

Zeitschrift: Eclogae Geologicae Helvetiae
Herausgeber: Schweizerische Geologische Gesellschaft
Band: 18 (1923-1924)
Heft: 1

Artikel: Die Casannaschiefer des oberen Val de Bagnes (Wallis)
Autor: Tschopp, Hermann
Kapitel: A: Geologisch-tektonische Beschreibung
DOI: <https://doi.org/10.5169/seals-158250>

Nutzungsbedingungen

Die ETH-Bibliothek ist die Anbieterin der digitalisierten Zeitschriften. 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. [Siehe Rechtliche Hinweise.](#)

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. [Voir Informations légales.](#)

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. [See Legal notice.](#)

Download PDF: 17.05.2025

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

Im Rahmen der genannten allgemeineren Untersuchungen hat GRUBENMANN (1906, Lit. 16) versucht, unsere Gesteine mit theralitischen Magmen in genetischen Zusammenhang zu bringen, während MILCH (Lit. 19) unter Bezugnahme auf die Grubenmannsche Untersuchung dieselben mit „Lamprophyren“ in Beziehung bringt. WOYNO (Lit. 37) hat im Jahre 1912, gestützt auf neue Aufsammlungen im Felde, die Untersuchungen GRUBENMANNs weitergeführt.

Tektonisch gehören die Casannaschiefer des Val de Bagnes, ebenso wie diejenigen des Val d'Entremont im Südwesten und diejenigen des Val d'Hérens und des Val d'Anniviers im Nordosten zur *Zone des Grossen St. Bernhard*, zur „nappe (IV) du Grand St. Bernard“. In mehrfachen Publikationen hat namentlich ARGAND seit 1905 (Lit. 1—9) die tektonische Stellung dieses Gesteinskomplexes erörtert.

A. Geologisch-tektonische Beschreibung.

a) Geologische und stratigraphische Übersicht.

Das Val de Bagnes besteht, wie schon ein Blick auf die topographische Karte zeigt (vgl. die Blätter Nr. 526 Martigny, 527 Lourtier, 530 Gd.-Combin und 532^{bis} Mont Vêlan des Siegfriedatlases), aus einer untern, einer mittlern und einer obern Talstufe, die in ihrer Eigenart durch die lithologische Gestaltung des Untergrundes bedingt sind. Ausgehend von Sembracher, wo sich die Drance de Bagnes mit der Drance d'Entremont verbindet, treffen wir an den beiden Talseiten zunächst „die mächtige Schichtenreihe der „grauen“ kalkhaltigen Schiefer; darauf folgt die schmale Zone der Anthrazit- oder Kohlenbildung und hierauf endlich das äusserst mächtige Gebilde der mehr oder weniger kristallinen Schiefer (Casannaschiefer)“, wie GERLACH eingangs der Beschreibung der „Mittelzone des Grossen St. Bernhard“ sagt (Lit. 15, pag. 82). Mit dem Auftreten der Casannaschiefer, die bei Versegères ihre nordwestlichste Grenze erreichen, verengert sich rasch das Tal und schon zwischen Champsec und Lourtier tritt das erste anstehende Gestein an die Drance heran in Form von Fuchsit führenden Serizitschiefern (vgl. Lit. 15, pag. 149). Hierher möchte ich die ungefähre Grenze zwischen dem unteren und mittleren Val de Bagnes verlegen. Während die Drance in ihrem Unterlaufe rein aufschüttend wirkt und mit ihren Alluvionen einen ansehnlich breiten Talgrund schafft (Sembracher 720 m ü. M., Chable 835 m, Versegères 888 m), erlangt sie von Champsec an talaufwärts

ein bedeutend stärkeres Gefälle (Champsec 910 m, Lourtier 1050 m, Lavintzie 1230 m, Fionney 1500 m, SW Vasevay 1580 m). Auf der ganzen Erstreckung des mittleren Val de Bagnes zwischen Champsec und Vasevay durchquert die Drance nur Casannaschiefer. Zirka 800 m südöstlich Bonatchesse (vgl. Beilage 1) durchbricht sie in enger Schlucht die Dolomite und dolomitischen Kalke von Vasevay, womit das mittlere Val de Bagnes seinen Abschluss erreicht. Für die Verteilung der verschiedenen Arten der Casannaschiefer verweise ich auf die der Arbeit WOYNOs (Lit. 37, pag. 143) beigegebene Kartenskizze¹⁾. Ich mache aber noch besonders darauf aufmerksam, dass sowohl anschliessend an die triassischen Serizitquarzite im NW von Versegères²⁾ als auch auf die dolomitischen Kalke und Dolomite von Vasevay im SE zuerst Serizitphyllite (feinschieferige Serizitquarzite z. T.), darauf Sismondinphyllite folgen. Letztere bilden gewöhnlich eine mehrere hundert Meter mächtige Zone und leiten zur Hauptserie der Casannaschiefer über (Sericit-Albitgneise mit zahlreich eingelagerten Ophiolithen³⁾).

Mit dem Dolomitriegel von Vasevay treten wir in das obere Val de Bagnes ein und damit in unser näheres Untersuchungsgebiet (Tafel 1).

In mehreren, teilweise recht tiefen Schluchten (SW Vasevay, Mauvoisin, Pte. Chermontane, Boussine, Lancey) erreicht hier die Drance ihr stärkstes Gefälle (SW Vasevay 1580 m, Torrembey 1801 m, Schlucht von Pte. Chermontane Nordende 1833 m, Lancey 2000 m, Gletschersee von Crête sèche 2400 m). Talabwärts folgen auf die Schluchten durchwegs kleinere Talerweiterungen mit den deutlich erkennbaren Erosionsresten älterer Dranceterrassen.

Der Dolomitriegel von Vasevay baut sich vorwiegend aus dünnplattigen, blaugrauen Dolomiten auf, die N 50° E streichend mit ca. 45° unter die nördlich vorgelagerten Phyllite

¹⁾ Woyno's Absicht, sämtliche Typen der Casannaschiefer zu kartieren, scheiterte am grossen Gesteinswechsel, dem alle Glieder sowohl lateral als auch vertikal unterworfen sind. Woyno's Kartenskizze macht darum keineswegs Anspruch auf Vollständigkeit, wie Woyno selbst dazu bemerkte (lit. 40, pag. 152). Tatsächlich konnte ich mich des öfteren von der Unzulänglichkeit dieser Kartenskizze überzeugen, an deren Hand ich die Casannaschiefer des mittleren Val de Bagne zu studieren versuchte.

²⁾ Diese werden gegenwärtig wieder bei der Lokalität Bordon auf Serizit (Ersatz für Talk) abgebaut.

³⁾ Als Ophiolithe fasse ich im folgenden zusammen die Gesamtheit der den Casannaschiefern eingelagerten Glaukophanite, Glaukophanalbitschiefer, Albitamphibolite, Epidotchloritschiefer und Chloritschiefer (IV bis VII).

einfallen. Grobkörnige, etwas dunklere dolomitische Kalke vermitteln den Übergang zu schwarzen, mürben Kalkschiefer-einlagerungen, deren Mächtigkeit maximal bis 5 m ca. ansteigt. Am Wege, der gegen Mazériaz hinaufführt, lassen sich diese letzteren bequem beobachten und als weithin sichtbares dunkles Band an beiden Talseiten streckenweise verfolgen. Nach S werden sie von Dolomiten und dolomitischen Kalken unterteuft, so dass ich sie als teilweise ausgequetschten Muldenkern der Triasmulde von Vasevay deuten möchte. Daran schliessen nach S dünnstiefrige bis feinplattige Serizitquarzite, die aus Analogie mit anderen Vorkommen, speziell mit denen im Gebiet von Torrembey und mit denen der Alpe du Crêt usw. in die oberste Zone der Casannaschiefer zu stellen sind. Ihrer leicht verwitternden Gesteinsbeschaffenheit verdankt die Weitung von Mazériaz ihre Entstehung. Die Quarzite streichen auf der linken Talseite erst N 20°—30° E, weiter südlich nehmen sie allmähliches N-S-Streichen an. Gegen die Brücke von Mauvoisin (Pkt. 1698) hin durchquert man südlich der Weitung neuerdings Dolomite und dolomitische Kalke. Diese reichen nahezu bis auf die Höhe des Querriegels von Mauvoisin (1824 m) hinauf, an dessen Aufbau die quer zum Tale streichenden, fast senkrecht gestellten Serizitquarzite von Mauvoisin den Hauptanteil nehmen. Der Übergang von den Dolomiten und dolomitischen Kalken zum Serizitquarzit vollzieht sich durch allmählich überhandnehmende, schichtweise Einlagerungen von feinen Lamellen oder dünnen Bänkchen, von Serizitquarzit im Dolomit. So bildet sich allmählich nach dem vollständigen Austreten des Dolomitmaterials der massige Serizitquarzit, auf dem das Hôtel Mauvoisin steht. Lokal tritt der Serizitquarzit auch in einer dünnplattigen Ausbildungsform auf, die sich von derjenigen der Serizitquarzite von Torrembey-Vingt Huit (vgl. weiter unten pag. 87—88) nur durch eine geringere Albitführung unterscheidet. Der Habitus der kompakten Serizitquarzite kann erklärt werden aus einer seitlichen Zusammenpressung, der alle Gesteine des Querriegels unterworfen waren. Die dadurch hervorgerufenen Stauchungserscheinungen sind in einer Feinfältelung mit vertikal stehenden Faltenachsen ausgeprägt (*Moirétextur*), die besonders an den rundhöckerartig abgeschliffenen Quarziten sowie an den aus den dolomitischen Kalken herauswitternden Serizitquarzitbänkchen sehr schön erkennbar ist.

Dem Serizitquarzit von Mauvoisin ist in seinem westlichen Teile ein bis 40 m mächtiger Komplex von schwarzen, leicht verwitternden Kalkschiefern eingelagert, der gegen die

Dranceschlucht hin rasch in zwei, noch am Wege sichtbare schmale Keile ausmündet. Es handelt sich dabei um typische Kalkschiefer mit den für unser Gebiet charakteristischen dunkeln, feinblättrigen Kalkphylliten mit blauschwarzen Glimmerhäuten. Untergeordnet und nur randlich sind diese Kalkschiefer von brecciösem Aussehen, wobei sie nicht selten aufgearbeitetes dolomitisches Material führen.

Zwischen dem Hôtel von Mauvoisin und der gegenüberliegenden Kapelle bilden Kalkschiefer von der gleichen Ausbildung eine sanfte hohlkehlenartige Depression im Gelände. Zwischen sie und den vorerwähnten Serizitquarzit schieben sich auf der rechten Schluchtseite wenig mächtige Dolomite ein, die auf der linken Talseite ausgequetscht erscheinen. Die Kalke, auf denen die Kapelle steht und die südwärts an die oben genannten Kalkschiefer anschliessen, sind dolomitisch und führen zahlreiche Serizitquarzitbänkchen, so besonders bei der Kapelle. Ich rechne sie noch der Trias zu. Ihr Übergang in die südlich angrenzenden Kalkschiefer vollzieht sich allmählich, was ihre genaue Abgrenzung bedeutend erschwert.

Sowohl die Dolomite als auch die Serizitquarzite von Mauvoisin tauchen in ihrem seitlichen Fortstreichen beiderseits rasch unter Bergsturzmaterial und Gehängeschutt. Jenseits der Schuttbedeckung findet man auf der linken Talseite — am Fusse der fast senkrecht abstürzenden Felswände, auf die Serizitquarzite von Mazéraz folgend, zunächst eine schmale Zone von Dolomiten und dolomitischen Kalken, die sich ausser durch die Serizitquarziteinschaltungen noch besonders durch das Auftreten von teils rundlichen, teils langgezogenen Brocken von dolomitischem und kalkigem Material auszeichnen. Eine derartige Ausbildung der Trias beobachtete ich mehrfach an Stellen, wo die Trias ausgequetscht wurde. Ich werde weiter unten auf ähnliche Erscheinungen zurückkommen. Diese gequetschte Trias scheint mit den Dolomiten und dolomitischen Kalken der Brücke von Mauvoisin zu korrespondieren und wird in ähnlicher Ausbildung auch auf der rechten Talseite getroffen. Hier folgen auf sie zunächst einige Meter Serizitquarzite, die den Mauvoisinquarziten entsprechen dürften, und darauf die Kalkschiefer des Mont Pleureur (3706 m), auf der linken Seite hingegen direkt die Kalkschiefer des Pierre à Vire (2385 m). Ob und inwieweit diese Kalkschiefer noch Trias führen, konnte ich infolge der Unzugänglichkeit der jähren Felsabstürze nicht entscheiden. Angesichts der Tatsache aber, dass auf beiden Talseiten im Gehängeschutt öfters

Bruchstücke von dolomitischen Kalken gefunden werden, erscheint wohl die Annahme berechtigt, dass die dolomitischen Kalke, auf denen die Kapelle von Mauvoisin ruht, in den Kalkwänden des Mont Pleureur bzw. des Pierre à Vire eine teilweise Fortsetzung finden. Folgen wir nun dem Wege, der gegen Torrembey führt, so beobachten wir den raschen Übergang des NW-Einfallens der Kalkschiefer durch vertikal stehende Schichten in das SE-Einfallen (N-Schenkel der Mulde von Giétroz). Dieses verflacht sich immer mehr, bis ungefähr an der Stelle, wo die vom Glacier de Giétroz ca. 600 m hoch herabstürzenden Eisblöcke sich zu einem ca. 20 m hohen Eiskegel regenerieren, in der Horizontallage die grösste Muldentiefe erreicht wird. Gegen Torrembey hin steigen die Kalkschiefer wieder langsam gegen SE an (S-Schenkel der Mulde von Giétroz) und bilden in gewaltiger Mächtigkeit die steil abstürzenden Felshänge des Tournelon blanc (3712 m) und des Mont Rouge (3427 m). Auf einer Höhe von ca. 2400—2800 m führen sie zwischen Giétroz und Alpe Tzofferay einen meist doppelten, lokal auch dreifachen Zug von Serpentin- und Grünschieferlinsen. Diese werden auf der gegenüberliegenden Talseite zwischen La Liaz und Zessetta nur vereinzelt angetroffen, hingegen finden sie in den zwischen den Casanna-schiefern von Lancey und der Arolla-Serie der Pte. d'Otemma gelegenen Kalkschiefern von Chanrion wieder eine reiche Verbreitung. Ob dem „G“ von Giétroz wird der Serpentin von einem 50—80 m mächtigen Komplex von vorwiegend Rauchwacke neben wenigen Dolomitbänken unterteuft. Auch die südlicher liegenden Serpentinlinsen weisen nicht selten eine wenig mächtige Rauchwacken- und Dolomitunterlage auf. Es sei hier noch erwähnt, dass die Serpentine öfters von bis handbreiten *Asbestadern*¹⁾ durchtrümt werden, so besonders auf Alp Giétroz und Tzofferay, wo an einer Stelle der Serpentin neben Asbest randlich auch feinfilzigen bis asbestisierten *Nephrit*²⁾ führt.

Kehren wir nun wieder in die Talsohle von Torrembey zurück, so sehen wir die Trias knapp südlich von Pkt. 1801 emportauchen. Sie beginnt hier mit dolomitischen Kalken, denen Linsen und Bänke von grob- bis mittelkörnigen Kalzit-, Glimmerkalzit- und Dolomitmarmoren eingelagert sind und die nach unten in scheinbar konglomeratische Bildungen über-

¹⁾ Im August 1918 wurde auf Alpe Giétroz und Tzofferay von den Eternitwerken Niederurnen auf Asbest geschürft.

²⁾ Die Fundstelle ist in der geologischen Karte mit einem Andreaskreuz angegeben.

gehen. Bei näherer Betrachtung zeigen diese letzteren ganz den Charakter eines tektonischen Reibungsproduktes. In einem glimmerreichen Kalzitcement liegen zahlreiche rundliche oder parallel der Schieferung ausgezogene Einschlüsse von körnigem bis dichtem, blaugrauem Kalzit- und Dolomitmarmor. Daneben beobachtet man auch grössere Linsen von zuckerkörnigem dolomitischem Kalk mit feinen Kalzitadern und bis mehrere Millimeter grossen Quarzbipyramiden, ebenso flachgedrückte Brocken von grauen Dolomiten und Kalkschiefern, sowie Lagen und Bruchstücke von massigem Quarzit, seltener von Serizitquarzit. Gegen die Triasunterkante hin rekrutieren sich die Einschlüsse mehr und mehr aus dem Material der unterteufenden Casannaschiefer. Flasern und meterlange, schmale Linsen von chloritisierten Ophiolithen wechseln mit solchen von tonerdereichen Serizitalbitgneisen. Einzelne härtere Einschlüsse wittern aus der Gesteinsoberfläche hervor. Aus der Natur der Einschlüsse, die sowohl aus dem aufgearbeiteten Material der Dolomite, dolomitischen Kalke und Marmore sowie der hangenden Kalkschiefer und der liegenden Casannaschiefer stammen, müssen wir notwendigerweise auf ein „*tektonisches Konglomerat*“ schliessen (vgl. Lit. 15, pag. 116). Ihre Bildung ist uns leicht verständlich in Anbetracht der starken Dislokationsbewegungen zwischen Casannaschiefern und Kalkschiefern, wobei die Trias teilweise die Rolle eines tektonischen Schmiermittels spielte und an den stärksten gepressten Stellen eine brecciöse Form annahm. Die hellgelben „konglomeratischen“ Triasbildungen, wie sie südlich Pkt. 1801 anstehen, bilden auf beiden Talseiten ein langsam gegen Süden ansteigendes Band, das immer mehr an Mächtigkeit verliert und schliesslich ganz auskeilt. Ungefähr ob dem zweiten „t“ von Pte. Chermontane ist es auf kaum einen Meter Mächtigkeit reduziert und setzt knapp südlich davon, abgesehen von kleineren, öfters wiederkehrenden Fetzen, vollständig aus. Parallel mit ihrer abnehmenden Mächtigkeit werden diese „konglomeratischen“ Bildungen, von einer gelbbraun anwitternden, oft bis 30 m mächtigen Breccie überlagert, die neben Triasmaterial bald weniger, bald mehr Kalkschiefermaterial enthält und im letzteren Falle den Namen Dolomit-Kalkschieferbreccie verdient. Ausser durch ihre dunkelbraune Farbe, die sie von den hangenden grauen Kalkschiefern schon auf grosse Entfernung hin leicht trennen lässt, unterscheiden sie sich von den „konglomeratischen“ hellgelben Triasbildungen durch das nur untergeordnete Auftreten von Casannaschiefermaterial und durch das vollständige Zurücktreten der zucker-

körnigen dolomitischen Kalke und der hellgrauen Marmorbrocken. Beide Ausbildungsarten habe ich im Felde zusammenfassend stets als Trias kartiert.

Die gleichen Verhältnisse herrschen auch auf der rechten Talseite. Während aber hier die Triasbildung in nahezu ununterbrochenem Verlaufe stets an der Basis der langsam ansteigenden Kalkschieferflühe sich ausdehnen und südwestlich Pkt. 2626 auf ca. 2450 m Höhe ihre höchste Lage erreichen, um dann gegen das Kalkschiefergebiet von Chanrion hin wieder absteigend und stellenweise auskeilend schliesslich unter dem Glacier du Mont Durand zu verschwinden, — ist dagegen die Lagerung der Trias auf der Alpe Zessetta ziemlich verworren. Ein Blick auf die geologische Karte vermag die durch Einfaltung von Kalkschiefern bedingten Verhältnisse weit besser zu zeigen als jede Beschreibung. Im Hintergrunde des Glacier de Zessetta erkennt man mit dem Feldstecher ca. 30—40 m über der Gletscheroberfläche das gelbbraune Triasband wieder, das nach Süden und Norden hin unter die Eismassen eintaucht. An den vom Tour de Boussine nach Osten abfallenden Felskämmen erscheinen die Casannaschiefer direkt von den Kalkschiefern überlagert. Auf der Alpe Grande Chermontane hingegen stellen sich zwischen Kalkschiefer und Casannaschiefer nochmals schmale, ausgequetschte Lagen von aufgearbeitetem Triasmaterial ein.

Gegenüber den soeben beschriebenen Triasbildungen, deren Gesamtheit ich im folgenden stets als „*Decktrias*“ bezeichnen werde, bestehen die Triasschichten von Vingt-Huit, die beim „on“ von Pte. Chermontane die Dranceschlucht durchqueren, nur aus dünnplattigen, blaugrauen Dolomiten und dicker bankigen, hellgelben, zuckerkörnigen dolomitischen Kalken mit feinsten Kalzitadern. Sowohl die Dolomite als auch die dolomitischen Kalke zeigen ganz dieselbe Ausbildung wie die Triasschichten von Vasevay und Mauvoisin und entsprechen auch vollkommen gewissen Einschlüssen der „konglomeratischen“ Decktrias von Torrembey.

Oberhalb der Schlucht auf der linken Talseite verbirgt uns bald einsetzende Schuttbedeckung den weiteren Verlauf der Triasschichten. Auf der *Alpe Vingt-Huit* hingegen trifft man sie wieder in der in ihrem Streichen liegenden Runse auf ca. 2000 m Höhe. Ihre Mächtigkeit hat hier allerdings eine Reduktion auf ca. 30 m erfahren, im übrigen aber zeigen sie eine ähnliche Aufeinanderfolge von Dolomiten und dolomitischen Kalken, wie sie uns das Profil aus der Schlucht kennen gelehrt hat. Merkwürdigerweise wird hier die Grenze

gegen die häufig graphitoidführenden, quarzreichen Serizitphyllite bis Serizitquarzite der Casannaschiefer von einer bis 2 m mächtigen Breccie eingenommen. Sie besteht in der Hauptsache aus Brocken, Linsen und Lagen von zuckerkörnigen, dolomitischen Kalken, Dolomitmarmoren und massigem Quarz usw. Es handelt sich scheinbar um eine der „konglomeratischen“ Decktrias von Torrembey analoge Bildung. Steigt man im Streichen der Trias den steilen Hang empor, so beobachtet man ein immer stärkeres Umbiegen der Schichten nach SE unter gleichzeitiger Verminderung ihrer Mächtigkeit. Auf ca. 2020 m Höhe geht das Streichen in N 10° W über bei einem Einfallen von ca. 20° gegen das Berginnere und beim Bächlein, das den Abfluss der Lacs de Tzofferay bildet, verschwindet der letzte Rest der Trias, unter- und überlagert von Serizitalbitgneisen, als eine stark brecciöse, kaum 30—40 cm breite Lage unter Gehängeschutt und Bergsturzmateriale. Ob die Triasschichten in ihrem weiteren Verlaufe zwischen den Casannaschiefern auskeilen oder ob sie mit den ungefähr in ihrem Streichen liegenden, von zahlreichen Rutschharnischen durchsetzten Serizitquarziten der hangenden Casannaschiefer in Beziehung stehen — Fragen, die für die tektonische Deutung dieser Trias von eminenter Wichtigkeit sind — kann infolge der Schuttbedeckung nicht mit Sicherheit entschieden werden (vgl. weiter unten pag. 95).

Im Anschluss daran sei schliesslich noch der vollkommen in den Casannaschiefern schwimmende Triaskomplex ob den Alphütten von Pte. Chermontane erwähnt. Die Ausbildung dieser Trias ist mit derjenigen der Schlucht von Pte. Chermontane vollkommen identisch. Während dieses Triasrelikt an seiner nördlichen Begrenzung wie an einer Verwerfung plötzlich abschneidet, geht es südwärts in einen Breccienkeil über, der mit demjenigen auf der Alpe Vingt-Huit grosse Ähnlichkeit besitzt. Das Streichen dieser Trias mit N 20° W zeigt allerdings nicht auf die Trias der Schlucht, was bei dem starken Wechsel des Streichens der Triasschichten von Vingt-Huit nicht merkwürdig erscheint. Trotzdem aber muss sie als deren Fortsetzung gedeutet werden.

Das Liegende der Decktrias wird durch die Casannaschiefer gebildet, zu denen wir uns im folgenden nun noch zu wenden haben. Im Gebiet von Torrembey bei ca. 1800 m Höhe beginnend, schwach gegen Süden aufsteigend, wölben sie sich unter dem Gd. Combin bis zu einer Höhe von ca. 2800 m empor. Direkt die Trias unterteufend, finden sich fast durchwegs hellgrüne, plattige Serizit- und Gneisquarzite, wie sie

besonders ob Pte. Chermontane und auf der oberen Alpe Vingt-Huit in guter Entwicklung studiert werden können. Auf ihre Ähnlichkeit mit den Mazéria- und Mauvoisinquarziten habe ich schon anlässlich deren geologischen Beschreibung aufmerksam gemacht. Vereinzelt werden diese Quarzite durch serizitreiche, oft karbonatführende, verworren flaserige, helle Gneisquarzite und Gneise ersetzt, wie z. B. in der Talsohle von Torrembey. Ob den Hütten von Torrembey auf ca. 2030 m Höhe finden sich lokal feinblättrige, turmalinführende Serizitquarzite an der Basis der gewöhnlichen Serizitquarzite. Im Gebiet von Lancey bilden wenig mächtige Gneisquarzite die obersten Horizonte und zwischen dem Zessetta- und Durandgletscher sind es quarzreiche Phyllitgesteine mit Lagen von Graphitoidquarziten, welche die hangenden Kalkschiefer unterteufen.

Schon eine flüchtige Orientierungstour durch das Casannaschiefergebiet des obern Val de Bagnes zeigt uns mit Deutlichkeit, dass die Casannaschiefer nördlich¹⁾ der Trias von Vingt-Huit-Chermontane, bzw. über derselben, gegenüber den südlich daran anschliessenden hinsichtlich der auftretenden Gesteinstypen bedeutende Unterschiede aufweisen. Im nördlichen Teil gehen die Serizite durch Albitaufnahme nach unten in Gneisquarzite über und diese letzteren, gewöhnlich ohne scharfe Grenze, in chlorit- und glaukophanführende Gneise mit mannigfachen Ophiolitheinlagerungen²⁾. Letztere bauen vorwiegend den Nordteil der Schlucht sowie die links und rechts darüber befindlichen Felsköpfe auf. Unter diesen Ophiolithen sind für das nördliche Gebiet die Pistazitglaukophanite, Glaukophanalbitschiefer und Epidotchloritschiefer charakteristisch, überhaupt Gesteine, wie sie besonders in den Gneisgebieten des mittleren Val de Bagnes vertreten sind.

Anders liegen hingegen die Verhältnisse im *südlichen* Teil bzw. unterhalb der Trias von Vingt-Huit. Hier treten die Gneise stark zurück, dafür erlangen graphitoid-, sismondin-granat- und glaukophanführende Phyllite die Vorherrschaft. Die Ophiolithe, die uns hier in zum Teil für das Val de Bagnes neuen Typen entgegentreten, wie z. B. die Granat-, Serizit-, Zoisitglaukophanite, die Zoisitalbitamphibolite usw., scheinen sich besonders in den unteren Teilen der Casannaschiefer anzureichern. Es ist jedoch unmöglich, eine bestimmte, ophiolith-

¹⁾ „Südlich“ und „nördlich“ beziehen sich stets auf die Trias von Pte. Chermontane-Vingt-Huit.

²⁾ Auf ihr spezielleres Auftreten wird bei der jeweiligen petrographischen Beschreibung aufmerksam gemacht werden.

reiche Zone auszuscheiden. Die Lagerung der Ophiolithe ist stets konkordant mit dem Nebengestein. Abgesehen von ganz kleinen, untergeordneten Apophysen, die als Einquetschungen ins Nebengestein aufgefasst werden können, konnte ich ein durchgreifendes, gangförmiges Auftreten nirgends mit Sicherheit feststellen. Wo die Ophiolithe mit scharfen Grenzen gegen das Nachbargestein absetzen, möchte man an die Intrusion von Lagergängen denken, wo hingegen der Kontakt durch einen kontinuierlich stattfindenden Übergang oder aber durch zahlreiche Wechsellagerungen mit dünnen Ophiolithlagen und -schnüren mit den begleitenden Sedimenten verwischt ist, ist die Annahme einer Extrusion mit anschliessender Tuffbildung naheliegender.

Es sei schliesslich noch besonders darauf hingewiesen, dass im nördlichen Teil des Casannaschiefergebietes der „Coupole de Boussine“ Phyllite höchst untergeordnet, Graphitoidquarzite überhaupt nicht aufzutreten scheinen. Wir können somit das Gebiet nördlich bzw. oberhalb der Trias von Vingt-Huit-Pte. Chermontane füglich als *das Gebiet der vorherrschenden Gneise* und das südlich davon gelegene als *das Gebiet der vorherrschenden Phyllite* bezeichnen. Diese lithologische Asymmetrie auf primäre Faziesunterschiede zurückführen zu wollen, ist angesichts der beschränkten Ausdehnung des gesamten Casannaschiefergebietes des oberen Val de Bagnes wohl nicht berechtigt. Viel leichter lassen sich diese Verhältnisse durch den tektonischen Aufbau des Gebietes sowie durch die verschiedene stratigraphische Stellung der nördlichen und südlichen Casannaschiefer erklären, wovon noch später die Rede sein wird.

Jeder genaue *stratigraphische Gliederungsversuch* der Casannaschiefer des mittleren Val de Bagnes muss an ihren stark gestörten Lagerungsverhältnissen scheitern. Auch für die Casannaschiefer des oberen Val de Bagnes trifft dies zu einem grossen Teil zu, da sie tektonisch nicht ein ziemlich einfaches Gewölbe darstellen, wie man bis anhin glaubte (vgl. auch das Profil von GERLACH, Lit. 15). Immerhin lassen sich aus der geologischen Verteilung der Hauptgesteinstypen doch einige wichtige Schlüsse auf ihre stratigraphische Stellung ziehen.

Das stete Gebundensein der Serizit- und Gneisquarzite der Casannaschiefer der „Coupole de Boussine“ an deren oberste Horizonte findet sein Analogon in den vornehmlich auf die Süd- und Nordgrenze der Casannaschiefer des mittleren Val de Bagnes beschränkten Serizitquarzite von Chamsec-Lourtier bzw. Mazériaz-Mauvoisin, sowie in den oberen Höhen-

regionen des Val de Bagnesfächers (Alpe du Crêt, Brussony usw.) angehörenden Quarzitgesteinen. Wegen ihres innigen Verbandes mit den übrigen Casannaschiefern im oberen Val de Bagnes sowie infolge des kontinuierlichen, durch zahllose Serizitquarziteinlagerungen sich vollziehenden Überganges in die Kalkdolomittrias (mittel-obertriassisch?) möchte ich sie für *permisch bis untertriassisch* halten. Auf die Serizitquarzite folgen sowohl südlich Bonatchesse als auch bei Laventzie mächtige Zonen von Phylliten, unter denen Sismondinphyllite die Hauptrolle spielen. Das Fehlen einer mächtigen Phyllitserie im Liegenden der Serizit- und Gneisquarzite von Torrembey-Vingt-Huit kann nur tektonisch bedingt sein. Die Sismondinphyllite von Vingt-Huit-Boussine wechsellagern zum Unterschiede der andern Phyllitvorkommen¹⁾ des Val de Bagnes mit zahlreichen Linsen und Lagen von Graphitoidquarziten mit einem maximalen Graphitoidgehalt bis zu 4% ca. Diese graphitoidführenden Einlagerungen können als genügender Nachweis für das karbonische Alter dieser Phyllite gelten.

Zwischen der nördlichen und südlichen Phyllitzone des mittleren Val de Bagnes dehnt sich die Hauptmasse der chlorit- und glaukophanführenden Serizitalbitgneise mit ihren reichen Ophiolitheinlagerungen aus. Im oberen Val de Bagnes liegen die Gneise den Phylliten nordwärts vorgelagert.

Die im mittleren Val de Bagnes herrschenden Verhältnisse mit denjenigen des oberen Val de Bagnes kombinierend, gelange ich zur Aufstellung folgender stratigraphischer Stufenfolge:

1. Stufe der *Serizitquarzite*, nach unten gewöhnlich in Gneisquarzite übergehend. Alter: Untere Trias-Perm.

2. Stufe der vorwiegenden *Phyllite*, in ihren höheren Horizonten mit Graphitoidquarziten. Charakteristische Ophiolitheinlagerungen: Zoisit-, Serizit-, Granatglaukophanite und Zoisitalbitamphibolite. Alter: Karbon (?).

3. Stufe der vorwiegenden *Serizitalbitgneise* (chlorit- und glaukophanführend). Hauptmasse der Casannaschiefer. Charakteristische Ophiolitheinlagerungen: Pistazit- und Crossitglaukophanite, gewöhnliche Glaukophanalbit- und Epidotchloritschiefer. Alter: Karbon-Präkarbon.

Mit diesem Versuch einer vertikalen Einteilung der Casannaschiefer stimmen auch die Beobachtungen von GERLACH (Lit. 15) und ARGAND (Lit. 2) überein, die beide den lateralen und vertikalen Übergang des anthrazitführenden Karbons der

¹⁾ Dunkle graphitoidführende Phyllite sind nur innerhalb der Phyllite von Bonatchesse spärlich vertreten.

„zone carbonifère dite axiale“ in die Casannaschiefer des mehrfachen nachgewiesen haben. In ihren Grundzügen deckt sich meine Gliederung besonders mit der Auffassung von ARGAND (pag. 16 loc. cit.), der die Gesamtheit der Casannaschiefer als präkarbonisch bis untertriassisch betrachtet und speziell die Graphitoidphyllite vom Brunegg-, Weiss- und Mettelhorn (Westgrenze der Rückstauafalte der Michabel) als karbonisch und die sie überlagernden feinblättrigen Serizitquarzite als permisch bis untertriassisch erklärt. Auch TERMIER (Lit. 35, pag. 4) rechnet die Casannaschiefer des südwestlichen Wallis seiner „deuxième série cristallophylienne formée par le houillier et le Permien“ zu.

Die „mise en place“ der Ophilithe scheint während der Karbonzeit stattgefunden zu haben und dürfte bei Beginn des Perms bereits abgeschlossen gewesen sein. Wenigstens gelang es mir nie, Ophiolithe noch innerhalb der Serizitquarzite anzutreffen, ebenso ist auch der die Trias überlagernde Kalkschieferkomplex in einem 200 m Mächtigkeit übersteigenden unteren Komplex vollkommen steril. Erst die darüber befindlichen Kalkschiefer führen in zwei bis drei ganz bestimmten Horizonten neben vorwiegend Serpentin auch Ophiolitlagerungen. Diese sind aber von denen der Casannaschiefer in ihrer petrographischen Zusammensetzung vollständig verschieden, so dass an eine gleichzeitige Entstehung nicht gedacht werden kann.

Über die Art der Entstehung der Eruptiva siehe unter Chemismus (pag. 200 ff.).

b. Tektonische Verhältnisse.

Mit der Tektonik des Val de Bagnes hat sich erstmals GERLACH beschäftigt. Die in Lit. 5 gegebene Darstellung eines Längsprofiles durch das ganze Val de Bagnes von der Pointe d'Otemma bis in das Rhônetal ist in seinen Grundzügen auch heute noch gültig. Die Fächerstellung der Casannaschiefer des mittleren Val de Bagnes hat GERLACH richtig erkannt. Er sagt hierüber: „was das Auffallendste ist, aus dem flach verschobenen Sattel der ältern metamorphischen Schiefer des Eringertales ist in der Kette des Val de Bagnes ein deutlicher Fächer geworden“ (Loc. cit. pag. 125) und etwas später: „In der Talsohle von Boussine taucht unter dem Glanzschiefer nochmals ein Gewölbe älterer metamorphischer Schiefer hervor.“ Von den Mauvoisinquarziten sagt Gerlach in Lit. 15, pag. 111: „Das Lagerungsverhältnis ist schwer zu entziffern.“

Die einzigen tektonischen Untersuchungen im Val de Bagnes, die vom Standpunkt der modernen Alpentektonik ausgehen, verdanken wir bis jetzt STELLA, LUGEON und ARGAND. STELLA (Lit. 27) zeichnet in seinen Profilen durch die penninischen Alpen die Casannaschiefer durchwegs als ein einfach gebautes Gewölbe = „Cupola di Bussine“, die er mit der „Cupola di Arceza“ (Piemont) in Parallele stellt. Eingehender behandelt das tektonische Problem der penninischen Casannaschiefer ARGAND in mehreren kleineren Arbeiten (Lit. 1, pag. 9), die bei der Behandlung von vorwiegend regional-tektonischen Problemen meist auch die tektonischen Verhältnisse speziell des Val de Bagnes berühren. Es dürfte darum angebracht sein, seine tektonische Auffassung kurz zu skizzieren.

Bekanntlich fasst ARGAND die Fächerfalte des Val de Bagnes als Stirne der St. Bernharddecke auf, begrenzt an ihrem Aussen- und Innenrande von mesozoischen Sedimenten, nämlich von der „zone de Sion-Val Ferret“ bzw. „Turtmann-Col de Selarioli“ im N und von der „zone du Combin“ im S. Die Fächerfalte besteht auf Schweizergebiet aus einer Sammelserie prätriassischer kristalliner Schiefer mit reichlichen Ophiolith-einlagerungen — den Casannaschiefern von GERLACH im W und SW — und den Berisalgneisen und Berisalschiefern von SCHMIDT im E. In ihrem Nordteile wird die Fächerfalte gebildet durch die mannigfachen „Digitations externes de la nappe du St. Bernard“, also durch die „zone houillère axiale“ der französischen Geologen, in ihrem Südteil hingegen durch die „plis en retour du Val de Bagnes“¹⁾, wie sie in ähnlichem Ausmass auch im Val des Dix, in grossem Masstabe hingegen in den „plis en retour de la Michabel et de Valsavaranche“ vorliegen. (Vgl. „Essai de carte structurale, carte spéciale No. 64“ und „Les grandes plis couchés des alpes pennines“ Profil Nr. 27.) Die ganze Bernharddecke schwimmt auf der mesozoischen Synklinalzone von Turtmann-Colle de Selarioli und die zwischen Champsec und Varsevay gelegene Fächerfalte für sich auf der Synklinalzone Chègne (Val d'Hérens)-Vingt-Huit. Diese letztere kommt bei Vingt-Huit als „fenêtre de Vingt-Huit“ wieder zum Vorschein. Hier nimmt ARGAND die — nach meinen eigenen Untersuchungen auf ca. 200 m Mächtigkeit reduzierte — Wurzel der eben genannten, im mittleren Val de Bagnes selbst ca. 8 km breiten Fächerfalte Champsec-Varsevay an (vgl.

¹⁾ Als Ursache der Rückstaufaltenbildung nimmt ARGAND die Überschiebung der Dent-Blanche über die Bernharddecke und besonders die Unterschiebung der Monte Rosa-Decke zwischen Dent-Blanche und Bernharddecke an.

Argands Profil Nr. 27). Diese gewölbeartig aufgepresste Wurzelzone bildet ARGANDS „coupole de Boussine“.

Es würde ausserhalb des Rahmens unserer Arbeit liegen, auf die Gesamttektonik der Bernharddecke an dieser Stelle näher einzutreten. Hier interessieren in erster Linie die „plis en retour du Val de Bagnes“ und ihre Beziehung zur „Coupole de Boussine“. Als „plis en retour“ oder Rückstaufallen kommen im Val de Bagnes in Betracht einerseits die nordwärts einfallenden Isoklinalfallen zwischen Fionney und Vasevay, andererseits die Deckfallen von Mazériaz bis Lancey.

Das tatsächliche Vorliegen von nach Süden zurückgebogenen Isoklinalfallen, also von Rückstaufallen in den nordwärts einfallenden Casannaschiefern zwischen Fionney und Vasevay, ergibt sich aus dem Vorhandensein von mesozoischen Sedimenten am Glacier de Corbassière, an der Rosa blanche, sowie an der Pointe du Crêt, die als teilweise noch erhalten gebliebene mesozoische Muldenkerne angesehen werden können.

Hinsichtlich der im obern Val de Bagnes herrschenden Verhältnisse bin ich zu einer etwas andern Auffassung gelangt als sie ARGAND im Profil Nr. 27 der „Les grands plis couchés des Alpes pennines“ zum Ausdruck bringt. Die Casannaschiefer von Mazériaz betrachte ich als eine teilweise von ihrer Wurzel abgequetschte, im Gebiet von Mazériaz untertauchende Rückstaufalte, die bei Mauvoisin eine mehrfache Schuppung erfährt und im Gebiet von Torrembey wieder zum Vorschein kommt (vgl. Tafel 2).

Ich bezeichne sie als *Rückstaufalte von Mazériaz–Torrembey*. Die südlich und unterhalb der Trias von Vingt-Huit-Pte. Chermontane gelegenen Casannaschiefer fasse ich als eine flacher liegende, die erstgenannte unterteufende Deckfalte auf (die den obersten Teilen der Bernharddecke entsprechen dürfte). Ich nenne sie im folgenden *Deckfalte von Boussine*. Diese vorwiegend aus Phylliten aufgebaute Deckfalte steht mit den Phylliten von Bonatchesse in unterirdischer Verbindung. Sie wird von der Rückstaufalte von Mazériaz–Torrembey getrennt durch die Triasmulde von Vasevay, die in der Schlucht von Vingt-Huit-Pte. Chermontane als „tektonisches Fenster“ wieder zum Vorschein kommt.

Auf der rechten Talseite zeigt uns der abnormale Kontakt der Casannaschiefer von Mazériaz mit den Kalkschiefern des Mt. Pleureur mit grosser Deutlichkeit, dass die Rückstaufalte von Mazériaz in ihren obersten Teilen eine Abscherung erfahren hat. Diese Abscherung fand wahrscheinlich unter dem

Einfluss der darüber hinwegbrandenden Kalkschiefer des Mt. Pleureur statt.

Der Triaskeil von Les Otnes (vgl. ARGAND, Carte spéciale Nr. 64, östlich Combin de Corbassière) mag als trennende Synklinalzone der Rückstauflächen von Bonatchesse und von Brussoley-Fionnay aufgefasst werden. In die gleiche Zone kommen auch die aus Serpentinlinsen¹⁾ hervorgegangenen Topfsteinvorkommen von Bonatchesse zu liegen.

Die Kalkdolomittrias von Vasevay bildet eine südlich an die Mulde von Les Otnes-Bonatchesse sich anschliessende Muldenzone. Der Nachweis einer schmalen Kalkschieferzone innerhalb derselben lässt es unzweifelhaft erscheinen, dass dieser Kalkdolomitkomplex eine mit ca. 45° unter die Casannaschiefer von Bonatchesse einsinkende Triasmulde darstellt. Für die Kalkdolomittrias der Brücke von Mauvoisin konnte ich Kalkschieferereinquetschungen nicht feststellen. Ihre bedeutende Mächtigkeit verlangt für sie die Annahme einer — wahrscheinlich komplizierten — Muldennatur. Dafür spricht auch die Schichtfolge, welche ist: Serizitquarzite (Casannaschiefer) von Mazérian, Kalkdolomittrias von der Brücke von Mauvoisin, Serizitquarzite (Casannaschiefer) von Mauvoisin.

Ist die Rückstaufläche der Serizitquarzite von Mazérian mit teilweiser Abscherung (besonders auf der rechten Talseite) verbunden, so kommt in den Serizitquarziten von Mauvoisin vielmehr eine deutliche Schuppung zum Ausdruck. Der mehrmalige abnormale Wechsel von Serizitquarziten und Kalkschiefern mit spärlichen Triasresten lässt sich nur durch lokale Schuppung der Rückstaufläche von Mazérian-Torrembey mit ihrem Hangenden erklären. Die rasche Aufeinanderfolge dreier auf der Höhe von Mauvoisin ausstreichender Kalkschieferkeile bedingt wenigstens drei, wahrscheinlich aber vier isoklinal aufgerichtete Schuppen, denen die Trias bzw. die Kalkschiefer als Schmiermittel dienten. Die geringe seitliche Ausdehnung dieser Schuppen ist wohl eine Folge der schon in der geologischen Übersicht erwähnten seitlichen Zusammenstauung der Schichten (Fältelung der Serizitquarzite $\perp$ zum Streichen, Gabelung des nördlichen Kalkschieferkeiles. Dieser Zusammenpressung ist es vielleicht auch zuzuschreiben, dass da, wo man an den beiden Bergflanken oberhalb Mauvoisin die Fortsetzung der Schuppen vermuten möchte, die Rückstaufläche von Mazérian-Torrembey sich ziemlich flach über und in die Kalkschiefer des Pierre-à-vire hineinschiebt.

¹⁾ Serpentin bzw. Topfstein kommt im Val de Bagnes sonst nur innerhalb der mesozoischen Kalkschiefer vor.

An die *Schuppenzone von Mauvoisin* schliesst nach Süden die *Kalkschiefermulde von Giétroz* an, die sich südwärts gegen die *Coupole de Boussine* hin ausflacht. Diese letztere bildet, wie sich aus dem Verlaufe der Grenzen sowie aus den Fall- und Streichrichtungen ergibt, im grossen und ganzen ein scheinbares Gewölbe, dessen innerer Bau aber nicht so einfach ist, wie man beim Betrachten des ARGAND'schen Profils (loc. cit. Nr. 27) glauben möchte. Den Schlüssel zur Deutung des tektonischen Aufbaues der *Coupole de Boussine* liefern uns die Triassschichten von Pte. Chermontane-Vingt-Huit, das sogenannte „*fenêtre de Vingt-Huit*“. Entgegen der Auffassung von ARGAND, der in diesem Triasfenster die bei Vingt-Huit wieder auftauchende Syndklinalzone von Chègne (Val d'Hérens) erkennen will, haben meine eigenen Untersuchungen mich dazu geführt, das Fenster von Vingt-Huit unterirdisch mit der Synclinalzone von Vasevay in Verbindung zu bringen. Die lithologische Übereinstimmung der Fenstertrias und der Trias von Vasevay ist sofort in die Augen fallend. Langsame Übergänge der Triasdolomite in die Serizitquarzite, wie sie in der Decktrias von Mauvoisin und Torrembey stattfinden, kommen hier nicht zustande. Dagegen macht sich der Übergang der Fenstertrias in brecciöse bis „konglomeratische“ Ausbildungsformen, wie sie sich an der Berührungsfläche mit dem Nebengestein bzw. bei ihrem Auskeilen zeigt, gleicherweise auch, nur in viel grösserem Masstabe, in der Decktrias von Torrembey bemerkbar. Trotz der vollständig „konglomeratischen“ bis brecciösen Ausbildung dieser letzteren, ist jeooch nicht daran zu zweifeln, dass sie unter der Kalkschiefermulde von Giétroz hindurch in die Dolomite und dolomitischen Kalke von Mauvoisin übergeht und also deren mylonitische Fazies, vermischt mit aus dem Hangenden und Liegenden aufgearbeitetem Material, darstellt. Tatsächlich stimmen ja auch die Dolomit- und dolomitischen Kalkeinschlüsse mit den Triassedimenten von Mauvoisin vollständig überein.

Mit dem Auskeilen der Fenstertrias wird die gegenseitige Abtrennung der Rückstauwalte von Mazériaz-Torrembey und von der Deckwalte Boussine unscharf, kann aber immerhin mit der ungefähren Kontaktlinie der Albitgneise und Phyllite mit einiger Sicherheit erschlossen werden. Während auf der rechten Talseite die Casannaschiefer von Torrembey oberhalb und südlich der auskeilenden Fenstertrias eine rasche Reduktion ihrer Mächtigkeit erfahren und im Gebiet des Breneygletschers vollständig ausgequetscht sind, kommen sie auf der linken Talflanke infolge des Absinkens der Fenstertrias nach SW

oberhalb von Pte. Chermontane nochmals zu bedeutender Mächtigkeitsentwicklung, werden aber zwischen Zessetta- und Durandgletscher bereits nicht mehr angetroffen. Diese Casannaschiefer weisen grosse Störungserscheinungen auf. Die Kalkschieferinquetschungen von der Alpe de Zessetta müssen darauf zurückgeführt werden, dass von der Gewölbeoberfläche der Boussinezone sich abschuppende Teile schräg übereinander hinweg in die Kalkschiefer der Alpe de Zessetta hineinglitten.

Durch die im Vorangehenden gegebene tektonische Deutung der „Coupole de Boussine“ findet auch die lithologische Asymmetrie (vgl. pag. 89) derselben ihre Erklärung. Die Casannaschiefer von Torrembey mit den Serizitquarziten und Gneisquarziten in ihrer obersten Zone und mit den Einlagerungen von vorwiegend Epidotchloritschiefern und Pistazitglaukophaniten usw. lassen sich mit den entsprechend zusammengesetzten Casannaschiefern von Brussoney-Fionney parallelisieren, das Phyllitgebiet von Vingt-Huit-Boussine hingegen findet in den Phylliten von Bonatchesse sein Analogon.

Dieser Erklärungsversuch entbindet uns auch von der Annahme einer Auswalzung des gesamten Val de Bagnes-Fächers auf eine Zone von nur ca. 200 m Mächtigkeit.

Schliesslich möge noch erwähnt werden, dass der Reichtum an graphitoidreichen Quarziten und Phylliten, wie ihn die Boussinezone zeigt, ein charakteristisches Merkmal der Rückstau- und von Valsavaranche ist. Dies lässt evtl. auf die tektonisch analoge Stellung dieser Zone schliessen.

Zusammenfassend komme ich zum Schlusse, dass der Südrand der Bernharddecke im Val de Bagnes von südwärts überkippten Rückstau- bzw. Deckfalten eingenommen wird, deren südlichste zwei, nämlich die *Rückstaufalte von Bonatchesse und von Mazériaz*, nach S unter den Kalkschiefermassen des Mt. Pleureur und des Pierre-à-vire hindurch im Gebiet von Torrembey-Boussine in zwei übereinanderliegende Deckfalten (*Deckfalte von Torrembey und von Boussine*) wieder gewölbeartig zum Vorschein kommen. Beide wurden unter dem Drucke der über sie hinwegbrandenden Kalkschiefer der Combinzone unter dem Grand Combin zur „Coupole de Boussine“ zusammengepresst, wobei gleichzeitig eine sekundäre Schuppung in der Gewölbeoberfläche (*Schuppen der Alpe de Zessetta*) und an der Umbiegung bei Mauvoisin (*Schuppen von Mauvoisin*), sowie eine teilweise Abscherung der Rückstaufalte von Mazériaz stattfand.

Den hochgradigen Dislokationsbewegungen an der Grenze der beiden verschiedenen Medien, Casannaschiefer und Kalkschiefer, verdanken die „konglomeratischen“ Triasbildungen von Torrembey ihre Entstehung, während die innerhalb der Casannaschiefer steckengebliebenen Triasreste, wie z. B. jene des Fensters von Vingt-Huit und z. T. auch diejenigen von Mazériaz, abgesehen von ganz untergeordneter Mylonitisierung, in ihrer ursprünglichen Form erhalten geblieben sind.

B. Petrographische Beschreibung.

Der Versuch, die Casannaschiefer des obern Val de Bagnes petrographisch zu gliedern, stösst infolge der überaus reichen Fülle von Gesteinstypen mit ihren zahllosen Übergangsformen in Mineralbestand, Struktur und Textur auf grosse Hindernisse. Immerhin lassen sich bereits im Felde einzelne Haupttypen unterscheiden, deren hauptsächliche schon DUPARC (Lit. 12) anführt. In die „Sammlung von Gesteinen der Schweiz“ (1904) von SCHMIDT (Lit. 25) sind drei Typen von Casannaschiefern des Val de Bagnes aufgenommen: 1. Albitchloritschiefer, 2. Glaukophanchloritschiefer, 3. Epidotglaukophanschiefer, entsprechend unsern Typen: VII. 1., V. 1. und IV. 4. — Umfassender ist die Einteilung, die WOYNO (Lit. 37, pag. 141) 1908 gab, doch führt er die schon von DUPARC angeführten „schistes amphiboliques“ nicht an. Ausser den genannten Gesteinstypen war es mir noch möglich, eine ganze Reihe neuer Typen auszuscheiden, die im obern Val de Bagnes teilweise in selbständig auftretenden, linsenartigen Vorkommen angetroffen werden. Während Woyno die Bezeichnungsweise seiner Typen der „Nomenclatura e sistematica delle rocce verdi nelle Alpi occidentali“ von NOVARESE (Lit. 20) entnimmt, konnte ich mich grösstenteils an die von GRUBENMANN¹⁾ angegebene allgemeine Systematik anlehnen.

Die Casannaschiefer des obern Val de Bagnes lassen sich in folgende 7 Familien bzw. Hauptgruppen einteilen:

- I. Quarzitgesteine.
- II. Albitgneise.
- III. Phyllite.
- IV. Glaukophanite.
- V. Glaukophanalbitschiefer.
- VI. Albitamphibolite.
- VII. Chloritschiefer.

¹⁾ U. GRUBENMANN, Die kristallinen Schiefer, II. Aufl. 1910, Berlin.
ECLOG. GEOL. HELV. XVIII, 1. — Octobre 1923.