Zeitschrift: Bulletin de la Société Neuchâteloise des Sciences Naturelles
Herausgeber: Société Neuchâteloise des Sciences Naturelles
Band: 47 (1922)

Artikel: Zur Geologie der St. Bernharddecke im Val d'Hérens (Wallis)
Autor: Wegmann, Eugène
DOI: https://doi.org/10.5169/seals-88627

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: 15.07.2025

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

Zur Geologie der St. Bernharddecke

im Val d'Hérens (Wallis)

VON

EUGÈNE WEGMANN, licencié ès sciences

Assistant à l'Institut de Géologie de l'Université de Neuchâtel

---

Mit Freuden gedenke ich der schönen Stunden, in welchen Herr Prof. Dr. Argand, der Erklärer der Penniden, mich in die Geologie dieses Hauptteiles unserer Alpen einführte und mich für das Studium seiner Probleme begeisterte. Ihm verdanke ich die Anregung zu dieser Arbeit; denn er zeigte mir die Gegend von Evolène als eine, welche der Bearbeitung noch am meisten bedurfte. In der Tat kommen sich hier verschiedene tektonische Elemente so nahe, dass man ohne sorgfältige Untersuchung falsche Einheiten zusammenhängen musste, oder sich gar nicht aussprechen konnte.

Die erste Fragestellung war ganz tektonischer Art: sie betraf erstens das Schicksal des *faisceau vermiculaire* oder « Würmlizone » in der Gegend des Val d'Hérens; die zweite Frage galt der Wurzel des Bagnefächers. Wohl hatte Herr Prof. Dr. Argand mit einer Exkursion des Geologischen Institutes der Universität Neuenburg bei Pallazuit im Val d'Entremont Verhältnisse gefunden, welche die Hypothese einer grossartigen Rückfaltung erlaubten; allein andere Erklärungen wurden dadurch noch nicht ausgeschlossen, da ein Indizium, welches den Tunnelbau der trennenden Synklinale bewiesen hätte, nicht gefunden wurde.

Zu gleicher Zeit sollte die geologische Karte der Gegend im Massstabe 1 : 50.000 aufgenommen und später mit einer begleitenden Monographie herausgegeben werden.

Herr Prof. Dr. Argand hatte die Güte, mich beim Beginn der Arbeit einige Tage auf das Untersuchungsgebiet zu begleiten.

Um die tektonischen Probleme zu lösen, musste die Schichtfolge möglichst genau studiert werden. Es ist ein Charakteristikum der penninischen Stratigraphie, dass sie sich über weite Strecken in den grossen Zügen gleich bleibt, im Detail aber von Ort zu Ort wechselt. Daraus ergab sich die weitere Aufgabe, das Idealprofil den örtlichen Verhältnissen anzupassen und möglichst viele, über grössere Strecken verfolgbare Horizonte zu finden, welche erlaubten, allen Windungen so genau als möglich nachzugehen.

Als ich meine Aufnahmen nach Norden und nach Westen ausdehnte, und immer tiefer in die Casannaschiefer hineingeriet, so lag es also im Sinne meiner Aufgabe, zu versuchen, diesen noch wenig geteilten Komplex zu gliedern. Ich suchte zuerst Typen auseinander zu halten, kam dann aber dazu, Zonen zu unterscheiden, in welchen einzelne Gesteinsgruppen vorherrschten. Einige dieser Zonen konnten bis jetzt über verschiedene Täler verfolgt werden; wir hoffen, ihnen später weiter nachgehen zu können.

Da unsere Gegend wenig bekannt und in der Litteratur nur beiläufig erwähnt ist, so dürfte diese vorläufige kurze Beschreibung hinreichend gerechtfertigt sein. Die Karte und eine Monographie sollen später in den Beiträgen zur Geologischen Karte der Schweiz erscheinen. Die Petrographie und die glazialgeologischen samt den morphologischen Beobachtungen sollen in besonderen Arbeiten behandelt werden.

Hauptsächlich in den Jahren 1919, 1920 und 1921 habe ich jene Gebirge durchstreift. Manche schöne Stunde habe ich in jenen Tälern erlebt und grosse Tage auf der Höhe in den Einsamkeiten, in welchen einem nur Murmeltiere, Vögel und Wilderer begegnen. Die Wochen, während welchen ich dort oben bivouakiert und ein freies Leben geführt habe, gehören zu meinen schönsten und liebsten Erinnerungen.

Die Sammlung unserer Gesteine und Dünnschliffe befindet sich im Geologischen Institut der Universität Neuenburg.

Meinem lieben Lehrer Herrn Prof. Dr. Argand möchte ich hier herzlich danken für die gute Schule, durch welche er mich gehen liess.

Einen ganz besonderen Dank möchte ich meinen lieben Eltern ausdrücken; durch ihre weitherzige Unterstützung haben sie mir erlaubt, meine Studien in dieser Weise auszudehnen. Andererseits haben mich meine lieben Angehörigen, Mutter, Schwester und Bruder einige Male begleitet, und mir an abgelegenen Orten, sogar im Bivouak, den Haushalt geführt.

Herrn Dr. Jeannet danke ich für das freundschaftliche und uneigennützige Interesse, das er meiner Arbeit immer entgegen gebracht hat.

In diesem Jahre hatte ich noch das Vergnügen, eine Exkursion des Berner Geologischen Institutes in diese Gegend zu führen. Herrn Prof. Dr. Arbenz möchte ich hier für sein Interesse danken.

Im September 1922.

Nördlich vor den penninischen Eisgebirgen liegen zwischen den rechten Seitentälern der Rhone einige einsame Bergketten. Ueber den Dörfern, welche mit ihren enggescharten braunen Häuslein die Sonnenstrahlen suchen, über den Mayens, welche in den Lichtungen der dichten Tannenwälder ruhen, über der Holzgrenze und über den Alpen steigen diese Berge empor. Schuttmäntel hangen von ihren Schultern, und selten nur findet man noch kleine Gletscher. Früher gab es hier ihrer viele ; aber sie sind geschmolzen und haben die Lasten, welche sie ins Tal tragen wollten, unterwegs liegen lassen müssen. So, von Wällen und Schuttfeldern umgeben, sitzen diese Felsberge auf den weiten Rücken zwischen den breiten Tälern. Regelmässig schaut immer der hintere über den vorderen, und solche, welche weit über ihre Brüder ragen, sind selten.

Die Täler sind weit und tief. Flüsse und Gletscher haben sie einst geschaffen, und ihr Andenken lebt noch fort in dem Wechsel der steileren Halden und sanfteren Hänge. Dieser Wechsel wird noch unterstrichen durch die Reihen von Dörfern und Mayens, welche sich mit ihren Weiden, Wiesen und Aeckern über die sanfteren Gehängestreifen hinziehen. Der letzte Gletscher hat die Talseiten mit Moräne derart überklebt, dass der nackte Fels strichweise selten ist. Die Sohle des Gletschers war an den meisten Orten ein wenig flach. Diese kleinen ebenen Flächen bilden jetzt Terrassen, welche einige Dörfer tragen und von den Talstrassen benützt werden. Tief eingeschnitten führt der Bach durch wilde Schluchten das trübe Gletscherwasser der Rhone zu. Ein Teil seines Wassers wird weit hinten im Tal in die Wasserleitung (Bisse) gezogen und fliesst wenig fallend an den Halden hin, verschwindet in den Tobeln und erscheint wieder an den Hängen. Wo ihr Wasser nicht hinkommt, oder wo es keine Quellen gibt, da wachsen weithin nur graue Büsche und Stauden, harte Gräser und filzige Pflanzen, eine Xerophytenvegetation, welche den Boden nicht ganz zu kleiden vermag. Wo aber das Wasser hinkommt, da reichen die Korn- und Kartoffeläckerlein hoch hinauf. Von der Holzgrenze hängt

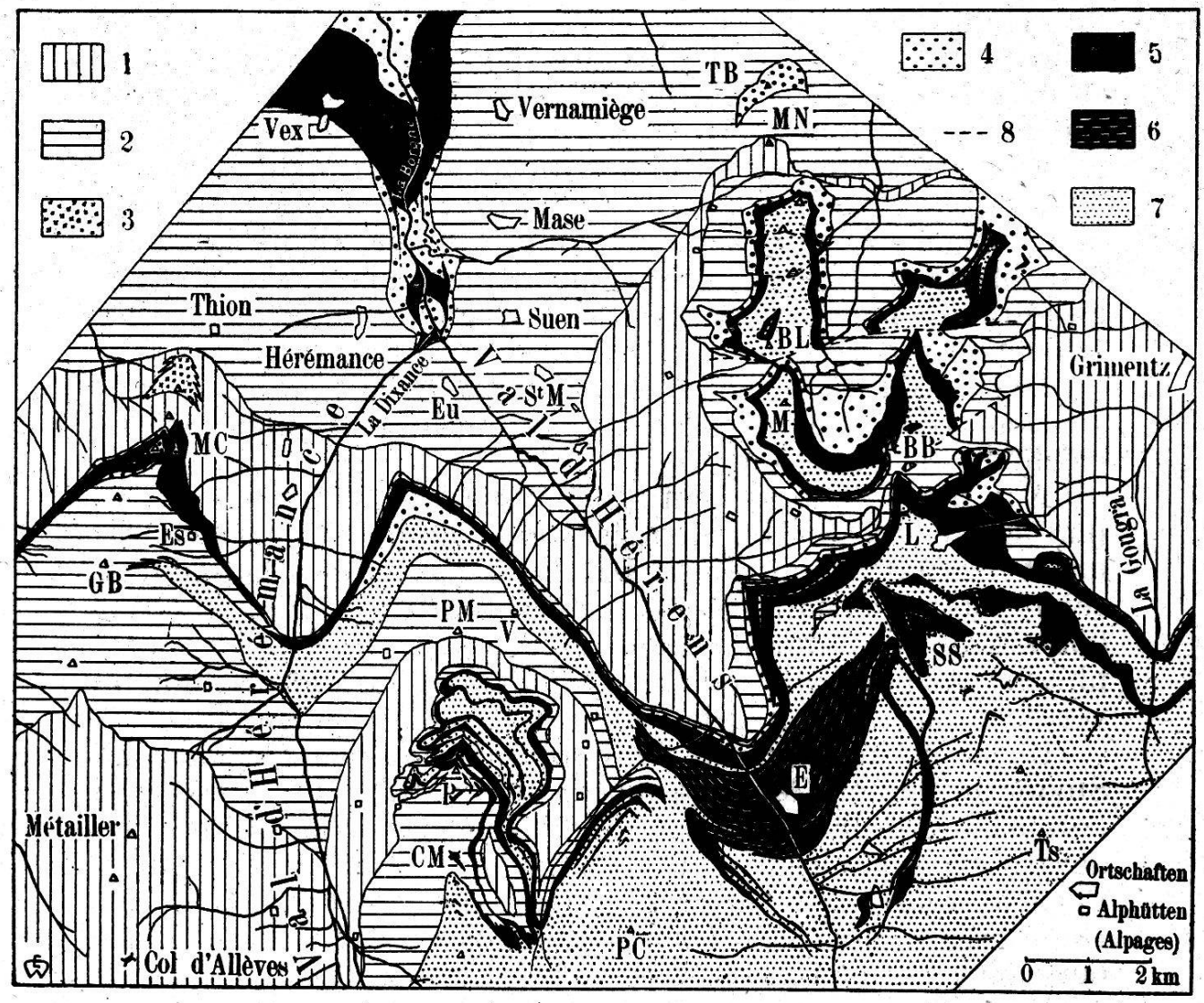


Fig. 1. Geologisches Uebersichtskärtchen (übernommen aus [72]).

1. Aeltere Casannaschiefer:
2. Jüngere Casannaschiefer und Permokarbon der Zone von Thion, Hérémence und Mase.
3. Orthogneis von Thion.
4. Triasquarzite.
5. Triadische Dolomite, Breccien und Rauhwacken.
6. Schuppenzone von Evolène.
7. Serie der Bündnerschiefer und Grünschiefer.
8. Verwerfungen.

BB = Becs de Bosson.
BL = Becs de Lovegnoz.
CM = Col de la Meinaz.
E = Evolène.
Es = Essertze.
Eu = Euseigne.
GB = Greppon Blanc.
L = Col de Lona.
M = La Maya.
MC = Mont Carré.
MN = Mont Nouoble.
P = Pic d'Artsinol.
PC = Palanche de la Crêta.
PM = Pointe de Mandalon.
SS = Sasseneire.
St. M = St. Martin.
TB = Tours de Bonvin.
Ts = Fortsonche du Tsatey.
V = Vendes.

der Wald über die Halden bis über die Dörfer herab. In den Tobeln hangen seine Enden bis ins Tal. Er kleidet viele steile Halden, wenn ihn Trockenheit, Schutt- oder Lawinenfall nicht vertreiben.

Eine trockene, klare Luft füllt diese Täler und lässt den Akkord der blauen Schatten der Winterhalden mit dem Grau- und Braungrün der Sonnenhalden weithin dringen. Ueber den braunen Höhen, über den gelben und grauen Felsgipfeln, über dem weissen Schnee und dem grünen Eise schwimmt ein Himmel von italienischer Bläue.

Das ist das Land, dem diese kurze Arbeit gilt.

Den Block, aus welchem es herausgearbeitet wurde, möchten wir beschreiben.

Auf den Blättern Sion 486, Vissoye 487, Lourtier 527, und Evolène 528 der Siegfriedkarte kann man das Gebiet unserer Studien übersehen. Die Ausdehnung der Aufnahmen zeigt das schematische Uebersichtskärtchen Fig. 1. Wir können es nicht unterlassen, zu betonen, dass die topographische Wiedergabe der Siegfriedkarte in dieser Gegend veraltet und für ein genaueres Studium ungenügend ist.

Die erste ausführliche Beschreibung unserer Gegend gab Studer in seiner Geologie der Schweiz (67). Im Jahre 1855 beschrieb Desor das Val d'Anniviers und behandelte auch dessen Geologie (17). Die wichtigsten Werke dieser älteren Periode sind die schönen Monographien Gerlachs (35, 36). Die Beschreibung der Gruppe der Pierre-à-Voir von Sandberg (60) berührt unser Gebiet im Westen.

Eine neue Periode beginnt für die Geologie der Westalpen mit der Entdeckung der penninischen Schubdecken durch Lugeon und Argand (48, 49). Es ist der Anfang jener schönen Reihe von Arbeiten Argands (1-12), in welchen er den Bau und die Entstehung der Westalpen und dann, von diesen ausgehend, von Gebirgen überhaupt durchleuchtete. Drei seiner Profile (4) durchsägen unsere Gegend bis in grosse Tiefen. In einer kleineren Arbeit beschäftigt sich Joukowsky mit den Breccien des Pic d'Artsinol (42). Hermann (41) greift in seiner Beschreibung, mit seiner Karte und seinem Panorama bis in die Kette der Becs de Bosson und des Sasseneire.

Angaben über die Lagerstätten nutzbarer Mineralien auf unserem Gebiete finden sich bei C. Schmidt (61), Preiswerk (56), Fehlmann (26), Sigg (62) und Dias (18, 19). Dünnschliffe von Gesteinen unserer Gegend haben Duparc und Ritter (21), Sigg (62) und Dias (19) beschrieben.

Einleitung.

Die Stratigraphie der penninischen Alpen beruht auf der lithologischen Unterscheidung verschiedener Zonen und auf der Verfolgung derselben in vertikaler und horizontaler Richtung bis in Gegenden, in welchen einige dieser Schichten Fossilien geliefert haben. In den penninischen Alpen wurden zwischen dem Nufenenpass [1] und dem Tale der Dora Baltea bis jetzt keine bestimmbaren Fossilien gefunden (30, 32 [2]). Dies ist eine erste grosse Schwierigkeit beim Einreihen dieser Sedimente in die geologische Zeitskala. Es gibt aber deren noch mehr. Sie liegen sowohl im Charakter der Ablagerung und ihres paläogeographischen Bildungsraumes, als in den Verwandlungen, welche die Sedimente in ihrer wechselvollen Geschichte erleiden mussten. Alle diese Schwierigkeiten muss man im Auge behalten, um den stratigraphischen Wert der Beobachtungen richtig einschätzen und die Fehlergrenze der Ableitungen beurteilen zu können.

Die grösste Schwierigkeit bildet, wie schon bemerkt, der Mangel an Fossilien.

Ein zweites Hindernis sind die vielen lithologischen Uebergänge. Gesteine, welche meistens über einander liegen, können auch seitlich in einander übergehen, und diese Uebergänge können sich auf recht kurzer Distanz vollziehen. Fast von jedem Gestein einer Gruppe kann man durch Uebergänge zu allen anderen Gesteinen derselben und der benachbarten Gruppen gelangen.

Wenn wir uns den Sedimentationsraum mit Argand (11) als ein von Kordilleren durchzogenes Meer denken, so sind diese Uebergänge leicht begreiflich. Ebenso verstehen wir ihre zonenweise Verteilung im Streichen des Gebirges. Bei dieser Vorstellung ist es ganz natürlich anzunehmen, dass die eine oder andere Periode an gewissen Punkten keine Ablagerungen hinterlassen habe, oder dass ältere Sedimente abgetragen und anderswo abgesetzt wurden. Der Begriff der

[1] Vergl. Anm. S. 45.

[2] Ganz nahe der Schweizergrenze, jenseits des Col de Valsorey oder des Chamois fand Novarese (53,32) über den Grange di Plan Bagò Bänke mit Organismenresten, welche vielleicht von Crinoiden stammen. Auch wir haben in einem Element einer Breccie Reste von Stielgliedern gefunden. Auf den Matten von Arpille auf der Alp Meinaz gibt es im Lias Organismenreste, welche zum Teil von Belemniten herzurühren scheinen.

série compréhensive wird dadurch eingeschränkt; denn es schalten sich an manchen Punkten und zu verschiedenen Zeiten kleine Lücken ein.

Die Beobachtung der primären Verschiedenheiten der Ablagerung wird sehr erschwert durch die bei der Faltung erlittenen Veränderungen. Diese zeigen sich nicht nur in der grossen Architektur des Gebirges, sondern auch unter dem Mikroskop in den verschiedenen Strukturen und Texturen. Die Mächtigkeit der einzelnen Horizonte wechselt zwischen weiten Grenzen; bald verschwinden sie fast, bald schwellen sie mächtig an.

Die steiferen Gesteine, wie die plattigen Quarzite, die Dolomite und dolomitischen Kalke zerreissen hie und da oder stossen scharf in die Schieferserien hinein, da sie nicht allen komplizierten Verbiegungen der Schiefer folgen können. Gerade diese Horizonte sind hauptsächlich leitend und es ist wichtig, die Ursache ihres Aussetzens genau zu erfassen, obgleich es meistens schwierig ist. Diskordanzen mit sichtbarem Winkel sind in diesen Gebirgen wohl kaum zu beobachten. In den schiefrigen Gesteinen, welche in der Nähe der Schichtgrenzen in Frage kommen, entspricht die Schieferungsebene in den meisten Fällen wohl einer Ausweichungsclivage. An gewissen Stellen sind bis vier solcher auf einander folgender Clivagen beobachtbar. Ihre Richtung, je nach Korngrösse und Festigkeit des Gesteins wechselnd, bleibt in den aneinander grenzenden Gesteinen ähnlich und verwischt die der früheren Schichtung. Wo aber ein schiefriges Gestein diskordant an ein massigeres stösst, kann in einem Gebiete, wie das unsrige, die Hypothese einer tektonischen Diskordanz nie ausgeschlossen werden.

Die verschiedene tektonische Beanspruchung spiegelt sich in fast allen Gesteinen wieder. Ein und dasselbe Ausgangsgestein kann in verschiedener tektonischer Facies vorkommen. Manchmal ist es nur durch genaue Verfolgung der Uebergänge möglich, die gleiche Abkunft zweier Felsarten nachzuweisen. Dabei spielt auch der Grad des regionalen Metamorphismus eine Rolle. Im ganzen betrachtet nimmt er von Norden nach Süden zu. Die Empfindlichkeit des Ausgangsmaterials gegenüber den metamorphisierenden Faktoren ist verschieden, und dabei können kleine Verschiedenheiten des Eduktes grosse Unterschiede der Produkte hervorrufen. Die Fläche, welche die Stellen der gleichen Intensität des Metamorphismus verbindet, ist also keine einfache. Wohl wird man an manchen Stellen längs einer Vertikalen aufsteigend

im grossen und ganzen in immer weniger metamorphisierte Schichten gelangen ; an den meisten Orten aber werden auf derselben Vertikalen mehr und weniger metamorphe Horizonte abwechseln.

Eine weitere Schwierigkeit bildet die Tatsache, dass die Aufschlüsse über grosse Strecken selten sind. Da das Axialgefälle zum Teil ziemlich stark ist, so erscheinen gewisse Bauelemente nur an einer einzigen Stelle der topographischen Oberfläche. Manche dieser Punkte sind durch Schutt und Moräne bedeckt und so der Beobachtung entzogen.

Das Bild, welches wir uns machen können, ist also voller Lücken.

Bei der Aufnahme der geologischen Karte sind wir so vorgegangen, dass wir alle Gesteinstypen kartiert, und dieselben nach stratigraphischen Ueberlegungen und Vergleichen mit anderen Profilen gruppiert haben. Wir wollen versuchen, die einzelnen stratigraphischen Glieder so gut als möglich zu verfolgen. Zu diesem Zwecke muss die Tektonik in ihren grossen Zügen bekannt sein.

Tektonische Uebersicht.

Seit den klassischen Arbeiten Argands sind die grossen Linien des Baues der Westalpen so bekannt, dass seine Profile in die Lehrbücher übergegangen sind. Wir können uns daher begnügen, unsere Untersuchungen in diesen Rahmen (3, 4) zu stellen, und die Abänderungen dort einzufügen, wo sie hingehören. Besser als lange Beschreibungen wird die kleine Figur 2 diese Aufgabe erfüllen. Einige Erklärungen der neuen Beobachtungen sollen sie ergänzen (vergl. Tafel) :

Bei Lanna und Volovron unterhalb Evolène steigt der Rücken der Bernharddecke ans Tageslicht. Im Val de Moiry erscheint er unterhalb der Alp Tsatelet-Praz. An beiden Orten tritt dieser Rücken deutlich in der Topographie hervor. Er biegt sich majestätisch unter den Bergblock der Becs de Bosson hinauf, auf der Evolèner Seite über Volovron, Plan de la Tsa, durch die Kare südlich der Alp Eyson an den Pas de Lona hinauf, und springt von dort unter die eigentlichen Becs de Bosson. Auf der andern Seite bildet er den Boden einer Combe, welche zum Sex de Marenda hinaufzieht, und stösst über das Plateau von Lona in den Kamm der

Pointe de Lona unter die Becs de Bosson. Als die Bündnerschiefer über ihn hinaufdrängten, drückten sie ihm seinen triasischen Rückenschild in einigen Schuppen nach oben. Eine erste stösst aus den grossen Felsen über dem unteren südlichen Flecken von Volovron durch den Wald hinauf in den grossen Felsen, welcher unter dem Plan de la Tsa den Eckpfeiler gegen das Tal des Grand Torrent bildet. Von weitem sieht man in diesem Felsen zu unterst im Walde die weissen Triasquarzite, darüber gelbe Rauhwacken, und mitten durch diesen Felsen zieht ein braunviolettes bis bläuliches Band von Bündnerschiefern. Diese Bündnerschiefersynklinale reicht bis fast an den Waldrand hinab. Ihre Spur finden wir wieder in dem eigentümlichen, fast ganz aus Gips bestehenden Hügel Les Blancs, welcher auf der Karte die Quote 2477 trägt. Die Axe der Synklinale muss stark steigen; denn unter dem Pas de Lona sieht man nur mächtige Rauhwacken; sie dürften verdoppelt sein. Die Schuppen lösen einander wohl ab. In ähnlicher Lage finden wir auf der andern Seite eine Schuppe von Rauhwacken, welche die Bündnerschiefer des Sex de Marenda teilt und als gelbe Borte unter dem Gipfel um den Berg herumzieht. Drei weitere Synklinalschwänze stecken mit ihren Rauhwacken noch im Kamm der Pointe de Lona. Die Schuppenstruktur beherrscht auch noch die Gegend des Roc d'Ortsival. Denselben Aufbau beobachtet man in der Schlucht des Merdesson hinter Lanna.

Tiefer als die höheren Casannaschiefer greifen diese Schuppen nie. Manche sind ihrerseits wieder verschuppt. $^1/_2$-1 m mächtige Zerreibungszonen durchziehen die Quarzite. Das Gestein ist dort ganz schwammig und zerfällt in Grus.

Nach der Aufschuppung spielten einige kleine Verwerfungen um die Becs de Bosson herum. Die grösste trennt die Gipfelpyramide vom Kamm der Pointe de Lona, dreht wohl unter dem Schutte nach Westen, und dürfte in diejenige einmünden, an welcher die Becs de Bosson gegenüber den westlichen Bergen abgesunken sind. Zu dieser Gruppe gehört auch diejenige Verwerfung, welche nördlich um den Evêque, den Punkt 3054 der Siegfriedkarte, herumzieht. Diese quert die Wasserscheide in der Nähe des Punktes 2958 und schneidet noch den Kamm, welcher das Kar unter diesem Berge nördlich begrenzt.

Unter der Maya sticht die Trias in die Luft, wird durch eine grössere Verwerfung abgesenkt, und erscheint wieder unter den Becs de Lovegnoz beim Punkte 2514. Bis zum Mont Gautier fallen die nördlichen Teile gegen die südlichen

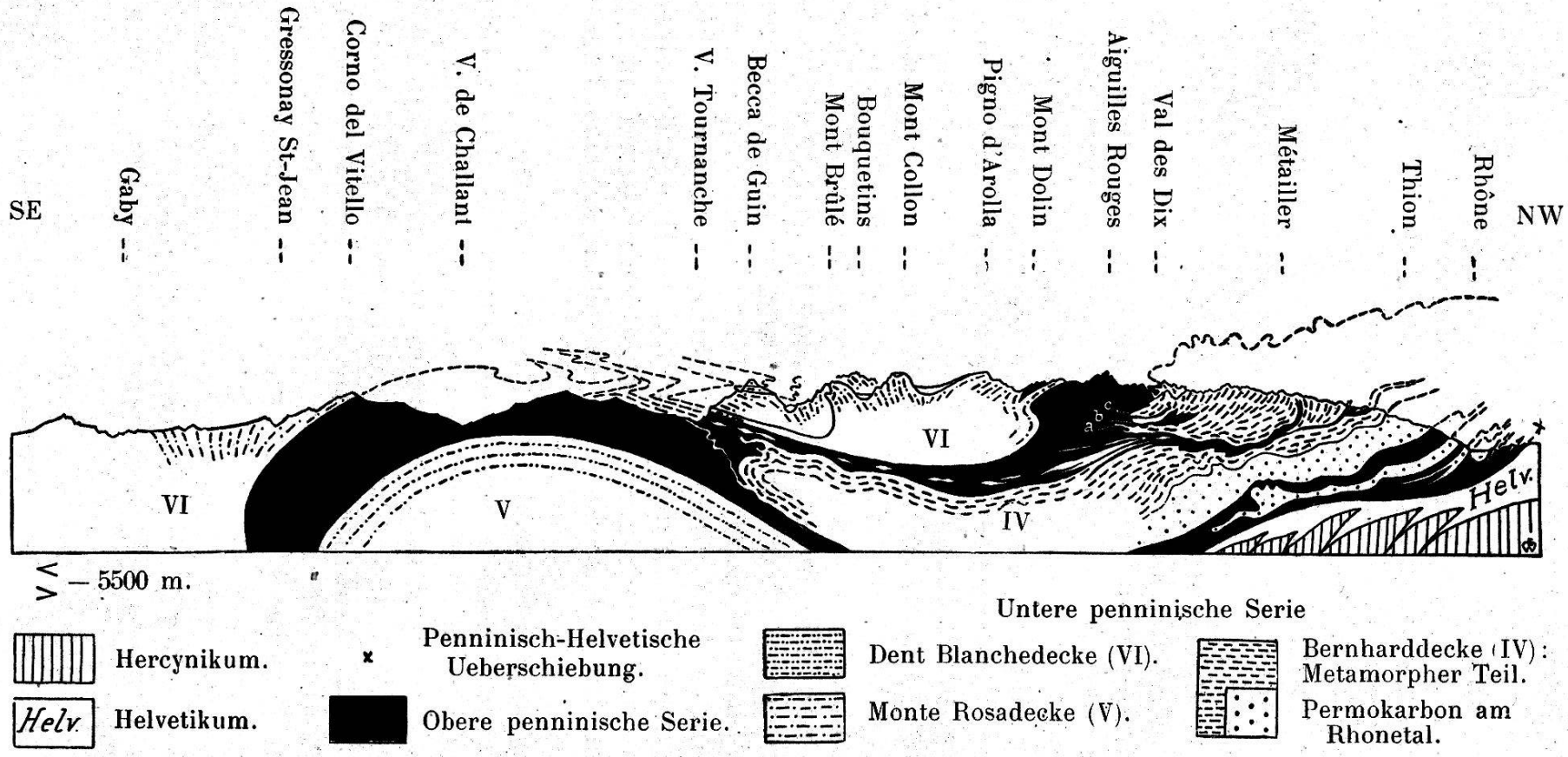


Fig. 2. Querschnitt durch die penninischen Alpen (nach ARGAND, *ergänzt nach den Aufnahmen des Verfassers).*
1 : 500.000

an einigen Verwerfungen ab. Nördlich unter diesem Berge verlässt die Rückenfläche der Decke die Topographie.

Auf der anderen Talseite steigen diese Bündnerschiefer mit ihrer Trias über den Rundhöcker von Flancmayens hinauf, gehen an der Berghalde durch den Wald bis über die Mayens von Vendes, fallen dann wieder gegen Dacrin und erreichen die Nordkante des Bergblockes bei Chèques. Die dichte Waldbedeckung erlaubt nur in den Wildbachbetten eine genauere Beobachtung. Von der Jungviehweide von Chèques, dem Chegne der Siegfriedkarte, sieht man eine Reihe von Bündnerschieferfelsen bei den Mayens von Chèques vorbei bis zum oberen Bisse von Euseigne. In den Wäldern findet man grosse abgerutschte Rauhwacken- und Gipsfelsen, weitere am oberen Bisse und an der Prise d'eau des unteren. Ein grosser Teil dieses Hanges ist im Rutschen.

Auf der anderen Talseite sehen wir wiederum die braunvioletten Bündnerschieferfelsen über Bataille. Sie lassen sich schon von weitem über der kleinen Terrasse der Mayens du Six den Hang hinauf in die Schulter unter dem Montzet verfolgen. Hier wird der Kontakt komplizierter: Eine Reihe von Quarzitlamellen winden sich von oben in die Bündnerschiefer hinab. Die meisten Kalkschieferschwänze erreichen den Kamm nicht. Nur einige vermögen ihn zu schneiden zwischen Montzet und Greppon Blanc. Ganz bald verschwinden auch diese. Von ihrem SSE-Einfallen haben sie bis auf 80° NNW umgedreht. In den Quarziten am Hange des Greppon Blanc darf man in einigen Verschieferungszonen ihre letzte Spur sehen. Im Val de Neindaz erreichen sie das Tageslicht nicht mehr.

Dies ist das Schicksal der Bündnerschiefer. Die Rauhwacken werden südlich unter den Mayens du Six zerdrückt, erholen sich dann weiter oben wieder, ziehen unter der Terrasse dieser Mayens hin, queren die zwei Wildbäche und steigen dann von den Mayens unter der Alp Essertze steil hinauf auf den Mont Cauille. Sie erreichen das trigonometrische Signal nicht. Sie drehen dann, sich östlich auf die Felsen von Termine Rosse lehnend, in den Pass nördlich des Mont Carré, bilden steil aufgerichtete Felsen an seinem Ostabhang, unter dem Mont Rouge vorbei, verschwinden dann unter den Moränen des Kares der Grande Combire und schneiden, immer noch senkrecht stehend, den Kamm des Punktes 2396.

Das Dach der Synklinale bilden die Quarzite des Mont Draz und des Mont Leuveray. Am Passe südlich des Mont

Rouge liegen noch Rauhwacken. Der Wasserscheide folgend sieht man drei Quarzitzonen schräg über diese hinschneiden. Die grösste bildet den Mont Carré. Diese Quarzite sind die Spuren von Keilen, welche von oben in die Rauhwacken hineinstossen. Die ganze Tektonik ist ziemlich kompliziert.

Der Stil dieses ganzen Stückes ist derselbe : Zwischen die Bündnerschiefer und die Rauhwacken schiebt sich der grosse Keil des Mont Draz und des Mont Leuveray ; kleinere Lamellen zerfasern die Bündnerschiefersynklinale und Quarzitkeile die Triassynklinale. Der grosse Keil schneidet auch noch in die Nordkante des Blockes von Artsinol. Bei Chèques und in den Wildbächen nördlich davon trennt er Rauhwacken und Bündnerschiefer.

Auf der ganzen Länge von den Flancmayens bis zum Montzet sind die Bündnerschiefer von Quarziten überlagert. In der Kette der Becs de Lovegnoz, auf der anderen Talseite, bilden sie einige Klippen.

Das südwestliche Axialgefälle ergibt sich leicht aus diesen Tatsachen und zugleich die Bedeutung dieses Baues : Es ist eine schmale Synklinale, welche von hinten kommt und gegen vorne blind endigt. Alles, was darüber liegt, wurzelt in der Zone Eperollaz-Mont Nouoble. Die obere antiklinale Masse, welche hauptsächlich den Pic d'Artsinol aufbaut, schwimmt also und soll sich gegen Süden schliessen.

Bei Baraty liegen die Quarzite auf den Bündnerschiefern. Das Gleiche beobachtet man in der Schlucht des Merdesson. Schon hier lassen die vielen Rutschungen wenig sehen ; am Hange von Arbey verdecken sie alles. Immerhin sieht man am Abfall gegen Vouasson zwei auf einander geschobene Folgen von Casannaschiefern. Auf denselben liegen Breccien. Die Casannaschiefer zeigen an einem Felsen links des Merdesson eine Umbiegung. Eine weitere sieht man in der Gegend der Alphütten von Veisivice, wo die Siegfriedkarte in der Höhe von 2400 m einen Streilrand angibt.

Bei der Alp Artsinol liegen die Casannaschiefer auf den Bündnerschiefern ; auf der Tserba-Crêta über dieser Alp werden sie von Trias und Lias überlagert. Die Falte (a) ist hier 5-600 m mächtig. Der obere Kontakt umgibt das Tälchen von Combettes und steigt in Windungen auf den Berg Le Rox. (Dieser Punkt ist auf der Siegfriedkarte entweder etwa 500 m zu weit südlich geraten, oder überhaupt nicht verzeichnet. Das ganze Gebiet meiner Aufnahmen ist ein Stiefkind der topographischen Karte.) Von hier bis Chèques ist

der ganze Kamm aus den Casannaschiefern dieser untersten Antiklinale (a) gebaut.

Am Westhang winden sich die Bündnerschiefer der hangenden Synklinale vom Berge Le Rox etwa 300 m abwärts und endigen dann von Triasbreccien umgeben im Perm. Der Kontakt Trias-Casannaschiefer steigt dann zum Mont Rouge hinauf. Steil fallen Quarzite und Casannaschiefer (b) in diesen Gipfel, ziehen in der Combe südöstlich hinter einem kleinen Vorgipfel mit einem Steinmann hinab, queren die Alpweiden von Arpille und die Wege auf den Col de la Meinaz und endigen über der schon erwähnten ersten Falte (a), in einigen durch Rauhwacken unterstrichenen Scharnieren in den Liaskalken (b). Von den Alphütten von Louesse, auf der rechten Seite des Merdesson, sieht man diesen Schluss (b) gut.

Diese zweite Falte (b) wird von der nächsten (c) durch ein Triasband getrennt, welches vom Wege auf den Col de la Meinaz 50 m unter dem Passe geschnitten wird. Südlich davon wird es tektonisch ausgedünnt und verschwindet bald unter dem Schutt. Nördlich lässt es sich um einige Hügel herum, durch einige linsenförmige Anschwellungen bis unter den Pic d'Artsinol verfolgen. In den Felsen westlich des Gipfels finden wir wieder Trias und Bündnerschiefer, und nach einer S-förmigen Biegung bilden sie ein Synklinalscharnier. Dieses käme unter das « 3 » der Höhenquote für den Pic d'Artsinol der Siegfriedkarte zu liegen. Die verzweifelten Komplikationen dieser Gegend zu schildern ist hier nicht der Ort. Die Panoramen, welche wir davon gezeichnet haben, werden später im Drucke erscheinen.

Ueber der erwähnten Synklinale, durch welche sich ein kleines Band von Casannaschiefern windet, liegt die dritte grössere Falte (c). Sie bildet den Gipfel des Pic d'Artsinol. Ihr Rücken ist in einige kleinere Falten gelegt. Bei den Felsen von Louet de la Barma endigen ihre Quarzite in den Dolomiten.

Im Berge von Arbey kann man die Spuren dieser Falten noch konstatieren. Die Umbiegungen aber sind unter dem Schutte verborgen. Ueber dem Val d'Hérens steigen die Axen. Daher sieht man im Sasseneire nur noch die letzten Umbiegungen der untersten Falte (a). Die sichtbare Hauptumbiegung entspricht aber nicht einer eigentlichen Stirnfalte : die triadischen Breccien biegen sich nämlich nicht, wie man erwarten sollte, um die Quarzite herum, sondern beide Serien biegen sich parallel und bilden so ein grossartiges, nach Süden gerichtetes Scharnier. Es bildet eine

willkommene Ergänzung der Aufschlüsse im Blocke Artsinol. Aus der Kombination erst können wir die unterste Falte (a) konstruieren.

Südlich des Col de la Meinaz liegen die Bündnerschiefer auf schiefrigen Quarziten (wahrscheinlich Perm). Diesen Kontakt verfolgen wir unter dem Berge Prozon, der Pointe de Louet de Condouet und dem Glacier de Méribé durch. Wir beobachten ihn am Fusse der grossen Felswand der Pointe de Vouasson bis auf den Riegel des Val des Dix. Diese ganze Linie liegt in der Rückenfläche der obersten Falte (c). Immer liegen die Bündnerschiefer oben, die Casannaschiefer unten. An der anderen Talwand ist die Sache gerade umgekehrt: die Bündnerschiefer liegen unten, die Casannaschiefer darüber. Da die letzteren in der Mitte des Tales senkrecht stehen, so ist es leicht, die Tektonik zu lesen. Von hier gegen SW liegen die Casannaschiefer auf dem Mesozoikum der Combinzone. Es ist der eigentliche Bagnefächer. Unsere drei Artsinolfalten sind also nur seine untersten Ausläufer.

Um die spätere Beschreibung nicht durch allzulange Bezeichnungen zu beschweren, haben wir die drei Hauptfalten nach den drei Hauptalpen genannt:

die oberste Artsinolfalte (c),
die mittlere Meinazfalte (b), und
die unterste Vouassonfalte (a).

Die schematische Uebersicht dieses Baues mag zur Orientierung genügen. Schon die Profiltafel zeigt, dass die Verhältnisse in Wirklichkeit komplizierter sind.

Das zweite tektonisch wichtige Element der Gegend von Evolène ist die Schuppenzone. Kehren wir wieder auf den Rücken der Bernharddecke bei Evolène zurück. Ueber der Trias liegt eine wenig mächtige Bündnerschieferschicht, und darauf wieder Rauhwacken, Dolomite, Quarzite, Breccien, alles in wildem Wechsel. Wir wollen uns auch hier nicht in eine genauere Beschreibung einlassen. Alle jene hohen Felsen über dem Dorfe Evolène bis südlich des Friedhofes gehören hieher. In der südlichsten Schuppe stösst plattiger Triasquarzit bis fast auf 2100 m und endigt dort, von Dolomit und Breccien umhüllt, in den Bündnerschiefern. Eine darunter liegende Schuppe stösst bis in die Facette nördlich der Alp Cotter und zieht um den kleinen Zirkus von Bertol bis in die Wand des Sasseneire. Dort wird sie in einer weithin sichtbaren Schleife zurückgebogen und nimmt ihren Rückweg

einige Meter über dem Herweg. Im Fusse des Sasseneire, im Hintergrunde des Bêplan de Cotter findet man sie wieder. Sie verschwindet unter der Glazialbedeckung, und fällt dann in einigen Strähnen über den Hang gegen La Sage. In den Bacheinschnitten findet man sie jeweilen wieder. Ihre Breccien bilden eine Kappe auf dem Hügel von St. Christophe bei La Sage. Südlich davon wird sie noch von einigen Gräben angeschnitten.

Gerade gegenüber auf der anderen Talseite sehen wir zwei schmale gelbe Bänder in den dunklen Felsen südlich von Giète. Man verfolgt sie leicht über die Mayens von Niva, unter der Alp Niva durch in die Felsbänder über der Waldgrenze, und von da bis an den Rand der Felsen, welche steil gegen die Schutthalden hinter der Alp Arbey abfallen. Dort zählen wir drei Streifen; sie bestehen hauptsächlich aus Brèche du Télégraphe. Weiter unten findet man mehr Dolomite, Rauhwacken und Kalke. Auf dieser Seite kann man keine Umbiegung sehen; am Hange gegen Vouasson verdeckt der Schutt überhaupt alles. Diese Bänder dürften mit denjenigen von Villa und La Sage zusammenhangen, da sie genau im Streichen einander gegenüber den Talboden erreichen.

Dieser ganze Zusammenhang ist hypothetisch; denn über die Alp Cotter hin fehlt jeglicher Aufschluss, und die ganze Halde von Arbey bis zum Talboden ist bedeckt. Die Bänder von Niva könnten also zum Teil den Falten von Artsinol angehören, und damit auch diejenigen von La Sage und Villa. Erst neue Aufschlüsse oder das Auffinden neuer leitender Horizonte, welche die entscheidenden Punkte in aufgeschlossene Teile verlegen, können die definitive Lösung bringen.

Die unteren Schuppen erreichen nicht alle dieselbe Höhe. Einzelne werden schon unterwegs erdrückt, die kräftigsten aber stossen über das Bertol hinauf, in die Bündnerschiefer unter der Falte des Sasseneire. Dort endigen sie, von jüngerer Trias umgeben. Ein abgerissenes und nordwärts geratenes Paket liegt auf dem Kamm der Tsa de Volovron. Eine weitere Linse dieser Zone liegt in der Spitze der Facette westlich dieses Kammes. In der Bündnerschieferwand, welche gegen die Alp Eyson und den Pas de Lona fällt, sieht man einige kleine Linsen hellen Gesteins. Bei dem Punkte 2915 fällt eine Breccien- und Kalkplatte südöstlich unter den Gletscher. In den Abhängen des Hügels 2938 sieht man Quarzite, von jüngerer Trias umgeben, über andere Trias-

fetzen vorgleiten. Hier wiederholen sich die Verhältnisse des Bertol. Sie sind aber hier weniger klar als auf der Evolèner Seite, weil die Topographie nicht so übersichtlich ist. Diese Zone lässt sich leicht um den Berg 3058 herum verfolgen, bildet das Horn 2777 und noch einige Flecken in der Moräne der Alp Torrent. Ihr Anstieg auf den Kamm von Sorebois ist zum grössten Teil verdeckt. Am Hang von Tsinal hat Argand sie wieder gefunden, und weiter verfolgt bis in die *faisceaux vermiculaires* von Zermatt. Ihr Verlauf, so weit er bekannt war, ist auf Argands Profilen dargestellt (4). Das *faisceau vermiculaire* oder Würmlizone, wie sie in der penninischen Werkstatt heisst, ist jedenfalls aus Teilen verschiedener Herkunft zusammengesetzt. Es unterstreicht in glücklicher Weise die Tektonik der Bündnerschiefer, deren komplizierten Gang man ohne diese lithologische Verschiedenheit nicht konstatieren könnte. Ein grosser Teil der Combinzone dürfte die Umhüllung dieser Trias sein. Wir haben es mit einer Falte zu tun, welche fast ganz aus Bündnerschiefern besteht, deren älterer Kern in Linsen ausgezogen wurde und an Masse mit den Kalkschiefern keinen Vergleich aushalten kann. Die Evolèner Schuppenzone setzt den Stil der Rückenschuppen von Volovron fort; auch sie wurde durch den Druck der Dent-Blanchedecke verschürft.

Der Hauptkörper der Bernharddecke liegt auf der Trias des Fensters von Euseigne. Diese Synklinale ist das tiefste, in unserer Gegend sichtbare tektonische Element.

Ueber das Karbon am Rhonetal legen sich bei Bremis und bei Longeborgne Quarzite. Auf diesen fallen die Rauhwacken, Dolomite und Kalke von Nax und Vex taleinwärts. In der Schlucht der Borgne wird der Gang durch einige Verwerfungen und Falten kompliziert. Der Hauptteil der Pontiskalke verschwindet weiter oben unter dem Talboden, ein dünnes Band aber zieht sich in eine Zermalmungszone der Quarzite. Die ersteren steigen beim Stollen von Combioula ans Tageslicht und wenden sich an den Hang hinauf. Dort münden sie in eine Reihe von Bewegungshorizonten, werden zerdrückt und einige Male verworfen. Die Synklinale wird zerfasert; ein Teil zieht unter dem Rande der Terrasse von Osonne durch und mündet wohl in die grossen Gips- und Rauhwackefelsen unter Euseigne. Diese werden von einigen Metern von Triasquarziten bedeckt, welche steil in die Tiefe fallen.

Zwischen dem Hangenden und dem Liegenden des Fensters gibt es fast keine Faciesunterschiede.

Dies ist die Tektonik unserer Gegend. Die beigegebene Tafel wird manches besser erklären.

Alle diese Falten sind hauptsächlich aus zwei Schieferserien aufgebaut, einer paläozoischen, der Serie der sogenannten Casannaschiefer, und aus einer mesozoischen, derjenigen der Bündnerschiefer (Glanzschiefer, Kalkschiefer, *schistes lustrés, calcescisti).* Zwischen denselben lassen sich eine Reihe kleinerer Horizonte ausscheiden, welche Trias und Lias angehören.

Die Casannaschiefer.

Gerlach bezeichnete mit dem Namen Casannaschiefer die Gesteine der St. Bernhardzone. Er charakterisiert sie folgendermassen :

« Mit diesem Namen, der vom Casannapass im Engadin hergenommen ist, bezeichnet Theobald einen Komplex von kristallinischen und halbkristallinischen Gesteinen, welche zwischen dem Buntsandstein und dem deutlich entwickelten Gneisgebirge durch Lagerung sowohl als petrographische Beschaffenheit eine Mittelstellung einnimmt. Die Felsarten schwanken dort zwischen Tonschiefer, Talkschiefer, Glimmerschiefer und gneisartigen Gebilden. » (36, S. 86.)

Lachat (47), Favre (25), Bertrand (13), Termier (68, 69, 70) und andere wiesen nach, dass diese heterogene Masse kristalliner Schiefer zum Teil dem Permokarbon der *zone houillère* entspreche, und also gleichen Alters sei. In vielen Gegenden wurde ein allmählicher Uebergang der normalen Facies in die metamorphe beobachtet. Argand (2, 6) zeigte, dass die Triasquarzite seitlich in die oberen Teile dieser Masse übergehen können, dass also diese Serie an manchen Orten bis in die untere Trias reichen kann.

Der Name Casannaschiefer bezieht sich hier auf die metamorphe oberpaläozoische Serie der Bernharddecke. Er wird hier also nicht als petrographische, sondern als lokale stratigraphische Bezeichnung gebraucht. Mit dem Fortschritt unserer Kenntnis wird dieser Sammelname, welcher zudem an verschiedenen Orten verschieden gebraucht wird, verschwinden.

Der grösste Teil der Bernharddecke auf unserem Gebiete besteht aus diesen Gesteinen. Es gibt eine Unmenge von Varietäten, welche fast alle in einander übergehen können.

Der grösste Teil dieser kristallinen und halbkristallinen Schiefer entstammt einer mächtigen, unruhig wechselnden, sandig-tonigen Ablagerung. Im unteren Teile der Serie liegen Gesteine dazwischen, welche aus Tuffen diabasischer und porphyritischer Herkunft entstanden sein dürften.

Ihre jetzige vielgestaltige Ausbildung verdanken sie nicht nur dem unruhigen, wechselnden Charakter ihres Muttergesteins, sondern auch der mannigfachen Metamorphose. Sie sind alle, jedoch in verschiedener Weise, tektonisiert. Der innere Teil der Decke ist durch eine Regionalmetamorphose gegangen. Diese meistens vollkommene, der oberen Tiefenstufe angehörende Metamorphose alpinen Alters hat sich über eine ältere gelegt. Sie nimmt gegen Norden und gegen oben ab. Die Kontaktmetamorphose spielt keine grosse Rolle, fehlt aber nicht.

Es ist manchmal schwierig, einzelne Gesteinstypen auszuscheiden, und ohne fortlaufende Aufschlüsse dieselben an entfernteren Orten wieder zu erkennen. Besser gelingt es, Gesteinsgruppen auseinander zu halten, welche in ihrer Gemeinschaft leitend sind. Wir werden jeweilen nur diejenigen Gesteine anführen, welche die einzelnen Gruppen von ihren Nachbarn unterscheiden.

Der Mineralbestand ist beim grössten Teil dieser Gesteine derselbe: Quarz, Feldspäte (hauptsächlich Plagioklase aus der Nähe des Albits (wir werden ihn kurz als Albit bezeichnen), weniger Kalifeldspat), Serizit, Chlorit, gewöhnliche Hornblenden und Muscovit sind die Hauptgemengteile. Im Bagnefächer gesellen sich Epidot und Glaukophan dazu. Granat und Biotit sind weniger häufig. Neben dem verschiedenen Mineralbestand unterscheiden sich viele Gesteinsarten hauptsächlich durch die wechselnden Mengenverhälnisse, durch Struktur und Textur.

Die obere Grenze der Casannaschiefer bildet, wie schon Gerlach (36) bemerkte, der Buntsandstein, das heisst, die weissen, plattigen Triasquarzite. Argand (6) beobachtete, dass diese seitlich und gegen unten allmählich in die Casannaschiefer übergehen können, so dass manchmal hier keine scharfe Grenze besteht. Vom lithologischen und tektonischen Standpunkte bilden also diese Quarzite das letzte Glied in der Reihe der Casannaschiefer. Die Grenze der Serie käme dann über diese Schichten zu liegen, so dass wir auf der einen Seite Gesteine hätten, in welchen die Kieselsäure die grosse Rolle spielt, auf der anderen Seite hauptsächlich Karbonatgesteine.

Eine untere Grenze der Casannaschiefer gibt es auf unserem Gebiete nicht. Die Altersbestimmung wird gegen unten immer unsicherer.

Die Quarzite unter dem Dache sind untere Trias. Darunter haben wir manchmal eine mächtige psammitische und psephitische Formation, welche wir als Perm ansprechen. Wo Anthrazit vorkommt, oder wo ein kohliges Pigment die Schichten färbt, schliessen wir auf Karbon. Wie weit dieses nach unten reicht, lässt sich bis jetzt nicht nachweisen.

Wer die Casannaschiefer unserer Gegend durchmustert, dem wird es auffallen, dass nur gewisse Gesteinstypen von Prasiniten begleitet werden. Man bekommt eine derartige Gewohnheit, diese Felsarten bei einander zu sehen, dass man erstaunt wäre, in anderen Komplexen Prasinite zu finden. Zugleich zeigt der ganze Gesteinsblock, in welchem Prasinite vorkommen, einen höheren Grad des Metamorphismus als die anderen Teile.

Wir benützen diese Tatsache zu einer ersten grossen Teilung.

Die Schiefer mit den Prasinitzwischenlagerungen liegen überall stratigraphisch tiefer, und wir sprechen wohl daher mit Recht von ihnen als

von den älteren Casannaschiefern.

Der grösste Teil der Gesteine, welche Duparc und Ritter aus dem Val d'Hérens und aus dem Val de Bagne (21, 22, 23) beschrieben, welche Stella (65, 66) in der Zone des St. Bernhard bis an die Schweizer Grenze gefunden, welche dann Grubenmann (37, 38) und Wojno (74) im Val de Bagne und Dias (19) im Val d'Hérens untersucht haben, gehören hieher.

Am besten haben wir bis jetzt ihre Ausbildung im Hauptteil der Bernharddecke verfolgt. Ihre genaue Parallelisierung mit den Abteilungen des Bagnefächers wird die Aufgabe späterer Untersuchungen sein.

Wir beginnen wieder am Rücken von Volovron und Flancmayens.

Unter den Chloritserizitquarziten und grauen Glimmerschiefern finden wir einen Komplex von Gesteinen, welcher bis zur Kapelle Notre-Dame de la Garde reicht. Oben besteht er hauptsächlich aus Prasinit. Hauptgemengteile sind meistens Chlorit, Hornblende und Albit; es ist eigentlicher Ovardit.

Weiter unten kommt häufig Amphibolit mit einer bläulichgrünen Hornblende vor. Dazwischen findet man manchmal Granat in kleinen Körnern. Darunter liegt eine Reihe von Serizitchloritgneisen. Als Feldspat fungiert Albit, wohl selten Orthoklas. Seine Kristalle sind meist ziemlich gross und liegen linsenförmig zwischen den glimmerigen Elementen. Dadurch bekommt der Hauptbruch, welcher von dem Gemisch Serizit-Chlorit ganz überkleidet ist, ein waffelartiges Aussehen. Er ist grau in verschiedenen Abstufungen ; durch Anreicherung an Chlorit kann er grünlich werden. Nimmt der Muscovit überhand, so wird er mehr glitzerig. Nur auf dem Quer- und Längsbruch sieht man die Feldspäte. In ihnen sind kleine Einschlüsse in Reihen angeordnet. Diese Linien sind meistens gegenüber der Schieferung gedreht. Ein charakteristischer Nebengemengteil ist der Turmalin. Er ist häufig in bis über 1 cm langen Kristallen über die Schichtfläche verstreut. Die Kataklase fehlt natürlich nicht, ist aber durch das Kristallisationsvermögen der Plagioklase zum Teil verheilt. Sobald der Quarz zunimmt, wird auch die Kataklase deutlicher. Dies zeigt sich unterhalb der Chapelle de La Garde beim Uebergang zur nächsten Serie, welche quarzreicher ist. Bei Lanna fanden wir an den Prasiniten Schiefer mit Graphitoid ; über Volovron liegen graue Glimmerschiefer mit kohligem Pigment über dieser ersten Serie.

Nördlich der Comben von Marthémoz und des Merdesson steigt sie aus dem Talboden hervor und zieht sich über Volovron und durch den grossen Wald bis gegen den Grand Torrent d'Eyson hinauf. Dort ist sie nicht mehr sicher nachweisbar. Die Prasinite verschwinden hinter Volovron im Walde. Auch auf der Seite von Flancmayens und Curie kann diese Zone nicht sehr weit verfolgt werden. Ein grosser Bergrutsch im Walde über Croux und Villette verdeckt sie. Bei Vendes fehlen die charakteristischen Gesteine. Im Kamme des Punktes 2325 nördlich der Alp Eyson liegen ungefähr 20 m Chloritserizitalbitgneise mit Lentikulartextur über den Schiefern der nächsten Zone. Ein Gestein, das einen Uebergang zur nächsten Serie bildet, lassen die Permschiefer in einem Erosionsfenster am Südfusse der Becs de Bosson sehen. Gegen Norden keilt also diese Zone unter dem Perm aus.

Im Val d'Hérémence liegt ein ähnlicher Gesteinskomplex unter dunklen Schiefern nördlich Bataille, und zieht gegen den Mont Cauille hinauf. Er liegt unter der Synklinale von Chèques und dürfte hieher gehören.

Nach der Kapelle von La Garde haben wir diese Serie La Gardeserie genannt.

Unter dieser Kapelle wird das Gestein quarzreicher ; zu gleicher Zeit nehmen die lamellaren Bestandteile ab, und verteilen sich in der Masse. Die lentikulare Textur verschwindet allmählich und wir erhalten ein grünlichgraues, hartes, in eckige Brocken zerfallendes Gestein von feinem Korn. Weiter nördlich ist es weiss und grün gebändert. Es treten darin grosse Porphyroblasten von Muscovit auf. Sie werden bis 2 cm gross (Durchmesser), und die Säulchen erreichen eine Höhe von mehr als 1 cm. Manchmal sind die einzelnen Lamellen schräg über einander verschoben. Meistens sind sie weiss, haben aber vielfach einen braunen Kern. Die Oberfläche der Prismenzone ist in vielen Fällen mit einer dünnen Schicht von Serizit und Chlorit überzogen. Als Porphyroblasten kommen auch Granaten vor. Turmalin kann man in ziemlich grossen Kristallen finden. Meist ist er stark zerbrochen und bildet Nester im Gestein. Auf grosse Strecken hin fehlt er oder ist nur in mikroskopisch kleinen Kristallen vorhanden.

Unter dem Mikroskop gesehen, erscheinen die meisten Gesteine dieser Zone als ein höchst zerriebenes Gemenge von Quarz und Serizit. Feldspäte füllen kleine Lücken aus. Sie sind meist trübe und voll kleiner Einschlüsse. In manchen Präparaten findet man Titanit, in anderen mehr Rutilnädelchen. Ilmenit, Magnetit und Pyrit kommen überall vor. Calzit füllt die letzten Lücken. Manchmal schwimmen grössere undulös auslöschende Quarze in dem Brei, dessen Elemente meistens kleiner als 0,1 mm sind. Die erwähnten Porphyroblasten von Muscovit (selten Chlorit) liegen ungefähr in der Schieferungsebene ; manchmal sind sie verbogen.

Nicht in allen diesen Schiefern sind die Mineralien fein und gleichmässig verteilt. In manchen wechseln serizitische Lagen mit quarzitischen. Auf grössere Strecken können die Porphyroblasten fehlen. Da der Mineralbestand fast überrall derselbe ist, so bietet diese Serie wenig Abwechslung. In einem grünlichen Schiefer unter den Becs de Bosson fanden wir ein wenig Biotit, welcher sich in Chlorit verwandelt.

Die hellen und hellgestreiften Gesteine mit den Muscovitporphyroblasten muss man als tektonisierte Pegmatite deuten. Ihre Quelle findet man nicht auf unserem Gebiete. Sie liegt vielleicht im Muttergestein der grossen Orthogneismasse, welche weiter im Osten, in der Kette der Mischabel,

den Tag erreicht. Orthogneisähnliche Gesteine findet man auf unserem Gebiete hie und da in der Gegend von Lona.

Eigentliche Grünschiefer gibt es nicht in dieser Gruppe.

Gegenüber der Serie von La Garde unterscheidet sie sich durch den Reichtum an Quarz und die stärkere Kataklase, durch den geringeren Feldspatgehalt, das Fehlen der Grünschiefer und durch die Muscovitpegmatite.

Sie liegt unter derjenigen von La Garde und wird oben vom Perm abgeschnitten. Ihr Alter ist schwer zu bestimmen.

Von den Wänden bei Villette unter der Kapelle von La Garde begleitet sie die Strasse bis zu dem Felsvorsprung von Prazjean. Ihre beste Ausbildung hat sie in der Gegend von Eyson. Daher haben wir ihr den Namen dieses Dorfes beigelegt. Ihre Gesteine bilden den ganzen Hang bis unter das Perm des Pas de Lona. Gegen Norden reichen sie bis in die Gegend von Lovegnoz. Auf der Talseite von Anniviers wird sie unmittelbar vom Perm bedeckt. Diese Ueberlagerung beobachtet man am besten am Rande des Plateaus von Lona. Auf der Alpe du Marais findet man immer noch dieselben Gesteine. Auf der anderen Seite des Tales bilden sie einen grossen Teil des Hanges und greifen auch in den Block von Tsirouc. Typische Stücke dieser Serie mit Muscovitpegmatiten von der Meidenalp im Turtmanntal verdanke ich der Güte meines Freundes Manfred Reichel.

Westwärts gehend finden wir diese Gesteine wieder nördlich über den Mayens von Vendes. Sie enthalten dort bis über erbsengrosse Granaten. Die Serie ist dort nicht mehr so mächtig, wie auf der anderen Talseite. Sie zieht sich aufwärts und wird vom Perm und Trias der Synklinale von Chèques überlagert. Im Val d'Hérémence ist sie durch einen kleinen Streifen unter dem Mont Cauille vertreten.

Von Westen gegen Osten nimmt also diese Zone an Mächtigkeit zu.

Nördlich liegt sie auf einer weiteren Serie, welche grosse Aehnlichkeit mit derjenigen von La Garde hat. Auch hier ist der Uebergang nicht plötzlich. In dieser neuen Serie herrschen wieder mehr feldspatische Gesteine vor. Wir finden die gleichen Serizitchloritgneise mit Lentikulartextur und viel Turmalin. Sie gehen manchmal in schöne grossäugige Prasinite über. In den Gneisen nehmen manchmal die lamellaren Mineralien ab, der Quarz zu. Die Augen werden dadurch undeutlich; es entstehen grössere Linsen härteren Gesteins, zwischen welchen Streifen von Serizit und Chlorit hindurchziehen. Die Feldspäte (hier meistens Mikroklin

und Perthit) werden in der Regel kleiner, wenn mehr Quarz hinzukommt.

Die Albite werden manchmal schwarz gefärbt durch das absorbierte Pigment des Muttergesteins. Meistens enthalten sie nur einen Teil der Substanz, erscheinen aber makroskopisch als der dunkelste Bestandteil des Gesteins. Aeusserlich zeigt es eine graubläuliche Farbe. Durch die Verwitterung der vielen Pyrite entsteht eine rötliche Patina. Diese rötlich und bläulich schillernden Felsen sind charakteristisch für die pigmenthaltigen Gesteine dieser Zone. Ihr hoher Pyritgehalt ist auffallend. Er wechselt parallel mit demjenigen an kohligem Pigment.

Daneben gibt es eine Menge grauer, harter und feiner Gneise und Glimmerschiefer, welche wenig charakteristisch sind.

In dieser Zone gibt es ausserdem zwei interessante Orthogesteine, wie sie bisher aus dieser Gegend der penninischen Alpen nicht bekannt waren.

Das eine ist ein Orthogneis mit Mikroklin und Perthit, welchen wir später genauer beschreiben werden.

Das andere dürfte von einem hornblendereichen gabbroiden oder dioritischen Gesteine stammen. Beide sind deutlich intrusiv. Das Hornblendegestein erreicht, von Schicht zu Schicht springend, auch die Eysonserie, da es an der Grenze der beiden liegt. Wo die tektonischen Kräfte besonders intensiv wirkten, ist es zu einem harten feinen Magnetitprasinit verwandelt, den man schon makroskopisch gut von den gewöhnlichen Prasiniten unterscheiden kann. Der ganze Uebergang vom fast massigen Gestein über solche, in welchen die Hornblenden in dunklen Chloritlinsen schwimmen, bis zu den dunkelgrünen dichten Felsarten ist leicht zu verfolgen. Alle Umwandlungsprodukte zeichnen sich durch ihren hohen Gehalt an Magnetit aus. An manchen Orten beobachtet man Kontaktgesteine. Wie und ob diese Diorite mit den von Novarese beschriebenen (51, 54) zusammenhängen, wird sich vielleicht später zeigen.

In dieser Zone liegen auch die hauptsächlichsten Bleiglanzvorkommnisse: Maisonesse-La Barma, Comtesse und Vieille Maison. (Dasjenige von Six des Fées würde eher der La Gardezone entsprechen).

Gewöhnliche Prasinite sind in dieser Serie nicht selten. Sie werden bekanntlich als metamorphe Tuffe betrachtet (74), da man nirgends Kontaktmetamorphose oder Gänge nach-

weisen konnte; vielmehr findet man häufig Uebergänge durch Mischung mit dem einschliessenden Gestein.

Das Alter dieser Serie wird einerseits bestimmt durch die pigmentreichen Einlagerungen, andererseits vielleicht auch dadurch, dass in permischen Konglomeraten ein Gestein als Geröll gefunden wurde, welches man mit dem Orthogneis von Thion in Zusammenhang bringen könnte. Der obere Teil dieser Serie dürfte sicher karbonischen Alters sein.

Gleich in der Nähe der Strasse sehen wir bei Prazjean ihre Gesteine unter denjenigen der Eysonserie. Auf beiden Talseiten steigen sie steil, manchmal senkrecht empor. In den Gneisen mit Lentikulartextur sind die Stollen von Comtesse vorgetrieben. Die Schichten schwanken dort um die Senkrechte. Sie ziehen sich dann nach Norden in den Wald, und werden flacher. Wer in den Wildbachbetten nördlich herumklettert, der findet schöne Profile dieser Serie. Im unteren Teile gibt es besonders viele Schichten mit mehr oder weniger geschwärzten Albiten. Weiter oben gibt es die schönsten Serizitchloritgneise mit Lentikulartextur in allen Nuancen und Uebergängen zu den Prasiniten. Auch den Kontakt mit dem Liegenden kann man dort beobachten. Meistens findet man an der Sohle schöne Prasinite; sie liegen auf stark tektonisierten Serizitchloritquarziten. Diese Quarzite rechnet man meistens zum Perm. Der Kontakt ist ein mechanischer, eine Scherfläche. Bei Mayentset unterhalb Chèques verhindert die Glazialbedeckung jede Beobachtung. Am oberen Bisse von Euseigne findet man die Serie wieder, jedoch in einem Rutschpacket.

Auf der anderen Seite des Val d'Hérémence ist sie längs des grossen Bisse von Vex, in der Nähe des Dorfes Mache gut aufgeschlossen. Nach diesem Dörfchen haben wir diese Zone benannt. Hier findet man den grössten Teil der typischen Gesteine. Im Tobel über Prolin sind die Gneise mit Lentikulartextur in einem Buckel, um welchen der Bisse dreht, gut aufgeschlossen. Unter ihnen liegen rötlich und bläulich anlaufende Gesteine mit kleinen Albitaugen und ziemlich viel kohligem Pigment. An jenen Halden haben die schönsten Stücke dieser Art gefunden. Man verfolgt die Schicht bis unter die Moräne von Thion.

Ueber den Schutt von Thion aufsteigend, kommt man zu den Orthogneisen. Sie bilden den Nordgipfel der Eperollaz und die baumlose Terrasse nördlich unter ihm. Dort liegen sie mit ihrer Kontaktzone auf der permokarbonischen Serie.

von Thion. Den grössten Teil bildet ein helles aplitisches Gestein, nur in der Mitte ist es ein wenig dunkler. Am Südrande dringen Aplitadern in die Casannaschiefer der Macheserie und verwandeln sie. Eine solche Stelle liegt westlich unter dem Kamme: die Aplite verwandeln dort sowohl Casannaschiefer als auch Grünschiefer. Sie sind also jünger als diese letzteren. Die Orthogneise fallen 80° SSE. Der grösste Teil des Kammes gegen den Südgipfel besteht aus Casannaschiefern der Machezone. Die Prasinitbänder nehmen gegen Süden zu. Das Einfallen ist zuerst ungefähr 80° dann 60° NW. Die Trias liegt hier fast direkt auf den alten Schiefern. Nur ein bis zwei Meter grauer Gesteine bilden den Uebergang. Auf den Alpen Grande Combire und Meinaz im Val de Neindaz beobachtet man dasselbe.

Diese älteren Schiefer der beiden Eperollaz sind die Spur des Stieles, an welchem der Bagnefächer hing.

Wiederum von Prazjean ausgehend, sehen wir auch am Osthang die Schichten steil ansteigen. Auch hier kann man den unteren Kontakt an verschiedene Stellen über dem Wege von Prazjean nach St. Martin beobachten. Ueberall ist er mechanischer Art. Am Wege von St. Martin nach Eyson ist diese Serie an den beiden Bachbetten südlich von Trogne sichtbar. Am nördlichen herrscht metamorphes Karbon vor. Dann findet man Lentikulargneise mit viel Turmalin. Am südlichen dringt gewöhnliches Karbon weit zwischen diese Schiefer. Südlich davon findet man hie und da tektonisierte Diorite. Die besten Aufschlüsse auf dieser Talseite befinden sich in der Nähe des « 1 » von le Peseux (Blatt Sion 486). Durch den Wald hinauf liegen bald in der besprochenen, bald in der Eysonserie ausgezogene Lagergänge dieses Gesteins. Am Kontakt mit den Eysonschiefern wird Biotit regeneriert. Am Nordhang des Kars von Lovegnoz bilden die Magnetitprasinite eine Leiste. Sie reichen also bis an das Perm.

Von bläulichen und rötlichen Schiefern begleitet steigen die Gneise an den Wildbächen von Trogne in verschiedenen Windungen empor, verschwinden dann eine Zeit lang unter der Glazialbedeckung und kommen bei Prabé flach SSE fallend wieder zum Vorschein. Vielfach bedeckt ziehen sie dann weiter, unter der Alp Larpetta und La Louerre durch und erscheinen nördlich davon wieder in einem Bache. Ihre Mächtigkeit hat stark abgenommen. Wir finden nur noch ein Gestein: grosse Feldspäte schwimmen in einer dunkelgrünen Masse von Chlorit und Serizit.

Weiter nördlich lassen Schutt und Moränen wenig Anstehendes herausschauen. Ueber Sandsteine und Schiefer steigt man zum Punkte 2452. Weiter oben liegen wieder Prasinitgneise und bilden den westlichen Gipfel des Mont Nouoble. Er ist eine Klippe dieser Gesteine auf dem Permokarbon. Der östliche Gipfel reicht nicht mehr bis an die Auflagerungsfläche. Der Kamm dreht bis gegen den Pass zwischen Mont Nouoble und Mont Gautier. Die Casannaschieferlamelle krümmt sich gegen Süden abwärts. Durch das Spiel der beiden Flächen erreicht der Gneis noch einige Male den Kamm in kleinen Klippen. Auch auf dem Rücken des Mont Nouoble liegen einige Blöcke ; da sie aber von unten nicht mehr gestützt sind, so gleiten sie abwärts. Gegen Süden fallen diese Schiefer immer stärker. Die Lamelle schneidet die Wasserscheide des Val d'Hérens und des Val de Réchy unter dem grossen Blocke, der am Wege über den Pass liegt. Sie ist dort kaum drei Meter mächtig. Dies dürfte die andere Spur des Stieles sein, an welchem der Bagnefächer hing.

Darüber liegen Perm und Trias. Dieser Kontakt zieht sich, meist verdeckt, bis unter die Becs de Lovegnoz. Zwischen Lovegnoz und dem Plan Genevret sind die Casannaschiefer stark verfaltet. Von hier bis über Liez hinab findet man an manchen Orten Orthogneise mit Mikroklin und Perthit. Sie gehören zu denjenigen von Thion, sind aber stärker tektonisch beansprucht.

Von Osten nach Westen wird diese Serie mächtiger.

Beachtenswert ist, dass auch über ihr eine dünne Schicht Perm liegt.

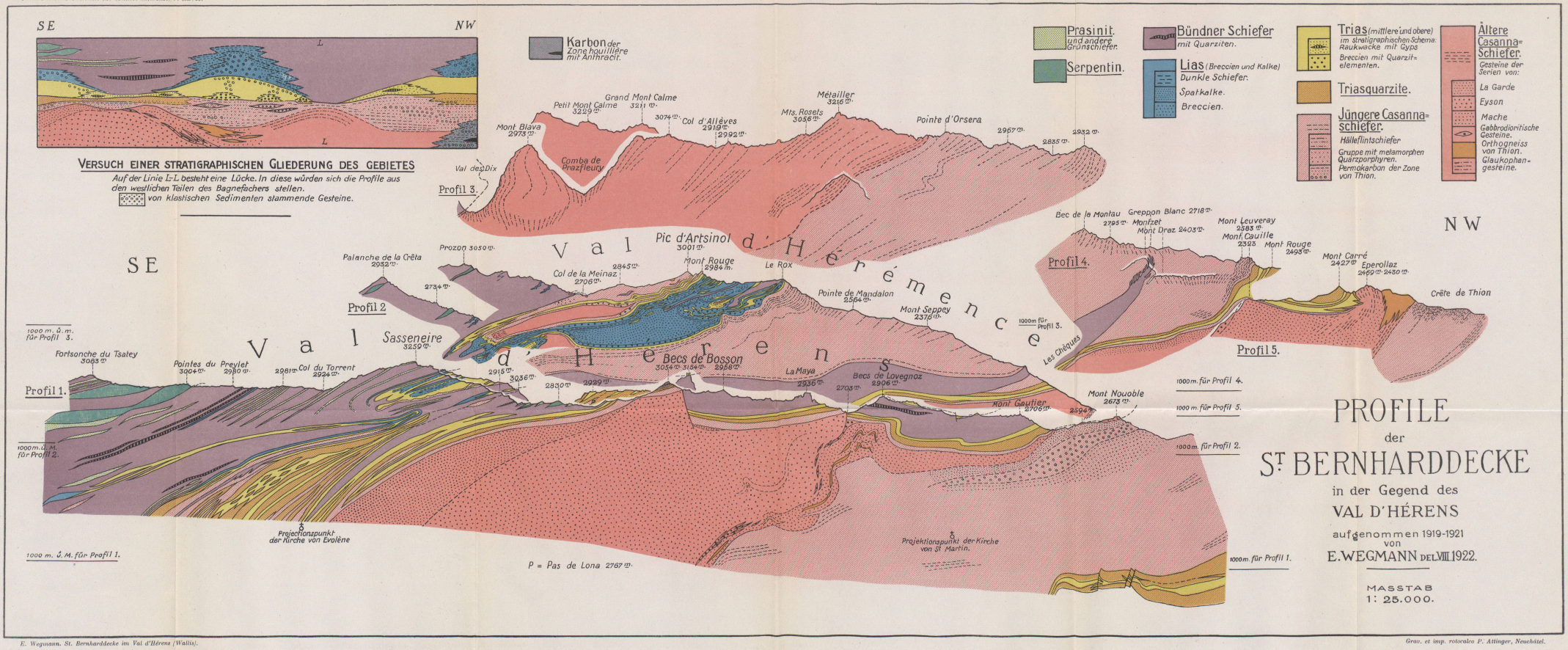
Ihre Aehnlichkeit mit der Serie von La Garde fällt auf, und wenn wir ihr einen besonderen Namen gegeben haben, so ist es einerseits, weil sie eine besondere tektonische Einheit bildet, andererseits, weil wir noch keine Verbindung der beiden gefunden haben. Alle diese Namen sind ja bestimmt, eines Tages zu verschwinden ; es sind vorläufige Trennungen, welche eine zukünftige Synthese vorbereiten.

Man kann die Verhältnisse dieser drei Serien, welche in der Natur enger zusammen hängen als es vielleicht hier scheinen möchte, in verschiedener Weise deuten, und jede dieser Deutungen wird eine Reihe ziemlich wichtiger Konsequenzen nach sich ziehen. Man kann die drei Serien als seitliche Facien ein und derselben Ablagerung betrachten. Die drei Serien können aber auch als drei übereinander liegende Schichten aufgefasst werden. Eine dritte Hypothese würde die Sache so erklären, dass die Eysonserie als Kern

zwischen den beiden andern liege. Ob es sich dabei um einen synklinalen oder einen antiklinalen Kern handelt, lässt sich nicht nachweisen. Vieles spricht dafür, dass die Eysonserie älter sei als ihr Hangendes und ihr Liegendes.

Diese älteren Casannaschiefer sind an den meisten Orten von den jüngeren, permokarbonischen abtrennbar. Wie schon bemerkt hangen sie durch den Stiel von Thion und des Mont Nouoble um die Synklinalen von Chèques und des Mont Rouge herum mit dem Bagnefächer zusammen. Wir müssen also auch in diesem letzteren ähnliche Gesteine finden. Auch dort gibt eine Serie mit und eine ohne Prasinite. Sie sind aber bis jetzt noch nicht so gut aus einander zu halten, da unsere Aufnahmen noch nicht weit über die Wasserscheide des Val d'Hérémence und des Val de Neindaz reichen ; die Facies der Schiefer ist gegenüber den oben behandelten ein wenig verschieden.

Ein erster auffallender Unterschied ist der grössere Kalkgehalt. Nicht nur wird der Epidot, welcher in den meisten der besprochenen Casannaschiefern nicht auffällt, häufig und wirkt im Gesteine farbengebend, sondern der Kalk nimmt auch in Form von Calzit zu, bis er ziemlich karbonatreiche Schiefer bildet, oder in Marmorschmitzen das Gestein durchschwärmt. Der Bagnefächer ist auch der eigentliche Sitz der Glaukophangesteine der Casannaschiefer. Zwar kommt dieses Mineral schon im Hauptteil der Decke vor, aber es ist so selten, dass Glaukophangesteine nicht gebirgsbildend hervortreten. Hier aber finden wir sie in grossen Massen und zum Teil in so günstigen Verhältnissen, dass die Gegend einige Aufklärungen zur Frage der Entstehung der Glaukophangesteine beitragen dürfte. Die Petrographie soll, wie schon bemerkt, später eingehend behandelt werden. Eine Eigentümlichkeit ist es, dass die Glaukophangesteine an die kalkreicheren Zonen gebunden zu sein scheinen. Wer nach Glaukophan suchen will, kann als empirische Regel nehmen, dass er der Epidot- und Calzitanreicherung nachgehen muss, um auch Glaukophan zu finden. In Gegenden, in welchen die ersteren Mineralien selten waren, haben wir auch keinen Glaukophan gefunden ; wo sie aber vorhanden sind, findet man meistens auch alle Typen der Glaukophangesteine, wie sie aus dem Val de Bagne und anderen Orten dieser Zone bekannt sind (21, 22, 23, 37, 38, 52, 65, 66, 68, 74 u. A.). Eine weitere Eigentümlichkeit der Glaukophanstreifen sind erz- und quarzreiche Streifen, welche sich von den gewöhnlichen albitischen Schlieren der Prasinite unterscheiden. Sie



Grav. et imp. rotocalco P. Attinger, Neuchâtel.

durchziehen Prasinite und Casannaschiefer. Sie bestehen hauptsächlich aus Quarz, Plagioklas, Erzen (titanhaltiger Magnetit, Hämatit, Pyrit, etc.) und Karbonat. Reichlich verzwillingter Plagioklas umsäumt die Erzschnüre. Am schönsten findet man sie im Riegel des Val des Dix. Um sie herum ist eine Serie von Glaukophangesteinen von seltener Schönheit ausgebildet und es ist verwunderlich, dass dieselbe bis jetzt noch nicht bemerkt wurde, obwohl der Weg auf geglätteten Felsen über sie wegführt.

Neben diesen schönen Gesteinen findet man viele Phyllite und Gneise, von denen hier nicht weiter die Rede sein mag.

Ein grosser Teil dieser Serie dürfte karbonischen Alters sein. Von der Pointe de Rosey besitzen wir ein Stück eines schwarzen, kohligen Schiefers, ein ähnliches von der Alp Méribé.

Von den Pointes d'Orsera über die Touenne bis nach Prazlong hinab ruhen diese älteren Schiefern auf dem Perm. Eine erste Glaukophanfundstelle befindet sich südlich der unteren Alpe de Métal und dürfte sich gegen den Métailler hinaufziehen. Eine weitere liegt auf der Alpe d'Allèves. Sie zieht sich in die Combe d'Allèves hinein. Die dritte und grösste ist diejenige des Val des Dix. Hinter dem Plan des Morts, bei der untern Alp Méribé beginnend, nimmt sie die ganze Breite des Riegels ein und reicht bis ganz in die Nähe des Mesozoikums. Im Hange des Mont Blava zieht sie sich in die Combe de Prazfleury. Sie hängt mit derjenigen von Fionnay zusammen. Da die Schichten im Riegel um die Senkrechte schwanken, und alles leicht zugänglich ist, so kann man hier, wie an wenigen Orten, ein Profil dieser Serie geniessen. Den grössten Teil bilden Glaukophanprasinite. Stücke, welche fast nur aus Glaukophan bestehen, karbonatreiche Schiefer mit Glaukophan und die meisten, aus dem Bagnetal bekannten Typen findet man hier. Am Mont Blava findet man Schiefer mit bis über 1 cm grossen Epidotkristallen. Wir haben in diesem Teile wenige Gesteine gefunden, welche an die Eysonserie erinnern könnten. Die Aehnlichkeiten mit der La Garde - oder Macheserie sind viel grösser. Wir sind im Begriffe, die Forschungen in diesem Teile des Bagnefächers fortzuführen.

In den Falten von Artsinol findet man nur vereinzelte Reste dieser Gesteine. Nur im Kerne der Antiklinalen blieben Linsen davon. Eine erste liegt über der Alp Mandalon. Den abgequetschten Kern der Vouassonfalte findet man bei den Hütten von Veisivice auf der Alp Meinaz. Es sind Gneise,

ähnlich denen von La Garde. Die Feldspäte werden bis 3 cm gross. Sie sind aber viel weniger linsenförmig. Diese Schiefer sind also nach der Bildung der grossen Feldspatindividuen nur wenig mehr durchbewegt worden. Eine ganz ähnliche Tatsache konstatiert man auch in gewissen Teilen des Bagnefächers. Dort sind Gesteine weniger intensiv durchbewegter Facies als diejenigen der La Garde- und der Machezone die Regel.

In der Meinazfalte liegt der abgepresste Kern ganz nahe an den Stirnumbiegungen, über den Matten von Arpille und gegen Louet de la Barma. Gemeine Casannaschiefer und Prasinite bilden die Hauptsache. Nicht nur gleichen diese Prasinite denjenigen des Bagnefächers dadurch, dass sie ganz helle albitische Ränder und Schlieren zeigen, sondern sie enthalten auch noch Ueberreste von Glaukophan. Es sind kleine Kristalle und sie finden sich fast nur noch in den Albiten, weniger im Calzit, eingeschlossen, an Orten, wo sie weder mit Epidot noch mit Chlorit in Berührung kommen. Am Wege auf den Col de la Meinaz findet man auch ähnliche erzreiche Gesteine, wie auf dem Riegel des Val des Dix.

In der Artsinolfalte ist ausser einigen Prasinitlinsen unter dem Kamme des Pic d'Artsinol in diesem Blocke kein charakteristisches Gestein der älteren Serie gefunden worden. Der Hauptkern dieser Masse ist der Riegel des Val des Dix.

Ein ganz kleiner Fetzen von Prasinitgneis wurde auf der Sohle der schiefrigen Quarzite hinter dem Friedhofe von Evolène hinaufgerissen. Er zeigt, dass die Evolèner Schuppenzone aus einem Bezirke der Decke abgeschürft wurde, auf welchem Prasinitgneise die Unterlage des Perms bildeten.

Diese älteren Schiefer werden überall umgeben

von den jüngeren Casannaschiefern.

Die jüngeren Casannaschiefer sind eine Folge quarzitischer und phyllitischer Gesteine von recht unruhigem Charakter. Den grössten Platz nehmen Serizitchloritquarzite ein. Sie sind bald feiner, bald gröber und gehen in Sandsteine, Arkosen und Konglomerate über. Alles scheint vielmehr in Form von grossen Schmitzen als von weithin gehenden Schichten über einander zu liegen. An vielen Orten haben diese Gesteine ihre psammitische und psephitische Struktur deutlich beibehalten, an anderen Orten hat die Tektoni-

sierung sie verwischt. Sowohl die Haupttypen, als auch viele Nebengesteine unterscheiden sich schon makroskopisch recht gut von denen der älteren Serie. Meistens ändert sich die ganze Gesteinsgesellschaft auf kurzer Strecke und die Abtrennung ist ganz natürlich.

Mit wenigen Ausnahmen sind die Feldspäte viel seltener als in der älteren Serie. Der Metamorphismus ist viel geringer und zum grössten Teil auf Dynamometamorphismus beschränkt. Immerhin kann man auch eine kleine Zunahme des regionalen Metamorphismus gegen Süden, Westen und gegen unten feststellen. Eruptivgesteine, welche darin vorkommen, werden wir an ihrem Orte erwähnen.

Von den älteren Casannaschiefern unterscheiden sie sich auch dadurch, dass sie keine Prasinite einschliessen.

Ihr Alter ist bestimmt durch ihre Lage zwischen den älteren Casannaschiefern einerseits, welche in ihren oberen Partien jedenfalls karbonischen Alters sind, und den mesozoischen Sedimenten der Karbonatserie anderseits. Für ihren Kern dürfen wir wohl permisches Alter annehmen. Dabei ist es wahrscheinlich, dass an der Sohle Oberkarbon beteiligt ist, und es ist sicher, dass ihr Gipfel triadisch ist. Als triadisch, entsprechend dem Buntsandstein, haben wir die weissen plattigen Triasquarzite kartiert. Typische Vorkommen dieser Gesteine sehen wir in den obersten Schuppen der Evolèner Zone und in der Umrahmung des Fensters von Euseigne. Dabei ist nicht ausgeschlossen, dass die darunter liegenden schiefrigen Quarzite, welche an manchen Orten ebenfalls noch weiss sind, auch triadisch seien. Die Grenze zwischen den schiefrigen und den plattigen Quarziten ist an manchen Orten scharf. Sie ist zudem in vielen Fällen tektonisch betont. Eine untere Grenze der weissen Schieferquarzite lässt sich kaum bestimmen. Sie drehen sich durch alle Nuancen von Grünlich und Bläulich und auf einmal erscheint Grau darunter, vertreibt die anderen Farben und wir stehen wohl im Karbon. Es schien uns daher besser, eine natürliche lithologische Grenze als Altersscheide anzunehmen und ihr kartographischen Ausdruck zu geben, als eine unbestimmte und noch willkürlichere Grenze weiter unten zu ziehen.

Der untere Kontakt der ganzen Folge ist an den meisten Orten, an welchen er nicht tektonisch ist, ein Uebergang, welcher aber wenig mächtig ist. Wir beginnen unsere Beschreibung wieder bei den innersten Elementen der Bernharddecke :

In der *Evolèner Schuppenzone* ist die ganze Gruppe nur durch Quarzite vertreten. Hinter dem Friedhofe von Evolène sind sie als weisse schiefrige Serizitquarzite ausgebildet. Diese dürften die tiefsten aufgeschlossenen Glieder dieser Zone sein. Eine Stütze dieser Annahme ist die Tatsache, dass sie Fetzen von Prasinitgneis mit in die Höhe gerissen haben. Reliktstrukturen findet man kaum, da die ganze Zone zu stark tektonisiert wurde. Ohne Uebergang liegen die triadischen Quarzite darüber, und dies jedenfalls darum, weil sie auf der Auflagerungsfläche bewegt wurden. Weiter oben, auf der Alp Cotter ist in einer weiteren Schuppe ein Uebergang angedeutet. Die weissen kompakten Triasquarzite werden schuppiger und grünlicher. Die unteren Quarzitkeile sind im grossen und ganzen aus einem schuppigeren Quarzit aufgebaut als die höheren.

In den plattigen Quarziten ist der Serizit meist in kleinen Kristallen regelmässig im Gestein verteilt und nach der Schieferungsebene geordnet. Die einzelnen Kriställchen berühren sich aber nicht. Sie sind immer durch Massen von verzahntem Quarz getrennt. Diese Quarze, u. d. M. mit dem Gipsplättchen betrachtet, zeigen alle ungefähr dieselbe Orientierung. Zwischen ihnen liegen wenige kleine Nester eines trüben Feldspats. Diese Quarzite stammen jedenfalls aus einem Quarzsandstein mit sehr wenig tonigem Bindemittel. Gegen unten nimmt dann der Tongehalt zu, und zugleich treten Eisen und Magnesium auf.

Die Grenze der Quarzite gegen die dolomitische Trias ist scharf.

Betrachtet man den *Rücken der Bernharddecke*, so fällt zuerst der grosse Wechsel der Mächtigkeit auf. Beginnen wir wieder auf der Fläche von Lanna und Volovron: Im Tobel von Marthémoz kommen an verschiedenen Orten Triasquarzite vor. Am unteren Wege, da, wo er den Bach kreuzt, sieht man die anstehenden weissen Quarzite von einer etwa 1 m mächtigen Rutschzone oder Zermalmungszone *(zone de broyage)* durchschnitten. Sie sind dort zu einem schwammartigen Sandstein, welcher leicht in Grus zerfällt, zerrieben. Diese Zone kann man ziemlich weit verfolgen. Am Weg auf den Pas de Lona findet man eine ähnliche in den weissen Felsen im Walde, ebenso in der Schlucht von Lanna und am Wege nach den Flancmayens. Als mechanisches Phänomen ist es eigentümlich: Da unter diesen Quarziten Schiefer liegen, welche leicht über einander zu gleiten scheinen, so ist es verwunderlich, dass eine Quetschzone gerade in die

steifen harten Quarzite verlegt wird. Wenn aber einmal eine Bewegung im Innern der Quarzite stattfinden muss, so ist die Anlage lokalisierter Bewegungshorizonte begreiflich, da eine stetige Bewegung, wie in den meisten Casannaschiefern und Bündnerschiefern, unmöglich ist.

Unter diesen weissen Quarziten liegen grünlichere. Ihre Schichtfläche wird weiter unten rauher, und manche Bänke zeigen noch psammitische Reliktstrukturen. Man findet bis zwei Millimeter grosse Sandkörner, von denen manche rötlich, violett oder grünlich gefärbt sind. Solche Gesteine werden auch aus den italienischen und französischen Alpen erwähnt. Gegen unten werden die Quarzite dann immer schiefriger. Eine Reihe von Serizitchloritquarziten füllt den Raum bis zu den Prasiniten von Flancmayens und Volovron. Der obere Teil ist mehr grünlich, die unteren Horizonte sind mehr grau. Gegen die Prasinite kommt das Grün der Chlorite wieder in den Vordergrund. Die Verteilung ist wenig regelmässig.

Die grauen Phyllite des grossen Felsens südlich über Volovron keilen wahrscheinlich gegen unten aus. Ueber ihnen und zum Teil mit dem gleichen phyllitischen Zement, liegen in der Schlucht von Lanna konglomeratische Schichten. Sie sind stark tektonisiert und nicht überall nachweisbar. In einer Schuppe von Lanna lagern die Rauhwacken der Trias direkt über diesem Gestein. Dies ist der einzige Ort, an welchem wir Rauhwacke über grauen Schiefern fanden. Die Triasquarzite dürften hier abgeschert sein. Diese Konglomerate sind wahrscheinlich permisch, könnten aber hier und an anderen Orten zum Teil dem Oberkarbon angehören, wie sie auch an manchen Orten in den Buntsandstein hinauf steigen. Wir verfolgten sie über weite Strecken.

Zu beiden Seiten des Tales steigen diese Schichten in die Höhe. In den Schuppen gleiten sie über einander. Am Pas de Lona zeigen sie sich wieder in einem schönen Profil. Die Gesteine sind hier lange nicht so stark tektonisiert wie im Tale. Zu oberst liegt weissgrünlicher schuppiger Quarzit. Gegen unten wird er serizitreicher, graugrünlicher und geht dann schnell in die groben Sandsteine oder feinen Konglomerate des Perm über. Die psammitische Struktur wird mit der Anreicherung an glimmerigen Mineralien deutlicher. Der ganze Sockel der Becs de Bosson und der grösste Teil des Kammes der Pointe de Lona ist aus diesen Permschiefern und Arkosen aufgebaut. Hier liegt die Fortsetzung der Schuppenstruktur des Rückens von Volovron. In der Pointe de Lona sind die weissen Triasquarzite typisch, und gut getrennt

vom Perm. Diese Formation ist dort übersichtlich aufgeschlossen und zeigt den unruhigen Charakter der Ablagerung. Gröbere Sandsteine wechseln mit feineren ab und dazwischen liegen weichere, bläuliche Schiefer, manchmal in dünnen Lagen, manchmal in grösseren Schmitzen in vielfachem Wechsel. Die hellbläulichgraue Permserie wird gegen oben gelblichweiss und verwittert leichter. Sie bildet die charakteristischen Türme unter dem Sex de Marenda, welche man von Grimentz aus gut sieht. Durch die verschiedenen Störungen kann man die Serie bis zum Roc d'Ortsival verfolgen und überall einen ähnlichen Charakter finden. Auf der ganzen Strecke ruht das Perm auf der Eysonserie. Der obere weisse Teil wird gegen Norden mächtiger ; dadurch ist der Uebergang in die Triasquarzite immer mehr allmählich, und der stratigraphische Schnitt willkürlicher. Unter dem Gletscher der Becs de Bosson durch und durch den oberen Teil des Val de Réchy bleiben diese Charaktere dieselben und zeigen auch im Sockel des Kammes der Maya dieselben Veränderungen. In dieser Gegend haben wir gegen die Basis der weissen Triasquarzite grobe Sandsteine mit kleinen Karneolen gefunden, ähnlich denen des germanischen Buntsandsteins. Die Triasquarzite werden unter der Maya wie am Roc d'Ortsival mächtiger. Unter den Becs de Lovegnoz nehmen sie eher noch zu, die Permschiefer aber werden weniger mächtig. Die Triasquarzite bilden dort ein weisses, weithin sichtbares Horn, den Punkt 2514 der Siegfriedkarte. Bis gegen den Mont Gautier sind Perm und Trias meistens unter Gehängeschutt und Moränen verborgen. Als eine hohe Mauer streichen sie am Mont Gautier in die Luft hinaus. Das Perm ist dort wenig mächtig.

Das Gleiche wiederholt sich im Streichen. In der Nähe von Chèques liegt fast kein Perm über den älteren Schiefern, ebenso auf dem Mont Cauille und gegen die Eperollaz. Die Quarzite fehlen streckenweise. Zu gleicher Zeit beobachtet man gegen Westen eine Zunahme des Metamorphismus und eine Abnahme der Reliktstrukturen. Das Gleiche beobachtet, wer nach Süden geht ; zwar sind die Sedimente vom Pas de Lona bis zum Mont Gautier ungefähr im gleichen Zustande ; aber von da nach Evolène ändert sich der Anblick. Daher kommt es, dass die Gesteine unter der Maya viel mehr denen, welche unter den älteren Casannaschiefern liegen, gleichen, als ihrer Fortsetzung im Streichen.

Ueber dem Rücken von Lanna und Volovron liegen also die jüngeren Casannaschiefer auf der La Gardeserie, von

der Alp Eyson an auf der Eysonserie, und von Lovegnoz an auf der Macheserie. Im Kar südlich unter der Maya ist der Kontakt scharf. Am mächtigsten ist das Perm auf der Eysonserie ; nach vorne und nach hinten nimmt es ab. Nach vorne dürfte das Dünnerwerden primär sein. Die Triasquarzite werden mächtiger, vielleicht auf Kosten des sogenannten Perms. Gegen hinten nimmt beides ab. Die Verdünnung ist hier zum Teil auf Rechnung der tektonischen Kräfte zu setzen. Hier im Süden ist die Serie vielleicht gegen unten vollständiger.

Auf der Westseite des Val d'Hérens sind diese Schichten nicht so gut aufgeschlossen. Bei Vendes sind sie wenig mächtig ; am Wildbach über den oberen Mayens vielleicht 30 m. In den Wildbächen nördlich davon sind sie ganz verschieden entwickelt ; im grossen und ganzen weniger mächtig als unter der Maya. In den Quarziten findet man wieder eine bis zwei Zermalmungszonen. Gegen die Nordkante des Gebirges ist der grösste Teil der Triasquarzite abgeschert. Ein grosser Quarzitkeil ist in die Mulde von Chèques gedrückt. Ganz vorne im Gebirge liegen darin noch Schieferquarzite.

Auf der Westseite des Val d'Hérémence liegen über den älteren Schiefern wenig jüngere. Am grossen Bisse, in der Nähe von Bataille sieht man dunkle kohlige Schiefer. Weiter oben liegen helle, schuppige Quarzite. Zu einer Ausbildung wie am Mont Gautier kommt es nicht. Wenig Perm ist hangen geblieben, der grösste Teil der Triasquarzite ist, wenn sie hier existiert haben, weggeschert worden.

Schon unter den Mayens du Six liegen die weissen Triasquarzite zwischen Dolomit und Bündnerschiefern. Sie gehen gegen oben schnell in die bläulichen und grünlichen Schiefer des Mont Draz über, und bilden auch den Mont Leuveray. Durch eine ziemlich mächtige Schicht weisser Triasquarzite werden sie dort von den Rauhwacken getrennt. Diese Quarzite bilden auch die Keile des Mont Rouge und des Mont Carré. Südöstlich über der Alp Meinaz im Neindaztal ist die Rauhwacke zu beiden Seiten von Triasquarziten begleitet.

Die Bündnerschiefersynklinale besitzt keine kompakten Triasquarzite. Wohl gibt es weisse Schieferquarzite ; aber sie sind so sehr mit dem übrigen Perm des Greppon Blanc verbunden, dass man sie nicht abtrennen sollte. Aus einer gewissen Entfernung erscheint dieser Komplex wie derjenige von Lona. Aus der Nähe betrachtet, findet man aber fast keine Reliktstrukturen ; alles ist viel glatter und schiefriger. Auch hier ziehen sich weiche bläuliche Bänder durch das Gestein.

Erscheint die Lagerung beim ersten Anblick ziemlich ruhig, so bemerkt man doch bald, wie alles in Falten und Fältchen gelegt ist. Je nach dem ursprünglichen Korn sind sie bald grösser bald kleiner. In ein und derselben Felswand diese Verhältnisse verfolgend, beobachtet man, dass die Falten in der Regel gegen Süden intensiver werden, und in Scherflächen übergehen. Diese verstärken sich und durchziehen regelmässig das ganze Gestein, so dass es aussieht, als sei es nach diesen Flächen geschichtet. Wir müssen meistens nicht lange gehen, um zu sehen, wie auch diese Flächen anfangen Falten zu bilden, ihrerseits wieder in Gleitflächen ausarten und immer so weiter. In einer längeren Felswand zwischen dem Greppon Blanc und dem Bec de la Montau konnten wir bis vier solcher über einander gelegter Clivagen finden. Wenn das Gestein eine solche Behandlung durchgemacht hat, so bleibt natürlich von seiner primären Struktur nichts mehr übrig. Einzig das gröbere oder feinere Korn des Produktes lässt auf ähnliche Verhältnisse beim Edukte schliessen. Die Zahl der Gleitflächen nimmt gegen Süden zu. Bis zur Bildung einer neuen dreht die alte Fläche, sich faltend den Sinn ihres Fallens. Zwischen Greppon Blanc und Bec de la Montau fallen viele dieser Flächen in dem Stadium, in welchem sie eben sind, ungefähr 60° talaufwärts, während die einschliessenden Flächen der Fältchen meistens ungefähr gleich stark im entgegengesetzten Sinne fallen. Das Fallen der ganzen Serie kann nur ungefähr bestimmt werden, da der Sinn der primären Schichtung durch den Wechsel von härteren und weicheren Schichten manchmal von weitem sichtbar ist.

Wie in den anderen Permablagerungen tritt gegen unten mehr Chlorit auf. Dieser bildet grüne Flecken in dem gleichmässig zerriebenen Gestein ; es bekommt dadurch ein grüngesprenkeltes Aussehen. Am Bec de la Montau ist es schon ziemlich hart und fest. Dies nimmt gegen Süden immer noch zu. An der Touenne ist der Uebergang zur älteren Serie. Hier kann keine genaue Grenze gezogen werden. Wir stehen in einem Gebiete, in welchem der Uebergang viel abgestufter ist. Dennoch unterscheiden sich die beiden Gesteinsfolgen da, wo sie ganz einsetzen, gut. In der älteren Serie erscheinen die Albitporphyroblasten, welche von blossem Auge sichtbar sind.

Diese ganze Gesteinsfolge findet man auch längs des Bisse de Servais. Sie fällt unter die älteren Schiefer ein ; diese ruhen auf ihr in der Kette des Métailler.

Die Osthalde des Val d'Hérémence ist zum grössten Teil in die Felsarten der Permformation geschnitten.

Die Hänge über Chèques sind aus den gleichen Gesteinen aufgebaut wie die Kette des Greppon Blanc. Ihr Metamorphismus nimmt eine Mittelstellung ein zwischen dem der Gesteine von Lona-Maya und demjenigen der Ketten über der Alp Orsera. Auf der Alp Vendes liegen über den Bündnerschiefern weisse Quarzite. Der Kontakt geht mitten durch den Viehhof der oberen Staffel. Darüber liegen bläulich und grünlich schimmernde Schieferquarzite mit bis $^1/_2$ cm grossen Magnetitkristallen. Sie gehen nach oben in Gesteine über, deren Hauptbruch rauher wird, die Sandsteine des Perm. Diese sind hier noch recht mächtig. An der Tserba Crêta, dem Kamme, welcher sich von den Alphütten von Artsinol westwärts in die Höhe zieht, bilden eigentümliche schwarze Schiefer das Hangende dieser Folge.

Die meisten Stücke sind braunschwarz; viele sind hellgraubraun gebändert. Von blossem Auge unterscheidet man Biotit als dunklen Gemengteil. Unten und oben in diesem Komplex liegen hellere Bänder, welche alle Mineralien in grösseren Formaten enthalten. Unter dem Mikroskop sieht man eine Grundmasse von Quarz und Feldspat. Alle Umrisse der Mineralien sind von Limonit unterstrichen. Dieser kann so zunehmen, dass die übrigen Mineralien darin zu schwimmen scheinen. Wo die Kristalle kleiner werden, ist auch das Limonitnetz enger und das Gestein ist daher intensiver gefärbt. Auch Chlorit findet man als Spaltausfüllung. In diesem Gemenge schwimmen grössere Individuen von Biotit. Manche davon sind am Rande chloritisiert. Sie enthalten hie und da Zirkone mit pleochroitischen Höfen. Biotite und Chlorite bilden in Herden Streifen und Schmitzen im Gestein. In der feineren Grundmasse sind sie meistens grösser. Kleine Rhomboeder von Karbonat findet man über das ganze Präparat hin. Manchmal schwimmen grosse Körner von Pyrit darin. Sie zeigen eine braunrote Verwitterungsrinde. Um andere herum sind grössere Quarzkristalle radialstrahlig aufgewachsen, und das Ganze bildet kleine Spindeln im Gestein. Apatit ist nicht selten. Die Schieferung ist unter dem Mikroskop nicht sehr ausgesprochen. Alles weist auf eruptive Herkunft des Gesteins und zwar auf einen Tuff; am meisten gleicht das Gestein Hälleflintschiefern. Seine Mächtigkeit beträgt an der Tserba Crêta ungefähr 40 m. Durch ein bis zwei Meter Quarzite ist es von den Rauhwacken der Trias getrennt. Eigentliche Triasquarzite gibt es hier nicht.

Hälleflintähnliche Gesteine gibt es auch in der Rutschmasse unter den Alphütten von Meinaz. Ueber dem Anfange des Bisse von Arbey sind sie schon grau geworden. Man findet noch Biotit darin; der grösste Teil aber ist chloritisiert.

Die Hälleflintschiefer verfolgt man um den Zirkus von Combettes herum gegen den Berg Le Rox hinauf. Zwischen den dunklen Schiefern, welche hier mehr grau sind, schieben sich helle quarzitische Bänder und Linsen ein. Das ganze Gestein ist zebraartig gestreift. Gegen den Kamm des Berges hinauf werden die Schiefer dann wieder ganz fein und schwarz, so dass man an kohlige Schiefer glauben könnte. An der Halde gegen Mandalon ziehen die schwarzen Schiefer abwärts, beschreiben einen Bogen um die Bündnerschiefersynklinale herum, steigen wenig gegen den Mont Rouge hinauf, schwingen sich dann weit unten durch den Wald und erscheinen wieder an der Südwand des grossen Wildbaches, welcher vom Mont Rouge gegen Prazlong hinabstürzt. Durch weithin sichtbare Falten winden sich diese jüngeren Casannaschiefer nördlich unter den Pic hinauf. Hier enthalten sie keine eigentlichen Hälleflintschiefer mehr; hellrötliche und weissliche Calzit- und Quarzbänder durchziehen die umgebenden Schiefer; darum herum gibt es Streifen mit Biotit. Ausserdem findet man ein Gestein, welches man mit gewissen Handstücken der Bändertone aus dem Karbon von St. Etienne verwechseln könnte. Es ist hell und dunkelgrau gestreift und recht hart.

Unter dem Pic d'Artsinol liegen graue Schiefer. Sie dürften mit den Hälleflintschiefern zusammenhangen. Fast aller Biotit ist chloritisiert. Der Gipfel besteht, wie der grösste Teil der Artsinolfalte aus Permquarziten. Nahe an der Stirne liegen darüber Quarzite, welche man in die Nähe des Buntsandsteins stellen kann.

Aehnliche Gesteine findet man auch in der Meinazfalte in der Nähe des Weges auf den Pic d'Artsinol. Die Stirn der Meinazfalte besteht aus schiefrigen Serizitquarziten.

In dieser Falte kommt auch ein weiteres Gestein vor, welches die obere Serie begleitet. Es ist hellgrünlich und besteht hauptsächlich aus Quarz, Feldspat und Serizit. Zwischen den Linsen und Lagen von zerriebenem Quarz und Feldspat liegen häufig grosse Relikte von Mikroklin und Perthit mit Mörtelschwänzen zu beiden Seiten. Es gibt eine grosse Anzahl tektonischer Facies, welche man nach und nach alle durch Uebergänge verbinden kann. Manche Arten gleichen Varietäten des Arollagneis und des Rofnaporphyrs.

Am grössten aber ist die Aehnlichkeit mit Gesteinen der Serie der *besimauditi* der italienischen Geologen (58 u. A.). Herr Obering. S. Franchi hatte die Liebenswürdigkeit, uns solche Gesteine in der Sammlung des R. Ufficio Geologico in Rom zu zeigen; wir möchten ihm hier noch einmal herzlich dafür danken. Neben viele Stücke könnte man ähnliche aus unserer Gegend stellen. Die Serie der *anageniti besimauditi* und *apenniniti* ist ja mit unserer Permserie identisch und gehört derselben Decke an. Quarzporphyre sind bis jetzt in dieser Decke nur aus den italienischen und französichen Alpen erwähnt worden. Gesteine wie die Hälleflintschiefer waren noch nicht bekannt.

Beide Gesteine scheinen zusammen zu hangen. Die zebraartig gestreiften Schiefer würden einen Uebergang bilden. Beide stehen an stratigraphisch ähnlichen Orten. Der Uebergang von diesen Ortho- zu den Paragesteinen ist allmählich, wie in den übrigen Westalpen.

Die besimauditähnlichen Gesteine beginnen in der Meinazfalte. In der Artsinolfalte begegnet man ihnen auf dem Hang gegen das Val d'Hérémence hie und da über die ganze Alp Méribé hin. Sie dürften sich bis in den Bagnefächer hineinziehen.

Mausgraue Schiefer bilden die tiefste Sohle der Falte im Sasseneire.

Die besprochene Masse der Casannaschiefer liegt nördlich auf dem

Permokarbon der *zone houillère.*

In dieser Zone liegen die Walliser Anthrazitlager südlich der Rhone und sie ist daher in ihren vordersten Teilen bekannt (24, 26, 35, 36, 39, 43, 57, 60, 61, 67). Gegen innen nimmt die Anthrazitführung ab, und die Sedimente sind weniger studiert. Sie bieten bis jetzt wenig Interessantes und die Unterscheidung von lokalen leitenden Horizonten ist trotz vieler Arbeiten noch niemandem gelungen. Daher ist auch die Tektonik schwer zu entziffern.

Die direkte Fortsetzung ist die sogenannte *zone axiale carbonifère.* In ihrer Fortsetzung wurden Pflanzenreste gefunden und das Alter der Serie als Oberkarbon und zum Teil oberes Mittelkarbon bestimmt (43, 44, Peola in 57). Zwischen den, durch ihre Anthrazitführung genügend als

Karbon charakterisierten Schichten und der Trias liegt aber noch eine mächtige Folge von Ablagerungen, welche permisch sein dürften. Es gibt im ganzen Permokarbon keine scharfe lithologische Grenze. Alle Gesteine gehen, wo sie nicht über einander geschoben sind allmählich in einander über. Alles liegt konkordant über einander.

Daher ist es unmöglich, zwischen Perm und Karbon eine scharfe Grenze zu ziehen. Wo über den obersten Anthrazitvorkommen die Gesteine ihr kohliges Pigment verlieren, haben wir die Trennungslinie gezogen. Dabei muss man aber immer mächtige Komplexe zusammen betrachten; denn zwischen den echt karbonischen Schiefern kommen solche vor, welche man im Handstück ohne weiteres als permisch ansehen würde. Durch diese Unsicherheit und durch den Mangel guter Aufschlüsse wird die Geologie dieser Zone erschwert.

Die Sedimentation dieser ganzen Folge ist wechselnd. Den grössten Raum nehmen quarzitische Schiefer und Phyllite ein. In den unteren Horizonten sind sie meistens grau, in den oberen grünlich. Halbmetamorphe Sandsteine, Arkosen und Konglomerate werden namentlich gegen oben ziemlich häufig. Konglomerate findet man noch im Buntsandstein. Alles ist nur tektonisiert und bis zum Tonschieferstadium gediehen.

Die ganze Zone wird in dieser Gegend durch die Trias von Vex und Euseigne in zwei Streifen geteilt, in die eigentliche *zone houillère* (Bramois, Chandoline), und in die Zone von Thion und Hérémence. Diese letztere liegt über dem Fenster von Euseigne.

Nicht weit über den Rauhwacken von Nax liegen dunkelgraue bis schwarze Schiefer. Sie ziehen sich wahrscheinlich in die Aufschlüsse der Tobel unter dem Wege von Bremis nach Mase. Weiter hinten findet man sie nicht mehr. Auf der andern Seite des Tales bildet wohl die gleiche Zone den Hang über den Mayens de Sion bis gegen die Alp Thion. Der Kamm, welcher die Alp Thion nördlich abschliesst, besteht aus dunklen, S-förmig gefalteten Schiefern. Der ganze Hang gegen Vex ist verdeckt. Am Bisse findet man das Karbon wieder in Rutschpaketen. Am grossen Bisse über dem Dorfe Hérémence ist es anstehend. Hier findet man sogar kleine Stücklein Anthrazit. Von da zieht es sich wahrscheinlich gegen die Mühlen von Prolin und Mache hinab. Dort unten ist alles nur in den abgerutschten Massen sichtbar. Eine sichere tektonische Deutung ist also nicht möglich. Gewiss ist nur, dass von diesen Mühlen ein Karbonstreifen über den

Berg bis gegen das Dörfchen Luette zieht. Auf der ganzen Strecke findet man es in den Rutschungen. Unter Liez und St. Martin verdeckt eine grosse Moräne alles Anstehende. In der Nähe von Trogne und am Waldrand über St. Martin gibt es wieder dunkle karbonische Schiefer. Sie dürften auf der Strecke gegen den Mont Nouoble hin auskeilen.

Da gute leitende Horizonte fehlen, so sind die Zusammenhänge nicht überall sicher. Der Streifen von Nax dürfte gegen Süden auskeilen. Ueber den Mayens de Sion hängt er vielleicht mit dem grossen Karbon von Thion und Hérémence zusammen. Dieses verschwindet bei den Mühlen von Mache und Prolin und in der Nähe von Luette unter dem Talboden. Eine Abzweigung stösst südlich davon in die Höhe und wird von der Casannaschiefermasse überfahren. Zwischen diese beiden Karbonstreifen zieht sich eine Synklinalzone hinab, welche zum grössten Teil aus permischen Gesteinen besteht.

Ein grosser Teil davon sind klastische Gesteine. Am Mont Nouoble und auf der Alp Thion findet man Sandsteine und Konglomerate. Gegen unten wird die Mulde schmäler und die Gesteine mehr tektonisiert. Ein grosser Teil dieser permischen Gesteine gleicht denjenigen von Lona. Die Ablagerung scheint hier noch unruhiger zu sein und die Konglomerate werden grösser. Sie sind hauptsächlich aus Gesteinen zusammengesetzt, wie wir sie jetzt nicht mehr finden. Es ist bekannt, dass die Elemente von Konglomeraten in den meisten Fällen weniger tektonisiert werden, als ein einheitlicher Gesteinskörper derselben Art, da der Zement einen grossen Teil der Stösse auffängt. Wir haben also in den Geröllen Gesteinsproben, welche dem alpinen Metamorphismus fast entgangen sind. Das interessanteste Geröll dürfte ein Stück Zweiglimmergneis sein, welches wir auf der Alp Thion gefunden haben. Wir haben es mit dem Gestein der Eperollaz in Beziehung gebracht. Solche Gerölle sind selten.

Auch in den Quarziten des Fensters von Euseigne findet man zum Teil ziemlich grobe Konglomerate, so z. B. in der Nähe der Einsiedelei Longeborgne. Neben weisslichen und rötlichen Quarzbrocken kommen darin auch grünliche Quarzitschiefer vor. In der Schlucht der Borgne findet man auch Gesteine, welche den, von Wehrli (73) beschriebenen Gipsquarziten gleichen. In den Bewegungshorizonten, welche den Quarzit durchziehen, ist er zu Grus zerrieben. An manchen Stellen ist dieser Grus durch Gips wieder zusammengekittet. Der Gips dürfte aus den, in der Fortsetzung dieser Bewegungshorizonte liegenden Rauhwacken stammen.

Dies sind in kursen Zügen die Sedimente der älteren penninischen Serie. Sie erzählen in ihrer Aufeinanderfolge die Geschichte der Gegend bis zum Anfange des Mesozoikums.

Wo sie anfängt, wissen wir bis jetzt nicht. Im Karbon haben wir jedenfalls einen weithin gewellten Sedimentationsraum, in dem sich auf die anderen wechselnden Sedimente immer neue im gleichen Wechsel legten. Vulkane schleuderten ihre Aschen in die Höhe. Tuffe setzten sich am Grunde der Gewässer und vermischten sich manchmal mit anderen Sedimenten. Flüsse schwemmten Sand und Kies, Pflanzenreste und Schlamm herbei. Die ersten Vulkane verlöschen und die Schichten sind wohl weit weg von der Oberfläche, wenn die Granite, Pegmatite und Diorite eindringen. Ihre letzten Ausläufer bringen mancherlei Erze. Ein Teil der granitischen Magmen gelangt bis an die Oberfläche und breitet sich aus als Lava oder als Tuff. Darüber hin legen sich wieder Sandsteine und Konglomerate, gröbere auf feinere und feinere auf gröbere; wir erreichen den Anfang des Mesozoikums und die Serie nimmt in grösster Eintönigkeit ein Ende.

Ob die Lagerungsbeziehungen der La Garde-, Eyson- und Macheserie einerseits und der jüngeren Casannaschiefer andererseits, wie sie auf unserer Tafel skizzenhaft zusammengestellt sind, durch eine Kombination von seitlichen und senkrechten faciellen Uebergängen, wie sie im Penninikum so häufig sind, oder durch eine permische Transgression der jüngeren Casannaschiefer auf eine vorpermisch gefaltete Unterlage der älteren Casannaschiefer zu erklären sei, möge vorläufig dahingestellt und einer weiteren Untersuchung vorbehalten bleiben.

Trifft die zweite Erklärung zu, so hätte man mit Winkeldiskordanzen bis zu etwa 20° zu rechnen, und dadurch würden die Ausführungen Argands (11, p. 173-176, pl. 3, fig. 2), der für das ganze Penninikum eine herzynische Faltungsphase annimmt, auch in dieser Hinsicht bestätigt.

Waren Quarz und Silikate in der unteren Serie vorherrschend, so bilden hauptsächlich Karbonatgesteine

die obere penninische Serie.

Die Kalkschiefer nehmen hier bei Weitem den grössten Raum ein. Daneben haben wir aber auch Dolomite, Rauhwacken mit Gips, Kalke, Breccien, dann auch Grünschiefer und in kleineren Massen Phyllite und Quarzite.

Als untere Grenze bezeichnet man den Kontakt der Dolomite, Kalke oder Bündnerschiefer mit den triadischen oder permischen Quarziten. In diesem Teile der Alpen kennt man seine obere Grenze nicht. Die Serie umfasst mittlere und obere Trias und Lias, eine unbestimmte Mächtigkeit von Ablagerungen der Jurazeit.

An der Basis der Serie ist die Trias und an vielen Orten auch der Lias in einer besonderen lithologischen Ausbildung vorhanden. Von diesen Schichten aus ging die ganze Stratigraphie der penninischen Sedimente ; denn ihr Alter wurde zuerst richtig erkannt. Lory (45, 46, 47) hält auch die ganze darüber liegende Serie der Glanzschiefer für triadisch ; Favre (15) und Gerlach (35, 36) folgten ihm. Entgegen der darauf wieder fast allgemein gewordenen Ansicht Zaccagnas (75), welcher die *zona delle pietre verdi* für präpaläozoisch hielt, wies Marcel Bertrand (13), auf rein stratigraphische und tektonische Gründe gestützt, das mesozoische Alter der Serie nach. Seine Darlegungen wurden bald darauf in glänzender Weise bestätigt. Einige Jahre später fanden Franchi, Novarese und Stella leitende Fossilien in der Trias der Cottischen und Grajischen Alpen (27, 29). So konnte Franchi in einer grundlegenden Arbeit (28) das mesozoische Alter dieser Serie nachweisen und gegen oben und unten eine sicherere Altersbestimmung der Schichten vornehmen. Schon viel früher hatte Lardy[1] am Nufenenpass in den Bündnerschiefern Belemniten gefunden. Es würde uns zu weit führen die interessante Geschichte dieser Stratigraphie hier zu erzählen (33, 43).

Leider wurden bis jetzt in den Walliser Alpen bis zum Nufenen keine bestimmbaren Fossilien gefunden. Wir sind also auf die Analogie mit den gut studierten italienischen und französichen Profilen angewiesen. Die leitenden Schichten kann man bis in unsere Gegenden verfolgen. Am besten lässt sich die Trias abtrennen ; denn sie ist am meisten lithologisch vom Hangenden verschieden. An vielen Orten ist sie

[1] Während einer Reise ins Gotthardgebiet fanden de Charpentier und Lardy im Jahre 1814 Belemniten in den Bündnerschiefern des Nufenen (LARDY, Ch. « Sur les Belemnites de la Nuffenen ». Actes *Soc. Helv. sc. nat.*, 1832, p. 92, Genève 1832, und LARDY, Ch. « Essai sur la constitution géognostique du St-Gotthard ». Denkschriften der allg. Schweiz. Ges. für die gesammten Naturwissenschaften, I. Bd. II. Abt., Zürich 1833, S. 200-280, 1 Tafel mit Profilen und 1 geognostische Karte, cf. S. 241). Lardy bemerkt, dass auch Elie de Beaumont in jener Gegend, gegen Spital del aqua (Siegfriedkarte : All'aqua Ospizio), Belemniten gefunden haben soll. Dieselben liegen dort in Granat-Staurolith-Schiefern eingebettet. Später fand Salomon (Verh. naturh.-mediz. Ver. Heidelberg, N. F., XI. Bd., 1910-12, p. 220-224, Taf. VIII und IX, Sept. 1911) in der Nähe einen Arietiten.

durch Rauhwacke vertreten, auf anderen Streifen durch eine reiche Folge von Dolomiten, Kalken und Breccien. Ueber diesen letzteren kann man meistens auch einen Lias abtrennen; er ist aber dann von der Trias nicht scharf abzugrenzen. Beide stecken in einer grossen Masse von Gesteinen, welche seitlich über plattige Kalke in die Bündnerschiefer übergehen.

Wir werden zuerst die gewöhnliche Trias kurz beschreiben, und dann die Serie der Breccien als Ganzes behandeln. Dies entspricht der Natur der Sache und der Methode dieser Stratigraphie viel besser.

Trias.

Das bekannteste Triasgestein dieses Alpenteiles sind die Rauhwacken. Bald bilden sie ganze Berge und leuchten mit ihrem warmen Gelb weithin, bald ziehen sie als feine gelbe Linie über die Halden. Sie enthalten meistens irgendwo auf ihrem Wege Gips. An ihrer Basis ist das Liegende an manchen Orten ein wenig aufgearbeitet. Es bildet eine Breccie mit wasserklaren Quarzkörnern ; daneben liegen an vielen Orten Stücke der grünlichen Permschiefer und anderer Quarzite. Auch in höheren Schichten findet man manchmal Konglomerate. Sie enthalten aber dann meistens nur noch karbonatische Gesteine. In den Dolomiten gibt es auch Dislokationsbreccien.

Besonders in den nördlichen Teilen kann man die Umwandlung der Dolomite in Rauhwacke verfolgen.

Wo sie auftritt ist sie meistens der einzige differenzierte Teil der oberen penninischen Serie. Sie charakterisiert die Streifen mit wenig differenzierter Trias. Ihr Kontakt gegen unten und gegen oben ist dann überall scharf. Einen Uebergang zu den Bündnerschiefern oder eine Verzahnung mit denselben konnten wir bis jetzt nirgends beobachten. Ueberall, wo Rauhwacken zwischen den Bündnerschiefern lagern, liessen sie sich als tektonische Einschaltungen erklären.

Sie bilden einen Teil des Fensters von Euseigne und enthalten dort eine grosse Linse von Gips. Gegen vorne gehen sie in die Pontiskalke über, und zwar wahrscheinlich in die unteren weissen, gelblichen oder grauen Teile.

Sie bekleiden aber auch den Rücken von Lanna und

Marthémoz bis zum Mont Gautier. Südlich der Alp Eyson enthalten sie grosse Massen von Gips. Im Streichen finden wir wieder überall nur Rauhwacke, von der Schlucht des Merdesson hinter Lanna über Vendes bis Chèques und von da wieder ins Val d'Hérémence an verschiedenen Orten. Auf der ganzen Strecke schliesst sie Gips ein, so bei Lanna, bei den Mayens von Vendes, bei Chèques in grossen Massen und auch im Val d'Hérémence an verschiedenen Orten. In diesem Zuge findet man einzig noch unter den Mayens du Six weisse und gelbliche dolomitische Marmore. Schon unter der Alp Essertze sieht man wieder nur noch Rauhwacken. Sie schliessen wieder Gips ein. Davon zeugen die vielen Einsturztrichter auf der Grande Tsa. Geht man um den Mont Carré herum, so sieht man grosse Felsen aus diesem Material. Auf diesem ganzen Gebiete haben wir eine einheitliche Lagunenablagerung.

Sie hält auch noch die Evolèner Schuppenzone hinein an. Die untersten Schuppen führen noch Rauhwacke. Sie bildet die schönen Türme in der Combe de Marthémoz. Im Bertol ist der Gips der untersten Schuppe angeschnitten. In den höheren Schuppen findet man keine eigentlichen Rauhwacken mehr, je mehr sich die Breccien darüber legen. An manchen Orten scheint es, als ob das Edukt der Rauhwacke einen tieferen Horizont bildete, welcher aber an einigen Orten abgetragen wurde, der aber als Element in den Breccien wieder auftritt.

Eine andere Art von Rauhwacken aus der Zone der Breccien muss man von den ersten unterscheiden. In den äusserst ausgedünnten Breccienlamellen erscheint sie manchmal plötzlich. Die Breccien enthalten nämlich viele dolomitische Elemente. In den normalen Breccien sind sie meistens durch kalkigen Zement voneinander getrennt. Durch die starke Tektonisierung aber wird alles zu einem einheitlichen Gemisch zerrieben und der Auslaugung bereitgestellt. Diese Rauhwacken enthalten aber meistens noch Serizithäutchen, jedoch nie keinen Gips.

In den Artsinolfalten findet man Rauhwacken in der Nähe von Tserbaz Crêta und in der Stirne der Meinazfalte bei Louet de la Barma. Gips kommt hier nicht mehr vor.

Konnte man bei der älteren penninischen Serie nicht nachweisen, ob Meerwasser im Spiele war, so ist es sicher, dass das Meer von jetzt ab die Gegend bedeckt. Der Gips allein wäre wohl nicht beweisend, da er ja auch sekundär entstanden sein könnte ; da aber neben ihm auch Salz auf-

tritt (salzhaltige Quellen von Combioula und längs der Borgne), so darf man wohl für diese äusseren Teile schon zu dieser Zeit auf Meeresnähe schliessen.

Die Geantiklinale des Briançonnais fing an, sich an der Oberfläche zu zeichnen ; um sie herum bildeten sich Streifen landnaher Ablagerungen. Da wir verschiedene solcher Streifen finden, so dürfen wir vielleicht auf eine Untergliederung der Geantiklinale schliessen.

In unserer Gegend haben wir hauptsächlich zwei solcher Streifen. Ein dritter, vielleicht noch weiter teilbarer lag nördlich davon, und ist im westlichen Teile des Bagnefächers noch erhalten.

Diese Breccien gehören wahrscheinlich zur Trias und zum Lias. Es gibt meistens keine Grenze zwischen beiden. Wir behandeln daher

die Breccienserie

als ein Ganzes.

Es lässt sich nicht beweisen, welcher bestimmten geologischen Stufe diese Breccien angehören. Will man sie nach ihrer lithologischen Aehnlichkeit mit Gesteinen französicher und italienischer Profile (29, 31, 43, 44) benennen, so kann man den unteren Teil als Trias, den oberen als Lias ansprechen. Wenn wir den oberen Teil zum Lias stellen, so geschieht es wegen der grossen Aehnlichkeit mit den *brèches du télégraphe* (43, 44). Wir haben uns auch bemüht, die Grenzlinie in dem einheitlichen Komplexe möglichst an die gleiche Stelle zu legen, an welcher sie in den Westalpen gewöhnlich gezogen wird. Leider waren wir nicht so glücklich, zwischen beiden Rhät zu finden (34, 43, 44) (vergl. S. 52), die Grenze ist also ziemlich willkürlich.

Das einzige Fossil, welches im penninischen Wallis gefunden wurde, haben wir in einem Element einer Breccie entdeckt. Es sind runde, nicht weiter bestimmbare Stielglieder einer Seelilie in einem hellgrauen grobspäthigen Kalke. In den Liaskalken findet man bei Arpille manche Spuren von Fossilien, welche man als Ueberreste von Belemniten und von Zweischalern ansehen kann (vergl. Anm. S. 9).

Die Konglomerate wechseln in Gestalt, Farbe und Zusammensetzung. Von mehr als kopfgrossen Geröllen findet man alle Uebergänge bis zu feinen Sandkalken. Die Elemente sind zum grossen Teil dolomitisch. Es kommen aber auch Kalke und Quarzite vor. Schiefer sind wenig häufig.

Alle Breccien zeigen Spuren der Tektonisierung. Wenig verzogene Breccien, wie in der Brecciendecke, haben wir noch nie gefunden. Manchmal sind sie nur zu Tafeln und Stengeln ausgezogen und sind ohne weiteres als Breccie erkennbar. Manchmal aber auch sind sie derart misshandelt, dass nur die Verfolgung der Schicht bis in glücklichere Gegenden Aufschluss über ihre Natur geben kann. Ein geübtes Auge wird manchmal noch die Breccienabkunft an den feinen Serizithäutchen erkennen, welche das fast gleichmässige Gestein durchziehen. Diese Häute umgeben schon in den gewöhnlichen, schwach tektonisierten Breccien die einzelnen Elemente. Sie dürften so entstanden sein, dass die Oberfläche der Komponenten aus dem Wasser die nötigen Alkalien adsorbierte ; auch der Ton reicherte sich an dieser Grenzfläche an, und so waren die Bedingungen zur Serizitbildung gegeben. Bei der Auswalzung bleiben die meisten dieser Häute auf der Grenzschicht, ja sie bestehen noch, wenn das ganze Gestein derart verwandelt ist, dass die chemischen Unterschiede zwischen dem Zement und den Einschlüssen aufgehoben sind.

In den meisten Breccien ist nämlich Farbe und Korn der Elemente und des Bindemittels verschieden. Dies ist leicht begreiflich, wenn man bedenkt, dass der Einschluss älter sein muss als das Einschliessende, und wenn man weiss, dass die triadischen und liasischen Sedimente stetig in Farbe und Korn wechselten. Es ist uns gelungen, eine Reihenfolge aufzustellen, welche an den meisten Orten über Erwarten gut stimmte.

Zu unterst kommen gelbe Dolomite zu liegen. Gegen oben werden sie weisslich, dann weiss, bekommen einen Stich ins Bläuliche oder Lilafarbene, je nachdem mehr Kalk oder mehr Dolomit vorhanden ist. Diese Nuancen werden intensiver, bis sie die Mitte zwischen Hell und Dunkel halten. Hier ungefähr ziehen wir die Grenze zwischen Trias und Lias. Weiter oben werden die Gesteine immer dunkler blau. Ein kohliges Pigment gibt ihnen manchmal einen mehr grauen Ton. Die letzten sind ganz dunkel ; sie gehen zuletzt in die Bündnerschiefer über. Bei gleichem Kalkgehalt wittern die Bündnerschiefer mehr braunviolett an. Sie enthalten nämlich meistens mehr Pyrit.

Alle diese Farben kann man sowohl im Zement der Breccien, als auch in den Kalken und Dolomiten, in welche sie durch Abnahme und Kleinerwerden der Einschlüsse übergehen, feststellen.

Dass dieses Schema nicht definitiv ist, dürfte, selbstver-

ständlich sein. Es gibt allerlei andere Nuancen, welche neben den gewöhnlichen hergehen, und in diese seitlich übergehen. Zum Beispiel kämen neben die weissen und gelblichen Dolomitmarmore hellgraue, spätige Kalke, welche wahrscheinlich aus Echinodermenbreccien hervorgegangen sind. Da man nicht überall sicher unterscheiden kann, ob es sich um einen Kalk oder Dolomit oder aber um eine tektonisierte Breccie handelt, so ist es noch viel schwieriger, zu entscheiden, in welchem Verhältnis ein Kalk oder Dolomit zur Breccie steht, ob das einheitliche Gestein durch Fehlen der Einschlüsse und Uebrigbleiben des reinen Zementes einen seitlichen Uebergang bilde, oder ob es dadurch, dass es sich in eine Breccie auflöst, welche natürlich in seiner Nähe einheitlich ist, mit den klastischen Gesteinen verbunden sei. Glücklicher Weise ist an manchen Orten die Tektonisierung geringer, und erlaubt es, die seitlichen Uebergänge zu verfolgen.

Die Elemente der Breccie stammen, wie es die Logik der Sache erfordert, aus tieferen Stufen unserer Skala als der Zement, und sie folgen ihm meistens einige Nuancen hinterher. In einem weissen Zemente liegen meistens gelbe und gelbliche Einschlüsse, in einem mittelblauen solche von Lila bis Weiss. (Mit geschärfterem Auge werden wir auch hier mehr Genauigkeit in diese groben Teilungen bringen.)

Von unten nach oben nimmt der Dolomitgehalt ab, der Kalkgehalt zu. Im Lias gibt es fast nur noch Kalk. Der Dolomit ist immer feiner ; man erkennt ihn an seiner mehligen Oberfläche. Es könnte daher scheinen, als wäre er nicht den gleichen Weg durch die metamorphisierenden Faktoren gegangen, wie die darüber liegenden Bündnerschiefer, und an anderen Orten wurde auf eine verschiedene tektonische Herkunft der beiden geschlossen. Unsere Beobachtungen verknüpfen Bündnerschiefer, Breccien und Dolomite. Der Dolomit reagiert, wahrscheinlich in Folge seiner geringeren Löslichkeit, viel weniger stark auf die metamorphisierenden Faktoren als das Calziumkarbonat. Das wird klar, wenn man eine Breccie mit dolomitischen Elementen und kalkigem Zement betrachtet. Auch wenn die Einschlüsse in feine, gewundene Würmer übergegangen sind, so ist der Dolomit doch fein geblieben ; der Kalk ist in grobkörnigen Marmor übergegangen.

Die Triasdolomite und Breccien enthalten auch hier an vielen Orten Albitkristalle (20, 28). Manchmal haben sie vom Pigment des Gesteins absorbiert, und erscheinen dann als dunkle, glänzende Punkte.

In der Evolèner Schuppenzone liegt der eine dieser Breccien- und Kalkstreifen. Auf der südlichsten Quarzitschuppe liegt am Fusse der grossen Felswand kaum eine Spur von Dolomit oder Breccien. Auf den Matten darüber fängt eine hellgelbe Dolomitbreccie etwa ein Centimeter dick an, nimmt bald zu und erreicht schon am Ende dieser Schuppe eine ansehnliche Mächtigkeit; gegen oben wird sie durch Liasbreccien vervollständigt. Die oberen Teile der Schuppenzone werden, je höher wir steigen, von einer immer kompleteren Serie von Breccien begleitet. Gegen die unteren Schuppen hin nehmen die Breccien ab. An ihre Stelle treten ziemlich mächtige Kalke und Dolomite, welche ihnen entsprechen und vielleicht zum Teil aus ihnen stammen. In den untersten Teilen aber vertreten Rauhwacken mit Gips die Trias. Der grösste Teil der Breccien dieser Antiklinale liegt wohl weit südlich verschleppt. Von den Handstücken aus der Würmlizone zeigt manches noch seine Abkunft, und manche sind sogar von den charakteristischen Serizithäutchen durchzogen. (Natürlich könnten solche Häutchen auch eine andere Ursache haben, wie zum Beispiel im helvetischen Seewerkalk.)

Nördlich der Schuppenzone erstreckt sich der breite Streifen, auf welchem Rauhwacke mit Gips das einzig abtrennbare Triasglied ist. In den Schuppen des Rückenschildes von Volovron lassen sich hie und da einige gelbliche bis rosafarbene Kalkbänke an der Basis der Bündnerschiefer abtrennen; weiter nördlich gibt es nichts Derartiges mehr.

Erst in einigen Winkeln der Synklinalschwänze des Montzet fangen die Breccien wieder an. Ihre Fortsetzung liegt an der Stirn der Vouassonfalte. An der Sohle der Falte liegen überall die Quarzite auf den Bündnerschiefern; Zwischenschichten fehlen. An der Stirn und auf dem Rücken der Falte sind die Breccien mannigfach ausgebildet.

Man findet sie am Sasseneire, wie am Kamm über der Alp Arbey und auf der Alp Vouasson. Im Abfall der Alp Arbey gegen die Schlucht des Merdesson liegen über den Casannaschiefern gelbliche und weisse Breccien. Sie enthalten viele, manchmal über kopfgrosse Gerölle aus Triasquarzit; auch Permquarzite kommen vor. Dazwischen liegen im Zement selber weisse serizitquarzitische Lagen, welche von eingeschwemmten Sandsteinschmitzen stammen dürften. Dieser Typus von Arbey ist hier am mächtigsten und besten entwickelt. Die schönsten Beispiele findet man im grossen Bergrutsch von Arbey, zum Beispiel am Wege auf die Alp

Vouasson. Auch die höheren Horizonte mit hellblauem Zement sind hier noch recht grob und enthalten noch Quarzkörner und Glimmer. Durch die Auswalzung ist ein schönes Gestein mit 1-2 cm mächtigen hellblauen Marmor- und gelben Dolomitstreifen entstanden. Im Sasseniere sind die Breccien meistens feiner, und ebenso auf der Alp Vouasson. Auf der letzteren sieht man nur noch die höheren Abzweigungen der Falte. Im Sasseneire ist eine dunkelgelb bis milchkaffeebraune Breccie reichlich vertreten, und wurde nur dort gefunden (vergl. (43, II, 1, p. 7 und 13) (34). Gegen den Grund der darüberliegenden Synklinale werden die gewöhnlichen Breccien häufiger. Aber auch hier fehlen Breccien vom Typus von Arbey nicht. Sie sind abgeschürft und schwimmen in einem wilden Durcheinander von Breccien und Bündnerschiefern. Dieses wiederum wird durch eine grosse Masse spätiger Kalke eingewickelt. Diese sind mit einem Teile der Liasbreccien gleichalterig. Indem sie kleine weisse Körner aufnehmen, gehen sie allmählich in feine Breccien über. Darüber liegt in umgekehrter Lagerung eine Reihe von Liasschiefern und Breccien, welche gegen oben in die typischen *brèches du télégraphe* übergehen. Auf diese legen sich triadische Breccien und Dolomite. Zu oberst unter dem Mont Rouge liegen Breccien vom Typus von Arbey. Die gleichen findet man in der kleinen Synklinale südlich des Mont Rouge.

Um die Stirn der Meinazfalte herum winden sich brecciöse Rauhwacken und darum graublaue spätige Kalke. Die hangende Synklinale ist stark zerquetscht. Man sieht jedoch an einigen bevorzugten Stellen, dass die Breccienserie hier wahrscheinlich nicht so mächtig war, wie in den unteren Falten und vielleicht auch stratigraphisch nicht so hoch hinaufreichte. An zwei Orten enthält die Synklinale Bündnerschiefer, ohne dass man dunkelblaue Breccien dazwischen fände.

Auf der Artsinolfalte verschwinden die Breccien nach und nach. An der Stirn bei Louet de la Barma liegen zwischen den Quarziten und den Kalkschiefern weisse Dolomitmarmore mit Quarzitgeröllen und schieferigen Quarziteinlagen wie bei Arbey. Darüber liegen ganz an der Stirn noch einige Breccien mit hellblauem kristallinischem Zement und nur gelben Dolomitelementen. Geht man auf dem Rücken der Artsinolfalte nach Norden aufwärts, so verschwinden sie schnell. Unter dem Prozon sind auch die Dolomitmarmore ausgegangen und von da an liegen auch die Bündnerschiefer

direkt auf den Schieferquarziten. Eine kleine Synklinale, von welcher auf dem Kamme des Pic d'Artsinol noch einige Kubikmeter erhalten sind, enthält noch Breccien. Der ganze Rücken dieser Falte bis zum Val des Dix entbehrt der dolomitischen Trias. Erst über der Alpe de la Barma im Val des Dix beginnt sie wieder. Hier gibt es also eine längere Strecke ohne sichere Triassedimente, weder Quarzite, noch Dolomite.

An Hand dieser Beobachtungen Schicht für Schicht und der Farbenfolge liesse sich die Geschichte der Gegend im unteren Mesozoikum erzählen.

Es ist auffallend, dass in den Gegenden, in welchen viele Triasquarzite vorkommen, keine Konglomerate vom Typus von Arbey zu finden sind. Auf dem Höhenzuge des Pic d'Artsinol wurden die Quarzite wahrscheinlich abgetragen und bildeten die Breccien vom Typus von Arbey in der Meinaz- und Vouassonfalte. Auf dem Streifen der Evolèner Zone wurden wohl ganz wenig Quarzite abgetragen. Manche Dolomite und dolomitischen Kalke, welche fast gleichzeitig gebildet wurden, wurden bald darauf wieder angeschnitten. Die Artsinolmasse bezog vielleicht ihre Quarzite vom Rücken der Artsinolfalte und aus gewissen Teilen des Liegenden. Viele der triadischen Sedimente wurden so wieder abgetragen und als Breccien abgesetzt. Anfangs greift die Abtragung wenig tief. Das Material der Breccien ist in den unteren Horizonten noch ziemlich einheitlich, ausser denjenigen von Arbey. Zur Zeit aber, da sich die Breccien mit mittelblauem Zement bildeten, muss die Erosion ziemlich tief gegriffen haben. Nicht nur findet man Dolomite und Kalke aller vorherigen Trias- und Liasstufen, sondern auch, wenn auch seltene Stücke von Casannaschiefern. Nach Norden und Süden geht die Ablagerung in die Bündnerschiefer über. Wir sind also gezwungen, hier überall kleine Lücken anzunehmen, obwohl man sie als Winkeldiskordanz nie feststellen kann.

Das Meer steigt über der Gegend und die Breccien mit verschiedenartiger Herkunft rücken immer näher zusammen. Darum herum, haben wir solche, deren Elemente wenig von einander verschieden sind. Nach aussen werden sie immer kleiner und bald haben wir nur noch die schwarzblauen Liaskalke und Schiefer, welche ihrerseits in die Bündnerschiefer übergehen.

Sowohl das Studium der Breccien, als auch der Profile, in welchen die Trias noch als Dolomit oder Kalk besteht und nicht abgetragen wurde, zeigt, dass sie ziemlich mächtig

gewesen sein muss. Ein grosser Teil dieser Triasdolomite wurde abgetragen und zwar natürlich in den Gebieten, in welchen wir sie jetzt nicht mehr finden können ; dies scheint eine Binsenwahrheit ; sie wurde aber manchmal wenig beachtet.

Die Verhältnisse im Blocke Artsinol scheinen zu zeigen, dass die Bündnerschiefer erst mit den *brèches du télégraphe* einsetzten.

Die sogenannten Keuperschiefer kann man in unserer Gegend nirgends sicher nachweisen. Tektonisierte Breccien oder Rauhwacken können ganz ähnlich aussehen.

Im Streifen der Artsinolfalten liegt das Maximum der Breccien auf der Vouassonfalte. Sie scheinen dort am höchsten hinauf zu reichen. Gegen Süden und gegen Norden nehmen sie ab, und kommen nur noch in den unteren Horizonten vor. Dort scheint die Trias auch am meisten abgetragen worden zu sein. Ein zweites kleines Maximum liegt unter der Meinazfalte. Das Abnehmen nach beiden Seiten scheint unsymmetrisch.

Neben und über der Serie der liasichen Breccien liegt

die Serie der Bündnerschiefer.

Sie füllt den Raum zwischen den kristallinen Kernen der penninischen Decken. Es sind zum grössten Teil Kalkschiefer mit Serizit, Chlorit, Albit und Quarz. Rutil, Titanit und Turmalin findet man hie und da als Nebengemengteil. Kohliges Pigment gibt ihnen die mehr oder weniger dunkle Farbe. Limonit und Pyrit sind immer vorhanden und verleihen ihnen bei der Verwitterung die Patina. In der Nähe der Grünschiefer kommen auch Epidot, Zoisit, Strahlstein, Talk und andere Mineralien jener Gesteine vor. Durch Abnahme des Kalkgehaltes gehen die Glanzschiefer in schwarze Phyllite über, welche man mit denjenigen des Karbons verwechseln könnte. Durch Zunahme des Quarzes gehen sie in Quarzite über ; diese sind aber leicht von den älteren Quarziten zu unterscheiden : erstens gehen sie ohne scharfe Grenze in die Kalkschiefer über und dann werden sie gewöhnlich nicht hell.

Zwischen den Bündnerschiefern liegt eine Menge von Grünschiefern (52), welche dieser Zone in Italien den Namen *zona delle pietre verdi* eingetragen haben. In unserer Gegend

werden die Grünschiefer zum grössten Teil durch Chloritprasinite vertreten. Von einem grossen Teil der Prasinite der Casannaschiefer unterscheiden sie sich durch ihren grösseren Epidotgehalt; ihre Albitaugen sind meistens weniger gross als die der älteren Schiefer. Neben den Prasiniten gibt es eine Reihe von Talkgesteinen, Strahlsteinschiefern, Asbest, Chloritschiefern und nephritähnlichen Gesteinen. Letztere haben wir an verschiedenen Orten gefunden, so in den Ofensteingruben südlich über Evolène und an einigen Orten zwischen den Pointes du Preylet und der Fortsonche du Tsatey.

Die Grünschiefer nehmen gegen Süden zu. Die Prasinite treten fast nur in wenig mächtigen Bänken auf, die Serpentine in grossen Linsen. Natürlich gibt es Ausnahmen; aber sie sind meistens durch Uebergänge motiviert.

An den Prasiniten haben wir bis jetzt keine einwandfreien Kontaktphänomene gefunden, wohl aber an den Serpentinen. Ein grosser Teil der Prasinite unserer Gegend dürfte aus Aschen stammen, wie auch der grosse Calzitgehalt mancher unter ihnen und die Wechsellagerung in dünnen Schichten mit den Bündnerschiefern vermuten lässt. Die Serpentine und Gabbros aber entstammen magmatischen Apparaten, welche zwischen die Schichten eingedrungen sind.

Einen Uebergang von Gabbro in Prasinit fanden wir auf der Alp Tsatey. Dieser Gabbro bildet dort eine grosse Linse, und dieselbe wird dort von einer grossen Serpentinlinse überfahren. Früher hingen die beiden Linsen vielleicht zusammen, wie Spuren von Uebergängen vermuten lassen. Die Uebergangsschicht bildete dann den Bewegungshorizont. Serpentin ist in jener Kette in mehreren grossen Linsen vorhanden. Er ist von deutlichen, bis 10 m mächtigen Kontakthöfen umgeben. Der Gabbro hängt mit dem grossen magmatischen Apparat der Aiguilles Rouges zusammen; die Serpentine dürften aus ihrer basischen Verwandtschaft stammen. Sie enthalten an vielen Orten noch Diallag. Die genauere Beschreibung dieser Gesteine wird in einer petrographischen Arbeit folgen.

In den Bündnerschiefern der Synklinale von Chèques findet man die erste Spur von Grünschiefern am Pas de Lona. Dort liegen einige kleine Linsen von Prasinit, Chloritschiefern, Chloritmagnetitschiefern und Serpentin. In der Nähe liegen einige Bänder von phyllitischen und quarzitischen Glanzschiefern. Auch unter dem Gipfel des Evêques, westlich der Becs de Bosson kann man sieben derartige Bänder

zählen. An anderen Orten sind es mehr, an anderen weniger. Ihre Verteilung ist unregelmässig. An den Becs de Lovegnoz bilden sie eine mächtige Schicht. Auch unter dem Sasseneire findet man sie. Vom Gipfel des Sasseneire bis zu den Pointes du Preylet gibt es eine ganze Reihe solcher Schichten. Im Kamme der Pointes du Preylet zieht eine breite Schicht abwärts, welche man ziemlich weit verfolgen kann. Auch bei Villa streichen solche Quarzite ziemlich weit über den Grünschiefern von Evolène aufwärts.

Vom Sasseneire bis zum Col du Tsatey wechseln kalkreiche festere Bündnerschiefer mit schwarzen weicheren und phyllitischen. Leider kann man sie weiter unten nicht weiter verfolgen, da sie zum grössten Teil bedeckt sind. Wie man in den Wilbachbetten sehen kann, werden sie gegen unten schmäler. Am Kamme gegen den Mont de l'Etoile beobachtet man den gleichen Wechsel; ja man kann die Schichten zu beiden Seiten ungefähr parallelisieren. Von da ziehen sie weiter in die Masse der Pointe de Vouasson und ihr Wechsel ist dort wieder gut sichtbar. Gegen Osten erscheinen sie im Kamme der Garde de Bordon und dürften dort jedem Beobachter auffallen. Dass diese schwärzeren Schiefer jüngere Schichten sind, ist sehr wahrscheinlich. In der Nähe der Trias liegen meistens die kalkreicheren Schiefer. Am Pas de Lona liegt zwar eine wenig mächtige Schicht dunklerer Schiefer direkt über den Rauhwacken; grosse Komplexe kommen aber erst weiter von der Trias weg vor. Zu guten tektonischen Resultaten kann man mit diesen Bändern noch nicht kommen. Um den Gang so breiter Streifen tektonisch ausbeuten zu können, muss man grössere Gebiete vor sich haben. Da keine Fossilien gefunden wurden, so ist es nicht möglich, diese Schichten zu datieren.

Wie hoch die Bündnerschiefer in der geologischen Zeitskala steigen, lässt sich auf unserem Gebiete nicht sagen.

Wenn noch jüngere Sedimente darauf lagen, so wurden sie nach vorne gedrückt. Vor der Ablagerung der nächsten erhaltenen penninischen Schicht muss das Territorium schon einmal gefaltet gewesen sein, wie die Niesenbreccien zeigen, deren Herkunft von Lugeon (50) entdeckt wurde.

Wie man die Geschichte einer Faltung von den Formen der Falten ableiten kann, hat Argand (7, 8, 9, 11) gezeigt. Die Faltung vollzog sich in einzelnen über einander greifenden Phasen.

Langsam rückte die Bernharddecke vor, und über ihr die Dent Blanchedecke. Als die untere durch das Aarmassiv

gebremst wurde, und die obere sich langsam darüber schob, legte sie den Rücken der unteren Decke in Falten, wo das Gestein aber zu steif war, in Schuppen. Zwischen diese beiden Decken nun schob sich die Monte Rosadecke. So entstand die Rückfaltung der Mischabel (5, 9). Zu gleicher Zeit wurde ein Teil der Kraft auf die Bernharddecke übertragen, und ihr steiferer, metamorpher Teil drängte seine Keilform nach vorn. Dadurch überschob er seine eigene karbonische Stirnregion [1]. Diese wurde mitgerissen, und glitt über ihre unteren Verfingerungen vor. So entstanden die von Argand beschriebenen Tunnels von Réchy und Loye. Auch die grossartige Einwicklung am Monte Leone und diejenige, welche nach Preiswerk (56) die Lebendundecke erfahren hat, gehören wahrscheinlich zu dieser Phase.

Aber nicht nur gegen unten finden wir die Spuren dieser Phase. Die höheren Partien der Decke samt Dent Blanchedecke und den ostalpinen Decken erhielten von hinten keine Kraft mehr; sie bremsten im Gegenteil. Dadurch wurde die ganze obere Stirnpartie der Bernharddecke unterschoben und der Bagnefächer gebildet. Die Kraft wirkte immer weiter, bis sogar das Ende der Synklinale von Chèques so gedreht wurde, dass es steil nach vorne einfällt. Auch die umgebenden jüngeren Casannaschiefer tragen überall die Spuren der relativen Drehung der Stossrichtung (vergl. S. 38).

Beim Vorrücken wurde die Evolèner Schuppenzone da, wo sie nicht mehr durch die steifen Quarzitplatten gestützt ist, nach hinten gebogen und zieht jetzt ihre Stirnteile wie eine Rauchfahne nach. Die letzte Reaktion auf die Kompression ist vielleicht die leichte Faltung der tektonischen Auflagerungsfläche der Casannaschiefer auf das Permokarbon. Die kleinen Brüche in der Gegend des Val de Réchy sind jünger.

Das ist die Geschichte unserer Gegend bis zur Fertigstellung der Alpen, wenn man von einer solchen reden darf. Die Spuren ihrer weiteren Schicksale werden wir in einer späteren Arbeit zu deuten suchen.

[1] Durch diese Ueberschiebung fällt auch ein Argument (64) gegen die Abkunft der Niesendecke aus der Bernharddecke dahin. Wenn an der Basis der Niesendecke typisches Karbon fehlt, sondern kristalline Schiefer die Sohle bilden (50), so stammt sie eben aus dem oberen, metamorphen Teile der Bernharddecke.

Benützte Litteratur

1. Argand, Emile. Carte géologique du Massif de la Dent Blanche (1 : 50.000). *Mat. carte géol. Suisse,* N. S., Livr. XXIII, carte spéciale N° 52, 1908.
2. Argand, Emile. L'exploration géologique des Alpes Pennines centrales. *Bull. soc. Vaud. sc. nat.,* Vol. XLV, N° 166, 1909, p. 217-276, 1 pl., 3 fig. et *Bull. des lab. de géol.,* etc., *Univ. Lausanne,* N° 14, 1909, p. 1-64, 1 pl., 3 fig.
3. Argand, Emile. Les nappes de recouvrement des Alpes Pennines et leurs prolongements structuraux. *Mat. carte géol. Suisse,* N. S., Livr. XXXI, 1911, p. 1-25, 3 pl.
4. Argand, Emile. Les nappes de recouvrement des Alpes occidentales et les territoires environnants. Essai de carte structurale au 1 : 500.000e, avec 3 planches de coupes au 1 : 400.000e et au 1 : 800.000e. *Mat. carte géol. Suisse,* N. S., Livr. XXVII, carte spéciale N° 64, 1911.
5. Argand, Emile. Sur les plissements en retour et la structure en éventail dans les Alpes occidentales. *Bull. soc. Vaud. sc. nat.,* t. XLVII, 1911, p. XXXIII-XXXVI (17 mai).
6. Argand, Emile. Sur la limite des deux séries cristallophylliennes compréhensives dans les Alpes occidentales. *Ibid.,* p. XLV-XLVII (5 juillet).
7. Argand, Emile. Phases de déformation des grands plis couchés de la zone pennique. *Ibid.,* t. XLVIII, 1912, p. XIII-XVI (21 février).
8. Argand, Emile. Encore sur les phases de déformation des grands plis couchés de la zone pennique. *Ibid.,* p. XX-XXII (6 mars).
9. Argand, E[mile]. Le rythme du proplissement pennique et le retour cyclique des encapuchonnements. *Ibid.,* p. XXIV-XXVII (6 mars).
10. Argand, Emile. Sur la tectonique de la grande zone permo-houillère des Alpes occidentales. *Ecl. geol. Helv.,* Vol. XI, N° 6, 1912, p. 747-750.
11. Argand, Emile. Sur l'arc des Alpes occidentales. *Ibid.,* Vol. XIV, N° 1, 1916, p. 145-191, 2 pl.
12. Argand, Emile. Plissements précurseurs et plissements tardifs

des chaînes de montagnes. Discours d'ouverture de la 101e session soc. Helv. sc. nat. Neuchâtel, 1920. *Actes soc. Helv. sc. nat.*, 1921, IIme partie, p. 13-39, 2 fig.

13. Bertrand, Marcel. Etudes dans les Alpes françaises. *Bull. soc. géol. de France,* 3me série, t. XXII, 1894 (Structure en éventail, massifs amygdaloides et métamorphisme, p. 69-118, 22 fig., 3 pl.) (Schistes lustrés de la zone centrale, p. 119-162, 25 fig., 1 pl.).
14. Boussac, Jean. Sur la constitution géologique de la Haute-Tarentaise. *C. R. Ac. Sc. Paris,* t. 157, 1913, p. 658-660 (20 octobre).
15. Boussac, Jean. La feuille de Tignes au 50.000e. C. R. collab. campagne 1913. *Bull. S. C. géol. France,* t. XXIII, No 136, 1914, p. 193-204, 1 fig.
16. Cornelius, [Hans] P[eter]. Ueber einige Probleme der penninischen Zone der Westalpen. *Geol. Rundschau,* Bd. XI, 1921, S. 289-318.
17. Desor, Edouard. Le Val d'Anniviers. *Revue Suisse,* t. XVIII, 1855, p. 1-17 et 112-130.
18. Dias, Antonio. Sur quelques gîtes de la vallée d'Hérens (Valais). *Bull. soc. Vaud. sc. nat.,* Vol. 52, No 196, 1919, p.-v. p. 112-113 (9 avril).
19. Dias, Antonio. Contribution à l'étude pétrographique des schistes de Casanna du Val d'Hérens (Valais-Suisse) et de quelques gîtes qui s'y rattachent. Thèse Lausanne, Genève 1920, Imprimerie Centrale, 96 p., 2 fig., 4 pl.
20. Drian. Notice sur les cristaux d'albite renfermés dans les calcaires magnésiens dans les environs de Modane. *Bull. soc. géol. France,* 2me série, t. XIII, p. 804-805.
21. Duparc, L[ouis] et Ritter, Etienne. Etude pétrographique des schistes de Casanna du Valais. Première note. *Arch. sc. phys. nat. Genève,* 4me pér., t. II, 1896, p. 47-59.
22. Duparc, L[ouis]. Schistes cristallins des Alpes (en particulier les schistes de Casanna). *C. R. soc. phys. nat. Genève,* 4me pér., t. IX, 1900, p. 486.
23. Duparc, L[ouis]. Sur la classification des schistes de Casanna et des Alpes valaisannes. *C. R. Ac. Sc. Paris,* t. 132, 1901, p. 1237-1239 (20 mai).
24. Favre, Alphonse. Remarques sur les anthracites des Alpes. *Mém. soc. phys. nat. Genève,* t. IX, 1841, 26 p., 2 pl.
25. Favre, Alphonse. Recherches géologiques dans les parties de la Savoie, du Piémont et de la Suisse voisines du Mont-Blanc. 3 vol. in-8o avec atlas de 32 pl., Genève 1867.
26. Fehlmann, H[ans]. Der schweizerische Bergbau während des

Weltkrieges. Schweiz. Volkswirtschaftsdepartement, Bern 1919, Kümmerly und Frey, VIII-316 S., 24 Taf.
[Anthrazite südlich der Rhone : S. 45-70, Taf. IV-XIII. — Erze : Suen-Malachit S. 258; Comtesse-Bleiglanz S. 268.]

27. Franchi, S[econdo] e Di Stefano, G[iovanni]. Sull' età di alcuni calcari e calcescisti fossiliferi delle valli Grana e Maira nelle Alpi Cozie. *Boll. R. Com. geol. d'Italia,* Serie III, Vol. VII (XXVII), 1896, p. 171-180.

28. Franchi, S[econdo]. Sull' età mesozoica della zona delle pietre verdi nelle Alpi Occidentali. *Ibid.*, Serie III, Vol. IX (XXIX), 1898, p. 173-248 e 325-482, 31 fig., tav. V, VII-IX, 1 cartina (1 : 490.000) (tav. VI).

29. Franchi, S[econdo]. Ancora sull' età mesozoica della zona delle pietre verdi nelle Alpi Occidentali. *Ibid.*, Serie IV, Vol. V (XXXV), 1904, p. 125-179, 3 fig., tav. II e III.

30. Franchi, Secondo. Escursioni in Valle d'Aosta (12-13 settembre 1907). *Boll. soc. geol. Italiana,* Vol. XXVI-1907, Roma 1908, p. CLVII-CLXXXVII, 6 fig., 2 tav., 1 profilo.

31. Franchi, S[econdo], Kilian, W[ilfrid] et Lory, P[ierre]. Sur les rapports des schistes lustrés avec le facies dauphinois et briançonnais du Lias. C. R. collab. campagne 1907. *Bull. S. C. géol. France,* t. XVIII, N° 119, 1907-1908, Paris 1909, p. 135-141, 2 pl.

32. Franchi, S[econdo]. I terreni secondari a « facies piemontese » ed i calcari a crinoidi intercalati nei calcescisti presso Villeneuve, in Valle d'Aosta. *Boll. R. Com. geol. d'Italia,* Serie IV, Vol. X (XL), 1909, p. 526-551, tav. XVI e XVII.

33. Franchi, S[econdo]. Bibliografia ragionata dei principali lavori concernenti la cronologia dei terreni a « facies piemontese » (zona delle pietre verdi, schistes lustrés, Bündnerschiefer, Schieferhülle). *Ibid.*, p. 552-591.

34. Franchi, S[econdo]. Il Retico quale zona di transizione fra la Dolomia principale ed il Lias a « facies piemontese » — calcescisti con Belemniti e pietre verdi — nell' Alta Valle di Susa. *Ibid.*, Serie V, Vol. I (XLI), 1910, p. 306-340, tav. XI e XII.

35. Gerlach, H[einrich]. Die penninischen Alpen. Beiträge zur Geologie der Schweiz. *Neue Denkschriften der allgemeinen Schweizerischen Gesellschaft für die gesammten Naturwissenschaften.* Bd. 23, Zürich 1869, 132 S., 4 Taf. mit geol. Karte. Neudruck in *Beitr. z. geol. Karte der Schweiz,* alte Folge, 27. Lief., 1883, 159 S., 1 Taf.

36. Gerlach, H[einrich]. Das südwestliche Wallis mit den angrenzenden Landesteilen von Savoien und Piemont. *Beitr. z. geol.*

Karte der Schweiz, alte Folge, 9. Lief.. 1871, 175 S., 2 Taf., hierzu geol. Karte der Schweiz, 1 : 100.000, Blatt XXII und 1 Blatt Profile.

37. GRUBENMANN, Ulr[ich]. Ueber einige schweizerische Glaukophangesteine. Festschr. Harry Rosenbusch, Stuttgart 1906, S. 1-24, 1 Taf., 1 Fig.

38. GRUBENMANN, U[lrich]. Die kristallinen Schiefer. 2. Aufl. Berlin 1910, Bornträger, XII-298 S., 12 Taf., 23 Fig.

39. HEIM, Albert. Stauungsmetamorphose an Walliser Anthraziten und einige Folgerungen daraus. *Vierteljahrschr. Nat. Ges. Zürich,* XLI. Jahrg., 1896, Jubelband, II. Teil, S. 354-365, 3 Fig.

40. HEIM, Albert. Geologie der Schweiz. 2 Bde., Leipzig 1916-1922 [cf. E. Das penninische Deckengebirge. Lief. 6/7, 1920-1921, S. 477-588, Fig. 161-184, Taf. XXIII-XIX].

41. HERMANN, Frédéric-Wladimir. Recherches géologiques dans la partie septentrionale des Alpes Pennines (Massifs Roc de Boudri-Bella Tola et Sasseneire-Becs de Bosson). Lyon 1913, A. Rey, 112 p., 1 fig., 1 carte au 1/50.000, 1 panorama tectonique au 1/20.000 et une vue tectonique au 1/8000.

42. JOUKOWSKI, E[tienne]. Une coupe du Massif d'Arzinol. *Arch. sc. phys. nat. Genève,* 4me pér., t. XXIV, p. 245-258.

43. KILIAN, W[ilfrid] et RÉVIL, J[oseph]. Etudes géologiques dans les Alpes occidentales. Contribution à la géologie des chaînes intérieures des Alpes françaises. *Mémoires pour servir à l'explication de la carte géol. dét. de la France.* I, 1904, XI-727 p., 110 fig., 11 pl., 1 carte géol. II, 1er fasc., 1908, 373 p., 26 fig., 9 pl., 2me fasc., 1917, 280 p., 49 fig., 14 pl.

44. KILIAN, W[ilfrid] et PUSSENOT, Ch[arles]. La série sédimentaire du Briançonnais oriental. *Bull. soc. géol. France,* 4me série, t. XIII, 1913, p. 17-32, 2 fig.

45. LORY, Charles. Description géologique du Dauphiné. *Bull. soc. stat. de l'Isère,* t. V, VI, VII, 1860-1864, 748 p., 13 pl. de coupes géol. et 1 carte.

46. LORY, Ch[arles]. Note sur la constitution stratigraphique de la Haute Maurienne. *Bull. soc. géol. France,* 2me série, t. XVIII, 1861, p. 37-47, pl. I.

47. [LORY, Charles]. Réunion extraordinaire [de la société géologique de France] à Saint-Jean-de-Maurienne (Savoie), du 1 au 10 septembre 1861. *Ibid.,* p. 693-826, 2 pl.

48. LUGEON, Maurice et ARGAND, Emile. Sur les grandes nappes de recouvrement de la zone du Piémont. *C. R. Ac. Sc. Paris,* t. 140, 1905, p. 1364-1367 (15 mai).

49. LUGEON, Maurice et ARGAND, Emile. Sur les homologies dans

les nappes de recouvrement de la zone du Piémont. *Ibid.*, p. 1491-1493 (29 mai).

50. LUGEON, Maurice. Sur quelques conséquences de la présence de lames cristallines dans le soubassement de la zone du Niesen (Préalpes Suisses). *Ibid.*, t. 159, 1914, p. 778-781 (7 décembre).

51. NOVARESE, V[ittorio]. Dioriti granitoidi e gneissiche della Valsavaranche (Alpi Graje). *Boll. R. Com. geol. d'Italia,* Serie III, Vol. V (XXV), 1894, p. 275-300.

52. NOVARESE, V[ittorio]. Nomenclatura e sistematica delle roccie verdi nelle Alpi Occidentali. *Ibid.*, Serie III, Vol. VI (XXVI), 1895, p. 164-181.

53. [NOVARESE, Vittorio in]. Relazione del Ispettore-Capo del R. Comitato geologico pel rilevamento del 1902. *Ibid.,* Serie IV, Vol. IV (XXXIV), 1903, parte ufficiale, p. 29-31.

54. NOVARESE, V[ittorio]. Il profilo della Grivola (Alpi Graje). *Ibid.*, Serie IV, Vol. X (XL), 1909, p. 497-525, tav. XV.

55. [PREISWERK, Heinrich, Talkbergbau bei Evolène in] FEHLMANN, H[ans]. Der schweizerische Bergbau während des Weltkrieges. Schweiz. Volkswirtschaftsdepartement, Bern 1919, Kümmerly und Frey, p. 196, Taf. XX.

56. PREISWERK, H[einrich]. Die zwei Deckenkulminationen Tosa-Tessin und die Tessiner Querfalte. *Ecl. geol. Helv.,* Vol. XVI, N° 4, 1921, p. 485-496, Taf. IX.

57. R. Ufficio geologico d'Italia. Studio geologico-minerario sui giacimenti di antracite nelle Alpe occidentali italiane. Autori diversi. *Mem. descr. della carta geol. d'Italia,* Vol. XII, Roma 1903, 232 p., con 31 incisioni, 14 tavole e carte geologiche.
[Cf. Parte VII. Peola P. Appendice paleontologica sulla flora carbonifera del Piccolo San Bernardo, p. 207-226, tav. XIV.]

58. R. Ufficio geologico d'Italia. Carta geologica delle Alpi Occidentali. 1 : 400.000. Roma 1908.

59. Relazione del Ispettore-Capo al R. Comitato geologico. Resoconto dei lavori eseguiti nella campagna geologica del 1895. *Boll. R. Com. geol. d'Italia,* Serie III, Vol. VI (XX), 1896, parte ufficiale, p. 16-17.

60. SANDBERG, C. G. S. Etudes géologiques sur le massif de la Pierre-à-Voir (Bas-Valais). Thèse, Paris, 1905, H. Bouillant, 134 p. in-8°, 7 fig., 6 pl., 1 carte géol. (1 : 50.000).

61. SCHMIDT, C[harles]. Texte explicatif de la carte des gisements des matières premières minérales de la Suisse. 1 : 500.000. *Mat. pour la géol. de la Suisse,* Série géotechnique, Bâle 1920, 256 p., 3 pl. et 1 carte.

62. SIGG, H[enri]. Le gisement de cuivre de Suen-Saint-Martin. *Bull. soc. Vaud. sc. nat.,* vol. 53, N° 198, p. 195-213, 2 fig.

63. STAUB, Rudolf. Ueber Alter, Wesen und Ursachen der Gesteinsmetamorphosen in Graubünden. *Vierteljahrsschr. Nat. Ges. Zürich,* LXV. Jahrg., 1920, S. 322-376.

64. STAUB, Rudolf. Ueber die Verteilung der Serpentine in den alpinen Ophioliten. *Schweiz. Min. und Petr. Mitt.,* Bd. II, 1922, p. 78-149.

65. [STELLA, Augusto in]. Relazione al R. Comitato geoligico sui lavori eseguiti per la carta geologica negli anni 1899 e 1900. *Boll. R. Com. geol. d'Italia,* Serie IV, Vol. II (XXXII), 1901, atti ufficiali, p. 39-43.

66. [STELLA, Augusto in]. Relazione al R. Comitato geologico sui lavori eseguiti per la carta geologica nel 1901. *Ibid.,* Serie IV, Vol. III (XXXIII), 1902, atti ufficiali, p. 36-38.

67. STUDER, B[ernhard]. Geologie der Schweiz. 2 Bde mit Karte, Bern und Zürich 1851-1853. [Cf. Bd. I., p. 365-373.]

68. TERMIER, Pierre. Etudes sur la constitution géologique du massif de la Vanoise. *Bull. S. C. géol. France,* t. II, N° 20, 1891, p. 1-143, 10 pl.

69. TERMIER, Pierre. Les schistes cristallins des Alpes Occidentales. Congrès géol. Intern., C. R. de la IXme session, Vienne 1903, IIme fasc., 1904, p. 571-586.

70. TERMIER, Pierre. Les montagnes entre Briançon et Vallouise. *Mémoires pour servir à l'explication de la carte géol. dét. de la France,* Paris 1903, 182 p., 25 fig., 13 pl., carte et coupes géol. (1 : 50.000).

71. TERMIER, Pierre et KILIAN, Wilfrid. Sur l'âge des schistes lustrés des Alpes occidentales. *C. R. Ac. Sc. Paris,* 1920, t. 171, p. 1348-1353 (27 décembre).

72. WEGMANN, E[ugen]. Geologische Untersuchungen im Val d'Hérens. *Ecl. geol. Helv.,* Vol. XVI, N° 5, 1922, p. 504-507, 1 Fig.

73. WEHRLI, Leo. Gipsquarzit von Chippis im Wallis. *Schweiz. Min. und Petr. Mitt.,* Bd. II, 1922, p. 159-168, 3 Fig.

74. WOJNO, Tadeusz Jerzy. Petrographische Untersuchung der Casannaschiefer des mittleren Bagnetales (Wallis). *N. Jahrb.,* Beil.-Bd. XXXIII, 1912, S. 136-207, 2 Fig.

75. ZACCAGNA, D[omenico]. Sulla geologia delle Alpi occidentali. *Boll. R. Com. geol. d'Italia,* Serie II, Vol. VIII (XVIII), 1887, p. 346-417, 2 tavole e 1 cartina geologica.

Manuscrit reçu le 27 février 1923.
Dernières épreuves corrigées le 14 avril.