisse, welche Korallenvorkommen ermöglichen, sind bekannt; wir werden noch darauf zurückzukommen haben.

In der westlichen Verlängerung des Felsspornes von Beauregard wurden in einem feinspätigen, blaugrünen, dolomitischen Kalk merkwürdige, bis 5 mm lange Stäbchen gefunden. Im Anschliff zeigt sich eine einfach-zonare Innenstruktur. CORNELIUS (Lit. 32) erwähnt solche Gebilde aus den dunklen anisischen Dolomiten der Errdecke; ferner sind auch von anderen Stellen solche Formen, die häufig als Pseudomorphosen nach Einkristallen (Baryt usw.) gedeutet werden, bekannt geworden.

Brekzien sind, soweit sichtbar, in einer mittleren Partie der Dolomite sehr verbreitet (vgl. Tafel I). Im frischen Bruch sehen die Gesteine homogen aus, erst die Anwitterung schafft sichtbare Unterschiede zwischen der Grundmasse und den Komponenten heraus. Die Komponenten sind innerhalb einer Bank alle gleich. Deutlicher weisen auf die primärbrekziöse Natur des Gesteins einige Komponenten,

die bei ihrer Einbettung noch nicht verfestigt waren und auseinanderfielen. Ausser diesen Anzeichen einer Umlagerung von diagenetisch noch nicht verfestigtem Material, finden wir an derselben Stelle auch Dolomite, die schön zeigen, wie eine Schicht langsam aufblättert, sich in einzelne Brocken auflöst und in eine Brekzie übergeht. Gestörte Feinschichtungen sind häufig zu beobachten. Wir werden kaum fehlgehen, wenn wir die meisten dieser Brekzien aus dem Dolomit von Beauregard als Primärbrekzien deuten.

An der Strasse Niouc–Sierre auf 790 m Höhe kann in den steilstehenden Schichten von Norden nach Süden folgendes Profil durch die Hangendgrenze des Dolomites von Beauregard beobachtet werden.

1. Feinkörniger, dunkler Dolomit, randlich dicht und geschiefert.
2. Leuchtend gelbe Rauhwacke, ca. 20 m mächtig. Am Rand, gegen den Dolomit zu, schwimmen m-grosse Dolomitblöcke in der Rauhwacke. Die südliche Partie, welche an das Kristallin von Niouc grenzt führt grosse Kristallinblöcke.
3. Spuren von Gips.
4. Karbonathaltige gelbe serizitische Schiefer.
5. Laminiertes, grobes Konglomerat als Basis des Kristallins von Niouc.

Die grossen, reinen Gipsmassen, die wenig südlich Chippis anstehen, scheinen in diese Schichten hineinzuziehen.

Die starke tektonische Beanspruchung dieser Rauhwacke ist gut sichtbar. Falls es sich nicht um eine „obere Rauhwacke" handelt, ist der Kontakt gegen das Kristallin von Niouc nur sekundär gestört. Der Dolomit von Beauregard wäre dann eindeutig synklinal eingefaltet und nicht einfach glatt überfahren vom Kristallin von Niouc.

3. Faziesentwicklung der karbonatischen Trias und Vergleich mit anderen Gebieten

Das Ablagerungsgebiet der mittleren und der höheren Stirnzone bildete zur Zeit der unteren Trias eine flache, nach Süden schwach ansteigende Wanne (mächtiger Quarzit). Die mitteltriasische Transgression setzte das ganze Gebiet unter Wasser. In der Folge wurde hier eine dolomitische Trias abgelagert, die in bezug auf Mächtigkeit und Ausbildung nicht stark abweicht vom allgemeinen Typus der penninischen Trias (vgl. Fig. 6).

Ganz anders liegen die Verhältnisse in der basalen Stirnzone. Von Süden nach Norden finden wir folgende Ablagerungsräume: Pontiskalk (z. g. T. auf dem Kristallin von Niouc), Dolomit von Beauregard (auf dem hangenden Karbonzug, Chippis), ferner die zwei noch folgenden, tieferen Karbonzüge, die im beschriebenen Gebiet nicht mehr aufgeschlossen sind. Die basale Stirnzone bildete zur Zeit der unteren Trias eine, mit Ausnahme des Gebietes von Chippis, nicht stark akzentuierte Fläche. Doch setzt im Gebiet von Chippis mit der mitteltriasischen Transgression eine z. T. unruhige, nicht sehr starke Senkungstendenz ein, die bei geringer Meerestiefe die ziemlich mächtigen Dolomitserien entstehen liess. Viel ausgeprägter war diese Senkungstendenz im Nordabschnitt der basalen Stirnzone, wo in etwas grösserer Meerestiefe der mächtige Pontiskalk abgelagert wurde (vgl. Tafel I).

Hinsichtlich des Pontiskalks müssen wir uns bewusst sein, dass diese für penninische Masstäbe aussergewöhnlich mächtige und eintönige kalkige Trias sicher auch unter Bedingungen abgelagert wurde, die für penninische Verhältnisse aussergewöhnlich sind. Wie schon erwähnt, deuten die grosse Mächtigkeit, die kalkige Ausbildung und die eintönigen Serien mit den langsamen und verwischten Übergängen auf ein Ablagerungsgebiet mit stetiger, nicht allzu geringer Senkungs-

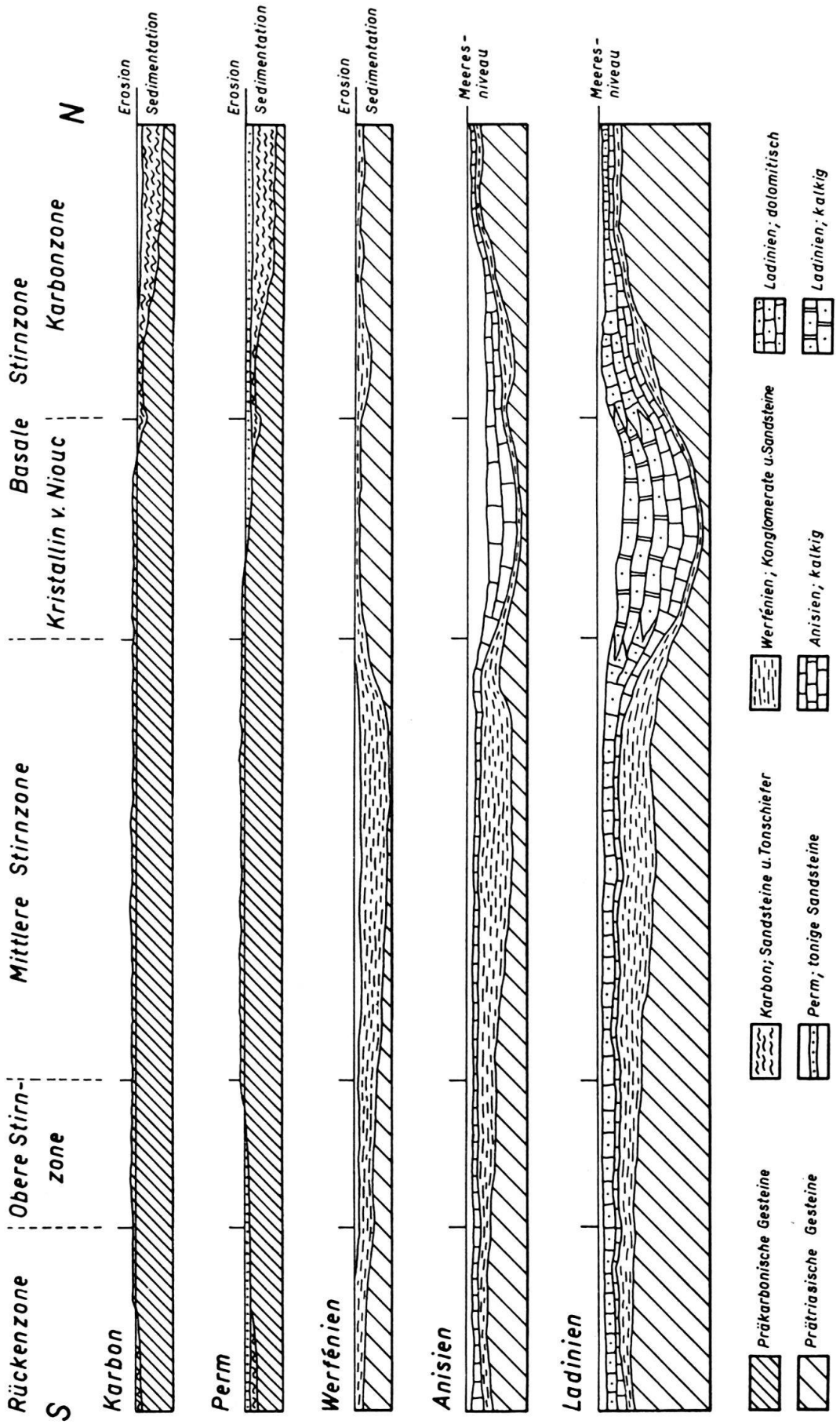

Fig. 6. Entwicklung des Sedimentationsraumes der Mischabeldecke im Gebiete des unteren Val d'Anniviers

tendenz und mit grösserer Meerestiefe, als sie im allgemeinen für die Bildung von Triasdolomiten angenommen wird. Zur Frage der Abgeschlossenheit leistet vielleicht auch die auffällige Fossilarmut einen Beitrag, da die alpine Metamorphose nicht so stark war, dass sie überall für ein sekundäres Fehlen der Fossilien verantwortlich gemacht werden kann. Die S–N-Erstreckung scheint nicht sehr gross gewesen zu sein. Wir dürfen jedoch nicht vergessen, dass die Grenze zur mittleren Stirnzone im heutigen Bau wohl die tiefgreifendste Trennungslinie in der nördlichen Mischabeldecke markiert, so dass wir, was die Ausdehnung des Pontiskalkbeckens nach Süden anbetrifft, auf Vermutungen angewiesen sind.

Die E–W-Erstreckung des Beckens ist ebenfalls unklar. Vom Val de Nendaz an, über das Val d'Hérens und das Val de Réchy finden wir eine stetige Mächtigkeitszunahme bis ins Val d'Anniviers. Gegen Osten zeigt sich die Abnahme der Mächtigkeit auf viel kürzere Distanz: schon südlich Agarn lässt sich der Pontiskalk in der verschuppten Zone von Unter Ems nicht weiter verfolgen. Es stehen uns zwei Möglichkeiten offen, diese Abnahme zu erklären. 1. Primär geringere Mächtigkeit im Gebiet östlich des Illgrabens; d. h. das Pontisbecken besass einen relativ steilen Ostrand. 2. Die Zone grösster Mächtigkeit streicht — primär oder durch tektonische Reduktion im Raume östlich des Illgrabens — gegen Osten in die Luft aus. Diese Möglichkeiten schliessen sich gegenseitig nicht aus; kombiniert verstärken sie den Effekt.

Die im folgenden zum Vergleich erwähnten penninischen Triasprofile stammen nach R. Staub (Lit. 126, 131) aus tektonisch gut parallelisierbaren Zonen.

Im Briançonnais (Lit. 52, 53, 62, 66) finden wir über der „unteren Rauhwacke" mit Gips, Rauhwacke und bunten Schiefern ein zweigeteiltes Anisien. Eine untere Partie zeigt dünnbankige Kalke mit Tonschieferzwischenlagen (calcaire vermiculaire); darüber folgen dickbankige, schwarze, körnige oder spätige Kalke. Das mächtigere Ladinien ist als dickbankiger, massiger, dolomitischer Diploporenkalk (calcaire franc) mit feinem Korn und heller Anwitterung ausgebildet. Eine „obere Rauhwacke" kann die Grenze gegen den Jura (z. B. Doggertransgression der Brèche du Télégraphe) bilden.

Im Stirnfächer der Surettadecke finden wir nach Streiff (Lit. 147) bei Ferrera über einem wenig mächtigen Quarzit und Anisien 300 m Kalkmarmore, die schon von R. Staub ins Ladinien gestellt wurden. Darüber folgen Rauhwacken und bunte Dolomite. Die Gesteine aus der 400 m mächtigen Trias am Piz Mazza (Lit. 147) sind dem Pontiskalk gut vergleichbar.

Der Hochstegenkalk aus dem mittelpenninischen Anteil des Tauernfensters wurde von der Zürcher Schule in mehreren Arbeiten beschrieben (Lit. 21, 37, 39, 70). Die mächtigen Kalkmarmore sind gegen oben oft etwas dolomitisch. Die Obergrenze der Trias ist z. T. gut markiert durch Raiblerfazies, z. T. wird einem oberen Teil des Hochstegenkalkes jurassisches Alter zugesprochen (seitliche Übergänge in Bündnerschiefer). Der leider nicht ganz eindeutige Fossilfund, den Klebelsberg (Lit. 78) beschrieb, deutet sogar auf Oberjura.

Die oben vorgenommene Gliederung des Pontiskalkes und des Dolomites von Beauregard scheint mir durch diese Vergleiche gestützt. Im Pontiskalk hätten wir also über dem Grenzhorizont des basalsten Anisien die relativ dünnbankigen Kalkmarmore des Anisien anzunehmen; darüber folgen die dickbankigen, massigen Kalkmarmore, mit den häufigen Zwischenschaltungen von etwas Dolomit, die dem Ladinien zugerechnet werden können. Das Alter der „oberen Rauhwacke" ist noch weniger eindeutig zu bestimmen. Es scheint mir unwahrscheinlich, dass ein unbestimmter, oberer Teil des Pontiskalkes jurassisches Alter besitzt. Im Dolomit

von Beauregard folgen über der schön ausgebildeten „unteren Rauhwacke" die dünnbankigen, dunklen Kalke des Anisien; darüber die hellen, dickbankigen, z. T. brekziösen Dolomite des Ladinien. Die Existenz einer „oberen Rauhwacke" ist fraglich.

V. DIE BÜNDNERSCHIEFER

Die Ophiolithvorkommen aus dem Gebiete zwischen Visp und Zeneggen werden nicht gesondert, sondern kursorisch zusammen mit den Bündnerschiefern besprochen werden.

1. Die mittelpenninischen Bündnerschiefer

ARGAND (Lit. 12) und HERMANN (Lit. 69) betrachteten eine ziemlich mächtige obere Partie der Bündnerschiefer zwischen Visp und Turtmann als „flanc renversé" des Mischabelmesozoikums. Als wichtigstes Unterscheidungsmerkmal zwischen den Simplon- und den Mischabelbündnerschiefern galt die Ophiolithführung der tiefpenninischen Schiefer. Zu dieser Beobachtung sind zwei Bemerkungen anzufügen. 1. Die ophiolithführende Bündnerschieferzonen des Simplon streichen unter das frontale Mischabelkristallin. Es wäre gut vorstellbar, dass diese Zone im Abschnitt Visp–Turtmann, der die nördlichsten Teile dieser tiefpenninischen Zone umfasst — die im Simplongebiet z. T. nicht mehr vorhanden sind —, bedeutend ärmer oder sogar frei von Ophiolithen ist. Eine solche Differenzierung könnte vielleicht auch im E–W-Sinne vorhanden sein. 2. Am Laubbach (0,5 km NE Kirche von Unterbäch) wurde in den obersten Bündnerschiefern ein Grünschiefervorkommen gefunden (vgl. Profil 4 auf Tafel III). Es ist jedoch unwahrscheinlich, dass in den frontalen Mischabelbündnerschiefern noch Ophiolithe vorhanden sind (STAUB, Lit. 118).

Was die Deutung dieser Serien als „flanc renversé" anbetrifft, müssen wir uns ebenfalls zwei Umstände vergegenwärtigen. 1. Die älteren Gesteine (bis Trias) der basalen Mischabeldeckenstirn liegen normal. Wir erwarten deshalb im Liegenden des Staldenerlappens nicht ohne weiteres Mischabelbündnerschiefer. Inwiefern die Zone von Turtmann noch posttriasische Gesteine trägt, bleibt noch zu untersuchen. 2. Ein schönes Beispiel für die Einwicklung von tiefpenninischen Bündnerschiefern mit viel Grüngesteinen in die basale Mischabelstirn bietet die Magenhornmulde (zwischen dem Kristallinlappen von Visperterminen und der Zone von Stalden). Warum sollte das, was im Osten festgestellt werden kann, nicht auch im Westen (z. B. Turtmann) möglich sein?

HERMANN zieht die Grenze zwischen den Mischabel- und den Simplonbündnerschiefern aus dem Gebiet von Zeneggen nach Turtig hinunter. Dazu ist zu sagen, dass im Raum zwischen Visp und Turtig (Raron) die Schichten wohl lokal ins Rhonetal hinausstreichen, jedoch weiter westlich wieder unter dem Quartär hervorstreichen bis in das Gebiet von Turtmann. Abgesehen davon, dass östlich von Turtig, wo der axiale Anstieg gegen den Simplon beginnt, Schichtstreichen und Zonenstreichen divergieren, lassen sich diese Strukturen ohne weiteres erklären aus dem Bau der Untergrenze des Mischabelkristallins. Im Gebiet des Ginalstales zwischen Turtmann- und Vispertal finden wir eine Quermulde, deren Achse mit ca. 30° nach NNE ansteigt. Diese Mulde hat nicht nur lokale Bedeutung, sie zeichnet sich auch in der liegenden Bündnerschieferzone ab und macht sich weiter südlich auch noch in der Tektonik der Dent Blanche-Decke bemerkbar.

Mit einiger Wahrscheinlichkeit dürfen wir deshalb nicht nur die Hauptmasse der Bündnerschieferzone, sondern auch den z. T. schmalen Zug zwischen der Zone

von Turtmann und der Zone von Unter Ems dem Tiefpenninikum zuordnen (vgl. Tafel II). Mischabelbündnerschiefer hätten wir daher mit einiger Sicherheit nur noch innerhalb der oft stark verschuppten Zonen von Turtmann und Unter Ems anzunehmen.

Zur Ausbildungsweise dieser kleinen Bündnerschiefervorkommen ist nicht viel zu sagen: sie sind sehr kalkreich und dünnbankiger als die der Zone von Visp; es handelt sich um schwach gebänderte, z .T. helle Kalke mit nur dünnen Tonschieferlagen zwischen den einzelnen Bänken. Altersmässig sind sie wohl dem Lias zuzuordnen. Eine Aufgliederung ist in diesen tektonisch beanspruchten Zonen sehr schwierig.

2. Die tiefpenninischen Bündnerschiefer

Für diese Zone sind die häufigen ophiolithischen Einlagerungen typisch. Bestimmbare Fossilien sind bis jetzt aus diesen Bündnerschiefern im Wallis nicht bekannt geworden. Die Bündnerschiefer-Fossilfunde aus dem oberen Wallis stammen alle aus den liasischen gotthardmassivischen Bündnerschiefern, welche von Osten her kommend den Südrand des untertauchenden Gotthardmassives säumen und zwischen Brig und Visp unter das Quartär des Rhonetales hinausstreichen. Die Bündnerschiefer des Vispertales streichen also gegen Osten in die tiefpenninische Zone südlich der trennenden Triaszüge in der Saltine[1]).

Altersmässig vergleichen wir diese Gesteine am besten mit den liasischen Kalkglimmerschiefern mit Ophiolithen, wie sie von R. STAUB (Lit. 126, 130), H. JÄCKLI (Lit. 72) und W. NABHOLZ (Lit. 89) ausgeschieden wurden. Jüngere Serien, die etwa den Nollaschiefern oder den Safierkalken entsprechen würden, scheinen nicht aufzutreten.

Zwei Haupttypen der Bündnerschiefer mögen kurz charakterisiert werden. 1. Geschieferte, graue Kalke; die einzelnen Bänke sind kompakt. Besonders im Westabschnitt oft mit sandigen Lagen; die quarzreichen (bis quarzitischen) Bändchen wittern mit positivem Relief heraus. Im Ostabschnitt wurden eigentliche grüne, verschieferte Quarzite gefunden. WERENFELS (Lit. 152) beschreibt aus den kalkigen Bündnerschiefern des unteren Vispertales einen oft auffälligen Gehalt an kohliger, fein dispers auftretender Substanz. 2. Als grössere Massen oder meistens nur als Zwischenlagen in kalkigen Bündnerschiefern finden wir die tonigen und mergeligen Gesteine. Sie sind feinschieferig und oft tiefgründig verwittert, so dass es schwer fällt, gute Handstücke zu gewinnen. Diese Schiefer sind durch kohlige Substanz dunkel gefärbt. Zerknitterte Strukturen im grossen und kleinste Fältelung sind häufig. Analogien mit den erwähnten Nollaschiefern sind vorhanden, doch lassen sich diese Komplexe nur schwer abgrenzen. Was die Ophiolithe anbetrifft, sei auf die Arbeit von WERENFELS (Lit. 162) verwiesen. Er unterscheidet Serpentine mit Asbest und Talkbildungen (z. B. das grosse Vorkommen von Zeneggen) einerseits und daneben Grünschiefer d. h. feldspatführende, hornblendereiche Gesteine (z. B. zwischen Kalkfluh und Hohen Fluh, NE Zeneggen). Die Ophiolith-Sedimentkontakte sind meistens tektonischer Natur, doch beschreibt WERENFELS auch stoffliche Veränderungen an Kontaktstellen in Sedimenten und Grünschiefern. Zur Altersfrage kann aus der Untersuchung dieses beschränkten Abschnitts nichts beigetragen werden (vgl. Profil 2 auf Tafel III und Tafel II).

Was die Fazies der Bündnerschiefer anbetrifft, können wir feststellen, dass sich im Lias (ein Rhät konnte nicht ausgeschieden werden) zum ersten Male eine

[1]) Siehe PEGGY MEIER und W. NABHOLZ: Die mesozoische Hülle des westlichen Gotthardmassivs im Wallis, Ecl. geol. Helv., Vol. 42, 1949.

Gliederung des alpinen Sedimentationsraumes in Teilgeosynklinalen und Geantiklinalen bemerkbar macht. Die geosynklinale Fazies ist nicht so sehr durch eine grössere Tiefe als durch die Nachbarschaft von geantiklinalen Gebieten (Zufuhr) geprägt. Jurassische Sedimente fehlen im beschriebenen Gebiet an der Mischabelstirn fast ganz; sie zeigten sehr wahrscheinlich geantiklinalen Charakter. Die Triasbildungen der Mischabelstirn können nicht als Geantiklinalfazies gedeutet werden. In der mittleren Stirnzone wurde die flache untertriasische Senke zum Flachmeer der mittleren Trias. In der basalen Stirnzone folgt über der z. T. flachen Schwellenzone (vgl. Fig. 6) der Untertrias das Becken des Pontiskalkes. Einzig die Dolomite von Beauregard könnten eine Art Geantiklinalfazies (Brekzien) darstellen. Doch brachte erst der Lias eine deutliche Gliederung.

Die Bündnerschiefer der Zone von Visp–Turtmann stammen aus dem Synklinalraum nördlich des Mittelpenninikums. Ihre Fazies ist bedingt durch ein allgemeines Akzentuieren des Reliefs des alpinen Sedimentationsraumes.

C. Tektonik

I. TEKTONISCHE ÜBERSICHT (vgl. Tafel II)

Im Gebiet der axialen Kulmination stossen die penninischen Decken konform an ihr zentralmassivisches Vorland (Südrand des Gotthard- oder des Mont Blanc-Massives). Im Sektor der grossen Walliserdepression (Rawilsenke) drängt die mittelpenninische Mischabeldecke mit dem vorgelagerten tiefpenninischen Bündnerschiefersaum in weitem Bogen nach Norden vor. Östlich Brig wird das abtauchende Gotthardmassiv vom Penninikum schief überfahren. Dasselbe trifft auch zu für den südlichen Hauptteil des Aarmassives im Abschnitt Brig–Susten. Mit einer im Kartenbild hervortretenden Diskordanz im Streichen von bis über 40° stösst der penninische Bogen an das Aarmassiv und überschneidet dieses. Auf jeder geologischen Übersichtskarte (Lit. 171, 175) zeigt sich das deutlich in den verschiedenen Streichrichtungen der synklinalen, mesozoischen Sedimentkeile, die den beiden Kristallinmassen eingelagert sind. Die Diskordanz der Faltenstreichrichtungen ist in Wirklichkeit etwas kleiner als die Diskordanz der Schichtstreichrichtungen, da in der Stirnzone das Abschwenken des penninischen Schichtstreichens (von E nach W gehend) in die SE–NW-Richtung z. T. bedingt ist durch das Achsengefälle nach Westen (Simplon).

Im Abschnitt Siders–Sitten stösst die penninische Zone an die zur Scheitelzone aufsteigenden helvetischen und südhelvetischen Decken. Die Längsachse dieses Scheitels der helvetischen Decken und ihrer Unterlage streicht nach Westen in das Aiguilles Rouges-Massiv, nach Osten in den Südrand des Gasternmassives. Die penninischen Decken stossen genau an den (verbunden gedachten) Südrand der beiden nördlichen Teilmassive.

Wir haben also zusammenfassend folgendes Bild. Die nördlichen Partien oder Teilmassive des Aar- und des Mont Blanc-Massives wurden nördlich des Abschnittes Siders–Sitten ziemlich sicher höher emporgehoben als die südlichen Teilmassive (Hauptmasse). Dies macht sich selbst noch im Sektor der Rawilsenke bemerkbar, wo die penninischen Decken, welche die südlichen Teilmassive an beiden Bogenflanken schief überschnitten, am Südrand der nördlichen Teilmassive aufgehalten wurden, welche hier allerdings vom ganzen helvetischen Deckenpaket überlagert sind. Nur ein Teil der mittel- und oberpenninischen Sedimente wurde noch weiter nach Norden verfrachtet und liegt heute in der Niesendecke vor.