

BEITRÄGE
ZUR
GEOLOGISCHEN KARTE DER SCHWEIZ

HERAUSGEGEBEN VON DER GEOLOGISCHEN KOMMISSION DER SCHWEIZ. NATURFORSCHENDEN GESELLSCHAFT
SUBVENTIONIERT VON DER EIDGENOSSENSCHAFT

NEUE FOLGE, I. LIEFERUNG
DES GANZEN WERKES 80. LIEFERUNG
III. ABTEILUNG

Vorläufige Mitteilung über geologische Aufnahmen
in der

Piz d'Err-Gruppe
(Graubünden)

Mit einer Kartenskizze

Von
H. P. Cornelius

Bern

In Kommission bei der Buchhandlung A. Francke A.-G.

1923

Gedruckt bei Stämpfli & Cie.

Vorwort der Geologischen Kommission.

In der Sitzung vom 6. März 1923 legte Herr *H. P. Cornelius* der Kommission das Manuskript dieser «vorläufigen Mitteilung» über die Resultate der Untersuchungen vor, die er in unserem Auftrage von 1912—1913 und von 1920—1922 in der Piz d'Err-Gruppe ausgeführt hatte. Mit Rücksicht darauf, dass die Resultate für andere Geologen, die in benachbarten Gebieten arbeiten, von Wert sein werden, beschloss die Kommission die sofortige Herausgabe.

Für den Inhalt von Text und Karte ist der Verfasser allein verantwortlich.

Zürich, im April 1923.

Für die Geologische Kommission,

Der Präsident:

Dr. Alb. Heim, a. Prof.

Der Sekretär:

Dr. Aug. Aeppli.

Einleitung.

Meine bereits vor dem Krieg im Auftrag der Schweizerischen Geologischen Kommission begonnenen, seit dem Jahre 1920 wieder aufgenommenen Untersuchungen in der Piz d'Err-Gruppe sind zwar noch nicht abgeschlossen, aber doch so weit gediehen, dass ein kurzer Überblick über das bisher Erreichte geboten werden kann. Ein solcher erscheint um so mehr an der Zeit, als die Neuaufnahme der angrenzenden Gebiete ringsum teils in Arbeit, teils bereits abgeschlossen ist; über einzelne davon liegen bereits vorläufige Veröffentlichungen vor ¹⁾, mit denen es nun Fühlung zu nehmen gilt. An sie sowie an *Zyndels* und an meine eigenen frühern Mitteilungen ²⁾ sei im folgenden angeknüpft.

Es sei zunächst erinnert an die bereits gewonnenen Kenntnisse über die tektonische Gliederung des Gebietes. Seinen Hauptanteil baut die Errdecke auf. Darüber legt sich im SE die Berninadecke ³⁾; als Unterlage der Errdecke kommt im N die Albuladecke *Zyndels*, im W der tektonische Komplex zutage, der früher in seiner Gesamtheit der Margna-(= rätschen) Decke gleichgesetzt wurde; von der tektonischen Zugehörigkeit und Gliederung beider wird weiterhin noch zu reden sein. — Der Übersichtlichkeit halber sei im folgenden gesondert behandelt:

- I. Der Süden und das Zentrum der Gruppe (Gegend N vom Julierpass und obere Val Bever);
- II. Der Nordrand (Gegend am Albulapass und Val Mulix);
- III. Der Westabfall zum Oberhalbstein.

I. Der Süden und das Zentrum der Errgruppe

gehören grösstenteils der Errdecke an. Die Kenntnis ihres petrographischen und stratigraphischen Bestandes hat gegen früher bedeutende Erweiterungen erfahren.

a. An der Zusammensetzung ihrer kristallinen Unterlage sind neben dem von frühern Autoren fast allein beachteten Albulagranit sehr wesentlich beteiligt Hornblende- und Glimmer-tonalite sowie Diorite. Wie auch anderwärts in der Regel, sind diese basischen Gesteine älter als der Granit, bilden meist nur Schollen in ihm, deren Ausmass jedoch bis zur Grösse ganzer Berge hinaufgehen kann; z. B. besteht der Ostgipfel des Piz Giumels (über dem Albulatunnel) ganz aus Hornblendetonalit. Aber auch der Granit selbst entspricht nicht durchweg dem, was gemeinhin als «Albulagranit» bekannt ist: es finden sich auch, wiewohl sehr untergeordnet, Typen mit rein weissen frischen Alkalifeldspäten; auch tritt stellenweise der Biotit bis zum Verschwinden zurück, so dass Gemenge wesentlich aus Quarz und grünem Plagioklas übrigbleiben, die jedoch im Korn und in der Form des Auftretens durchaus dem normalen Granit gleichen. Aplitische, auch pegmatitische Gänge finden sich in bedeutender Mannigfaltigkeit und stellenweise unglaublicher Menge; dagegen sind basische Ganggesteine auch nach den jetzigen Erfahrungen recht spärlich geblieben. — Eine sehr viel bedeutendere Rolle, als bisher bekannt, spielen dagegen kristalline Schiefer: vor allem helle, grünliche, granitische Augengneise, daneben graue, z. T. recht grob kristalline Zweiglimmerschiefer, untergeordnet Quarzit und Amphibolit. Diese Gesteine bauen die höchsten Gipfel der Gruppe: Piz d'Err, Piz della Calderas, Piz Picuogl sowie den Sockel der später zu erwähnenden Triaskappen auf der N-Seite von Val Bevers in der Hauptsache auf. Im wesentlichen liegen sie auf dem Granit, jedoch meist nicht in normalem Verband (vgl. später, S. 6). Auf der Südseite des Piz della Calderas scheint jedoch ein primärer Kontakt zwischen steilgestelltem Augengneis und quer durchgreifendem Granit vorzuliegen. Vermutlich denselben (wenigstens teilweise) kristallinen Schiefen entsprechen die häufig im Granit (seltener auch schon im Tonalit usw.) eingeschlossenen Schollen

von noch stärker metamorphosiertem, auch granitisch injiziertem Augengneis, Glimmerschiefer, Biotithornfels und (selten) groben Hornblendegesteinen. Eine präzise Altersbestimmung der kristallinen Schiefer wie der Massengesteine ist bisher nicht möglich; vermutlich sind sie älter als Oberkarbon (vgl. später, S. 7).

b. Paläozoische Schichten scheinen der Kette N Val Bever gänzlich zu fehlen. Gegen S stellen sich jedoch wahrscheinlich dahingehörige Gesteine in bedeutender Mannigfaltigkeit und Mächtigkeit ein. Grösstenteils handelt es sich um (saure und basische) Effusivdecken und Tuffe: Nairporphyr, Sprenkelschiefer, Varianaschiefer, wie sie aus der Gegend des Julierpasses bereits früher ⁴⁾ beschrieben wurden. Sie bauen die Kette Piz d'Agnelli—Piz Surganda im wesentlichen auf; klastische «Verrukano»-Schiefer spielen daneben eine untergeordnete Rolle. Dazu treten eigentümliche, sehr einsprenglingsreiche, nicht oder kaum geschieferte Quarzporphyre an der Cima da Flix sowie mächtige, helle Serizitquarzite (Piz Cugnets, Piz Picuogl, Piz Trenterovas). Das Alter auch aller dieser Gesteine muss vorläufig als unsicher gelten; die herkömmliche Zusammenfassung als «Verrukano» und Zuweisung zum Perm ist tatsächlich nur konventionell. Es bestehen vielmehr auch mancherlei Analogien zur ostalpinen «Grauwackenzone» mit ihren z. T. wohl vorpermischen Porphyroiden, Grünschiefern, Quarzitschiefern usw. — Analogien, die nicht ohne weiteres ausser acht gelassen werden dürfen.

Zu streichen ist jedenfalls die seit *Theobald* eingebürgerte Bezeichnung «Verrukano der Cima da Flix». Denn das gemeinsame Merkmal der unter ihr zusammengefassten Gesteine (an Cima da Flix, Piz Picuogl, Piz Trenterovas) ist ein sekundäres: auffällig bunte, schwefelgelbe, rostbraune bis blutrote Verwitterungsfarben, die durch eine sehr intensive Durchtränkung mit Pyrit bedingt sind. Sie gibt sich direkt nur an ganz frischem Gestein (wie man es wohl ausschliesslich in den Moränen findet) zu erkennen, indirekt aber auch noch durch die sehr tiefgreifende Zersetzung sowie durch den (auf reichliche Schwefelsäureproduktion zurückzuführenden) vollständigen Vegetationsmangel, im Gegensatz zu der reichlichen nivalen Flora in gleicher Höhe und Exposition am Piz della Calderas und andern benachbarten Bergen. Diese Pyritisierung hat sowohl die zuvor genannten Porphyre und Serizitquarzite betroffen als auch Glimmerschiefer und Granit. Vielleicht ist sie eine Folgeerscheinung der Intrusion des letztern?

c. Die Trias zeigt eine auffällig verschiedene Entwicklung im S und im N der Val Bever. Ihr Schichtbestand im S wurde bereits früher ⁴⁾ mitgeteilt; mit einigen Ergänzungen sei er hier nochmals wiederholt: Sie beginnt mit grünen und roten Sandsteinen, sandigen Schiefen und Konglomeraten des Buntsandsteins; lokal (Piz Surganda Ostgrat) sind in dessen hangende Partien einzelne dünne Lagen von braunem Dolomit eingeschaltet. Darüber folgt sehr mächtige Untere Rauhwacke mit Übergängen in dunkelgrauen (sehr bituminösen) Dolomit, stellenweise mit Gips verknüpft. Einschaltungen von dünnblättrigen, hellgrauen Kalkschiefern finden sich vereinzelt; ziemlich konstant und bis zirka 30 m mächtig dagegen eine solche von hellem, dünnbankigem Dolomit. Typischer Muschelkalk scheint zu fehlen! Als vermutliches Äquivalent der ladinischen Stufe kommt ein weisser, zuckerkörniger Dolomit von wenigen Metern Mächtigkeit in Frage; überlagert wird er von typischen Raiblerschichten, einer bunten Gesellschaft von roten und grünen Sandsteinen und Schiefen, roten, gelben, schwarzen Dolomiten, feinen Dolomitbreccien, gleichfalls insgesamt höchstens einige Meter mächtig. Es folgt nun entweder normaler Hauptdolomit oder aber (Corn Alv und N-Seite des Piz Bardella) graue, auch gelbe und rötliche Dolomite mit eisenschüssigen Konkretionen und gelegentlich feinen, roten Tonschieferzwischenlagen. Sie seien vorläufig als Bardelladolomit bezeichnet, wegen ihrer noch nicht geklärten stratigraphischen Stellung: *Spitz* ⁵⁾ wollte sie wegen des angedeuteten petrographischen Charakters noch den Raiblerschichten zuweisen, während ich sie immer noch lieber als Vertretung des Hauptdolomits ansehen möchte. Dafür spricht vor allem die direkte Überlagerung durch Rhät: Schwarze Schiefer, mit dunklen Mergelkalkbänken wechselnd, mit Lumachellen; oder (P. Bardella S-Seite) mächtige, dunkelgraue Kalke mit (sehr spärlichen und schlecht erhaltenen) Korallen.

Nördlich der Val Bever ist die Trias nur in einzelnen isolierten Kappen erhalten, auf den Gipfeln: Piz Jenatsch (3253 m), Piz de Murtèr (3141 m), Piz Chembels (2986 m), P. 3065 zwischen den beiden letztgenannten, Piz d'Alp Val (3060 m), Piz Bial ⁶⁾ (3064 m); die von *Theobald* am Piz della Pyramida

eingetragene Trias existiert nicht. Ihre Ausbildung zeigt auch von einem dieser Gipfel zum andern nicht unbeträchtliche Unterschiede, die hier nicht berücksichtigt werden können. Der Buntsandstein enthält hier neben den Konglomeraten, den roten und grünen Sandsteinen auch reichlich solche von schwarzgrauer Farbe und brauner Anwitterung, mit schwarzen Schiefern wechselnd. Zum Teil durch Wechsellagerung damit verbunden, folgt eine Schichtgruppe von stellenweise ansehnlicher (bis 20—30 m) Mächtigkeit, die nur den Muschelkalk vertreten kann: gelbe, zum Teil schiefrige Dolomite, gelbe Netzkalke, dunkelgraue, zum Teil ganz mit Kieselsubstanz durchwachsene Dolomite und Kalke, hellgraue, dünn-schichtige Dolomite mit gewellten Schichtflächen und endlich als besonders auffälliges Glied dunkle Kalke mit starkem Sandgehalt, der so überhandnehmen kann, dass wahre Sandsteine daraus hervorgehen. Als Vertretung des Wettersteinkalkes kommen nur in Betracht dünnbankige, stark kieselige, graue Dolomite, sofern sie nicht etwa bereits zu den Raiblerschichten gehören. Stellenweise (Piz Bial z. B.) fehlen sie, und direkt auf dem Muschelkalk liegen sichere Raiblerschichten. Sie sind ähnlich ausgebildet, wie oben aus dem südlichen Abschnitt beschrieben, aber viel mächtiger und enthalten ausserdem noch bedeutende Massen von Rauhwaacke und zum Teil sehr groben Dolomitbreccien. Einförmige, graue Dolomite dürften als Hauptdolomit anzusprechen sein; Rhät ist bisher noch nicht sicher nachgewiesen.

Wie man sieht, sind die Unterschiede beider Triasserien recht bedeutend, besonders in den Schichten zwischen Buntsandstein und Raiblern. Trotzdem liegt weder eine Deckengrenze dazwischen, noch ist überhaupt eine wesentliche Verkürzung der ursprünglichen Horizontaldistanz beider — die heutige beträgt zirka 5—6 km — anzunehmen. Zwei Züge haben jedoch beide gemeinsam: Lückenhaftigkeit und stark terrigene Beeinflussung der Sedimentation; und damit dürften auch die erwähnten Unterschiede in der Ausbildung zusammenhängen.

d. Lias ist im Nordgebiet nicht mehr erhalten. In den Bergen N des Julierpasses beginnt er stets mit dem 1914 beschriebenen dunklen (oft schwer vom Rhät zu scheidenden) Kalk und Kieselkalk. Ihm entstammen wohl die von *Theobald* erwähnten Belemniten des Piz Bardella. Darüber folgen die gewöhnlichen, grauen, kalkigen Schiefer in ansehnlicher Mächtigkeit; zum Teil (Piz Bardella z. B.) enthalten sie mehrfach wiederholte Einschaltungen von Breccien aus Dolomit- und teilweise reichlich Glimmerschiefermaterial. Den Übergang zum Malm bilden lokal (Val d'Agnelli) stark sandige, fast kalkfreie, graue Schiefer.

e. Der Malm ist wesentlich durch bunte Hornsteine vertreten; Aptychenkalk tritt an ihrer Basis nur sporadisch und in geringer Mächtigkeit auf. Manganerzführung ist recht verbreitet, N des Piz Valletta in ähnlicher Reichhaltigkeit wie an manchen Punkten des Oberhalbsteins und in Val d'Err. Dabei sind dort keinerlei jüngere Eruptivgesteine vorhanden oder auch nur anzunehmen, was im Gegensatz zu kürzlich 7) geäusserten Ansichten über den Zusammenhang der Manganerzführung mit Eruptivkontakten betont werden muss.

f. Die Saluverserie setzt aus dem Samadener Gebiet herüber in die obere Val Julier und den östlichen Zweig von Val d'Agnelli. Wie dort, lässt sie sich auch hier gliedern in Saluverschiefer, -sandsteine und -breccien; die Ausbildung stimmt im ganzen mit der dortigen überein. Nur sind die Schiefer im allgemeinen stärker und gröber sandig, die Breccien meist reicher an Triaskomponenten. An der Deutung dieser Schichtfolge als höchst wahrscheinlich Kreide, sicher jünger als die Malmhornsteine halte ich auch heute noch fest, trotz der von *Spitz* 8) geäusserten Zweifel. Neue zwingende Beweise haben sich freilich nicht für meine Auffassung finden lassen, wohl aber eine neue Analogie, die sie weiter zu stützen vermag: *R. Staub* machte mich aufmerksam, dass die Saluversandsteine teilweise lebhaft an die Gaultquarzite des Falknisgebietes und des Unterengadins erinnern.

Wenig Neues ist über die Zusammensetzung der Berninadecke mitzuteilen; die kristalline Masse des Piz Julier harret im wesentlichen noch der Erforschung. Hervorzuheben wäre das Auftreten von Quarzphylliten nördlich der Julierpasshöhe; auf der N-Seite des Piz Valletta nehmen sie deutliche Quarzgerölle auf und werden konglomeratisch. Manchmal sind solche konglomeratische Phyllite, wenn tektonisch gestreckt und ausgewalzt, schwer zu unterscheiden von dem Typus der «Quarzlagenphyllite», wie er in der Gegend des Julierhospizes auftritt. Dieser Typus ist vielleicht durch granitische

Intrusionen bedingt; unmittelbar an der Strasse östlich des Hospizes steckt eine kleine Granitapophyse darin (in der Umgebung noch mehrere). Der Juliergranit ist demnach sicher jünger als diese Phyllite. Das Alter dieser selbst zu fixieren, fehlt es an Anhaltspunkten; insbesondere besteht durchaus kein Anlass sie etwa ins Karbon einzureihen.

In tektonischer Hinsicht bildet die Errdecke in dem bisher besprochenen Gebiet, im grossen betrachtet, eine flache SE-fallende Platte, unter der in der obern Val Bever in einem doppelten Fenster die Unterlage zum Vorschein kommt. In diesem Punkte ist bis jetzt den Beobachtungen *Zyndels* nichts wesentlich Neues hinzuzufügen.

Von grossem Interesse ist dagegen die Detailtektonik der Errdecke. In den Bergen der N-Seite von Val Bever wird sie bestimmt durch bedeutende, durch Mylonitzonen gekennzeichnete Scherflächen, die teils an der Basis der Trias, teils zwischen Granit und kristallinen Schiefen verlaufen. Inwieweit es sich hier um eine regionale Erscheinung handelt, oder ob ihnen nur mehr lokale Bedeutung zukommt, bleibt erst noch festzustellen. Immerhin scheint es eine einheitliche Scherfläche zu sein, die sich von der Felsinsel im Gletscher zwischen Piz d'Err und Piz della Calderas durch den Piz Jenatsch verfolgen lässt, die wahrscheinlich den Gipfelbau des Piz d'Err von seiner Unterlage abtrennt und an der Basis des Glimmerschiefers unter Piz de Murtèr (3141 m) und P. 3065 ihre NE Fortsetzung findet, überall in flacher, meist S- bis SE-fallender Stellung. Ausser dieser «alpinen» Tektonik sind dort aber auch Reste einer herzynischen zu erkennen, am schönsten südlich unter dem Westgrat des Piz Jenatsch (3253 m). Messerscharf schneidet dort der mässig NE-fallende Buntsandstein den senkrecht gestellten Augengneis seines Liegenden ab, ohne Spur von Mylonitisierung oder Rutschflächen; dagegen kennzeichnet starke Rotfärbung der sonst grünen Gneise diese alte Verwitterungsfläche⁹⁾. Es ist die schönste primäre Diskordanz, die ich von der Basis der Trias der gesamten Ostalpen (exkl. «Dinariden») kenne. Im Prinzip das gleiche, nur weniger schön aufgeschlossen und stärker durch die junge Tektonik in Mitleidenschaft gezogen, zeigt die SW-Seite des Piz Bial (3064 m). — Sehr auffällig ist die gewaltige Mächtigkeitszunahme von W gegen E des kristallinen Kerns im mittleren Teil der Errdecke. Am W-Rand misst er am Piz della Calderas zirka 750 m, am Piz Jenatsch sogar nur 4—500 m. In der Gegend des Piz Ot hingegen sehen wir die Berge von der Talsohle an bis zu den Gipfeln von Granit usw. aufgebaut, über 1400 m sichtbarer Höhendifferenz; und niemand weiss, wie weit er sich noch nach der Tiefe fortsetzt und wieviel schon über den Gipfeln abgetragen ist. Sehr bemerkenswert ist auch eine besonders morphologisch auffällige Abnahme der innern Zerrüttung, die sonst die granitischen Gesteine betroffen hat, in dieser Gegend gesteigerter Mächtigkeit: am Piz Ot, Piz Spinas, Crasta Spinas gibt es einheitliche Plattenwände von Granit, wie sie im Grossteil der Gruppe wegen der zahllosen kleinen Rutschflächen und Zerrüttungszonen nicht zur Entstehung kommen.

Südlich der obern Val Bever beobachtet man eine tiefe Einfaltung von Serizitquarzit in die Glimmerschiefer des Piz Trenterovas. Am Piz Surganda und Piz d'Agnelli legt sich der Nairporphyr als mächtige Platte darauf. Ihre ruhige Lagerung ist jedoch nur Schein: Geringmächtige Lagen von violetter Sprenkelschiefer zeichnen vielmehr sowohl am Westgrat des Piz Surganda wie auf der Westseite des Grates Piz Campagnon—Piz Nair sehr energische Falten, die auf starke Differentialbewegungen innerhalb dieser Platte hinweisen. Sie stehen in vollem Einklang mit der mikroskopisch zu beobachtenden intensiven Durchbewegung des Nairporphyrs. Dagegen kontrastieren sie auffällig mit der ruhigen Auflagerung der Trias — so auffällig, dass die Frage auftaucht, ob es sich nicht etwa auch hier um vortriadische Bewegungen handelt; ein Verrukanoalter jener Gesteine wäre damit freilich schwer zu vereinbaren, da sonst nirgends in den Ostalpen die herzynische Faltung so junge Schichtglieder noch miterfasst hat (vgl. oben S. 4). Immerhin ist es auch möglich, dass kompensierende andersartige Falten in dem heute abgetragenen Teil der Triasdecke vorhanden waren.

Die in der mesozoischen Tafel zu beobachtenden Lagerungsstörungen sind mehrerlei Art. Im N und W Teil beobachtet man fast nur NW- bis NNW-streichende Falten, teils flache, grosszügige Aufwölbungen, teils kleinere, aber energischere Detailfalten (am besten zu sehen auf dem SE-Abhang des Piz Bardella). Im SE, mit Annäherung an den Rand der Berninadecke, macht sich dagegen eine sehr intensive, mit Schuppenbildung und weitgehenden Ausquetschungen verbundene Faltung geltend.

Insbesondere sind grosse Pakete von Saluverschichten zum Teil diskordant auf verschiedene Trias- und Juraglieder geschoben, eine Fortsetzung der analogen Erscheinungen aus der Gegend des Suvrettapasses ¹⁰⁾. Die Detailfalten streichen E-W bis ENE, zum Teil deutlich unter den Rand der Berninadecke hinein. Wenn sie, wie wohl anzunehmen, unter dem Einfluss von deren Vormarsche entstanden sind, so kann dieser nur aus S- bis SSE-Richtung erfolgt sein. Die zuvor genannten, NW bis NNW-streichenden Falten dagegen scheinen älter zu sein, zumindest die bedeutendste von ihnen, die grosse Aufwölbung am Corn Suvretta; denn dort, wo sie unter die Berninadecke hineinstreicht, erreichen die von dieser hervorgebrachten Ausquetschungen ihr Maximum.

Der Aufschub der Berninadecke muss sie also bereits vorgefunden haben. Ihre Entstehung dürfte einer zeitlich vor den Hauptdeckenbewegungen liegenden Phase zuzuschreiben sein ¹¹⁾. Endlich sind Corn Alv und Piz Bardella durchsetzt von ENE- bis NE-streichenden Brüchen.

Der Berninadecke selbst gehört die kristalline Masse des Piz Julier und Piz Valletta an. Ihre Auflagerungsgrenze schwenkt am Grat zwischen Piz Julier und Corn Suvretta aus EW- in SW- und weiter in NS-Richtung um; dass sie auf dieser Strecke nur einem Rückwitterungsrand entspricht, zeigt das eben erwähnte Verhalten der darunter hineinstreichenden Falten, die ihre normale ENE-Richtung beibehalten. Eine verkehrte Schichtserie, wie sie vom Nordrand beschrieben wurde ¹²⁾, fehlt diesem Westrand; dagegen ist er begleitet von Schubfetzen aus Nairporphyr und verschiedenen Triasgesteinen. Auf dem flach kegelförmigen Hügel, der dem Piz Valletta NW vorliegt, befindet sich eine durch die Erosion fast ganz losgelöste Klippe aus Granit und Quarzphyllit der Berninadecke, unterlagert von einem solchen Schubfetzen aus Gips und Rauhwaacke und weiter von der hier besonders komplizierten Schuppungszone aus Radiolarit und Saluverschiefern der Errdecke.

II. Der Nordrand der Errgruppe

wird von zwei tektonischen Einheiten aufgebaut: der Errdecke und der Albulazone, zu der auch die «Maduleiner Faltenzüge» *Zoeppritz'* ¹³⁾ gehören. Die Schichtreihe der erstern ist hier stets tektonisch verstümmelt, was ihre Feststellung erschwert; sie unterscheidet sich in manchen Punkten von den Schichtfolgen der südlicheren Teile. Sie beginnt über dem kristallinen Untergrund — hier fast stets Granit und Tonalit — mit schwarzen, zumeist nicht merklich oder nur schwach kristallinen Tonschiefern; sie gehen über in manchmal recht grobe Konglomerate, die zumeist Quarz, daneben aber oft auch mannigfaltige kristalline Schiefer als Komponenten enthalten; ein Gerölle von anscheinend Albulagranit liess sich leider nicht isolieren und muss somit fraglich bleiben. Dem Gesteinscharakter nach liegt die Deutung dieser relativ konstant vorhandenen, aber nur einige Meter mächtigen Schichten als Oberkarbon nahe, wenn sie sich auch nicht beweisen lässt. Leider fehlt auch jeder Anhaltspunkt für die Beurteilung der Beziehungen zu der mannigfaltigen paläozoischen Serie der S Errgruppe. Für die Altersbestimmung des liegenden Granits ist es jedenfalls wichtig, dass nirgends ein Intrusivkontakt gegenüber der fraglichen Gesteinsgruppe vorzuliegen scheint. Es folgt direkt die Trias, beginnend mit einem grauen, selten über 1 m mächtigen Spatkalk (Muschelkalk?); weiterhin helle, zum Teil lebhaft gelbe Dolomite mit Einlagerungen von rotem Sandstein und Schiefer (Raibler Schichten), normaler Hauptdolomit und endlich dunkle Mergelkalke und Lumachellen des Rhät. Der Lias beginnt auch hier meist mit dunklen Kalken (die vereinzelt Belemniten und Crinoiden geliefert haben) und Kieselkalken; darüber folgen fast stets grobe Breccien, die wesentlich aus Triaskomponenten bestehen, doch fast überall auch einzelne kristalline Fragmente enthalten; und in einzelnen Bänken können sich diese so sehr anreichern, dass fast rein kristalline Breccien zustande kommen derart, dass der Verdacht auf Saluverschiefer lebendig wird. Allein die Lagerungsverhältnisse widerlegen ihn; denn überall folgen auf die Breccien die normalen, grauen, liasischen Kalkschiefer. Ausnahmsweise (Mulixer Sedimentkeil) beginnt der Lias auch mit einer Dolomitbreccie in rotem, flaserigem Kalk als Bindemittel, wie sie den sogenannten Adneter Lias in Graubünden einzuleiten pflegt. An jüngeren Schichten sind vorhanden Radiolarite des Malm. Als wahrscheinliche Vertreter der Saluverschiefer sind wohl nur grobe polygene Breccien im Mulixerkeil und auf der Nordseite der Crasta mora zu betrachten. Am erstern Orte fand ich im Schutt auch vereinzelte Stücke von typischem Saluverschiefer

sowie von roten Kalkschiefern, die sehr an Couches rouges erinnern; doch zeigt der Schriff keine Spur von Foraminiferen, so dass die Identifizierung recht fraglich bleibt.

Die Schichtfolge der Albulazone setzt sich (innerhalb des untersuchten Gebietes S der Passenke) zusammen aus dunklen Quarzphylliten; gegen oben gehen sie ohne scharfe Grenze über in «Verrukano» — eine Gesteinsfolge, die etwas an die paläozoische Serie der S Errgruppe erinnert: helle Serizitschiefer, z. T. mit Anklängen an Porphyroide, mit Einlagerungen von Grünschiefern, die gelegentlich fleckig werden (ähnlich den «Sprenkelschiefern»). Die Trias zeigt etwas roten Buntsandstein, gelbe, zum Teil schiefrige Muschelkalkdolomite (sichere Vertreter der ladinischen Stufe fehlen bis jetzt!), sehr mächtige Rauhwaacken (gelegentlich mit kristallinen Fragmenten), die mit Gips und mitunter mit roten Schiefern und Sandsteinen verknüpft, daher wohl den Raibler Schichten zuzuteilen sind. Auffallend ist die geringe Entwicklung des Hauptdolomits, der namentlich gegen W zwischen Rauhwaacke und Lias häufig vollständig fehlt. Es ist kaum anzunehmen, dass dieses Fehlen rein tektonisch bedingt ist, vielmehr liegt der Gedanke an liasische Abtragung nahe, da ja der Hauptdolomit den Hauptbestandteil der liasischen Breccien bildet. Solche oder auch dunkle Kieselkalke sind an der Basis des Lias vertreten, dessen Hauptmasse wieder graue Kalkschiefer bilden. Malmradiolarite und wahrscheinliche Saluverschiefer kommen als jüngste Schichten hinzu. Zu erwähnen ist hier auch ein merkwürdiges Vorkommen an der Strasse SW unter dem Albulahospiz: ein mächtiger Klotz von liasischer Dolomitbreccie, stellenweise mit einzelnen kristallinen Komponenten; sie streicht E-W bis NE und fällt sehr steil, meist südlich, ein. Auf der Ostseite aber legt sich darauf, mit steil NE-fallender, ganz scharfer Grenzfläche (also ausgesprochen diskordant!), eine fast ganz aus kristallinem Material bestehende Breccie. Sollte es sich hier um Saluverschiefer handeln, die über die Liasbreccie transgrediert? Das Vorkommen rein aus kristallinen Brocken bestehender Lagen in Liasbreccien am N-Rand der Errdecke (vgl. oben) lässt es indessen als gleichfalls möglich erscheinen, dass nur eine lokale Differenzierung innerhalb der Liasbreccie vorliegt, wobei freilich die starke Diskordanz schwer zu erklären ist.

Tektonisch ist der N-Rand der Errdecke gekennzeichnet durch eine Anzahl von tief eindringenden Sedimentkeilen. Der mächtigste von ihnen zieht von den Castellins an der N-Seite des Piz d'Err entlang über die Scharte P. 2874 nach Val Mulix, unter beständiger Abnahme an Mächtigkeit und innerer Komplikation: die Castellins zeigen ein vielfach in sich geschupptes Paket dünner Lamellen und Linsen — alle Schichten von Granit bis Malm —, der Grat gegen Mulix eine ziemlich symmetrische Einspitzung [viel schärfer und steiler, als auf *Zyndels* Profil¹⁴] dargestellt!] von Lias, von Trias beiderseits eingefasst. Dass es sich hier um einen von unten eindringenden Keil handelt, zeigen aufs klarste die Verhältnisse auf der SW-Seite der Castellins, wo er mit der verkehrten Schichtserie im Liegenden der Errdecke in Verbindung steht. Das wusste bereits *Zyndel*; ebenso dass gegen E der Keil verschwindet. Vermutlich kommt er nicht mehr bis an die Oberfläche; als seine unterirdische Fortsetzung dagegen möchte ich die Fetzen von Liasschiefer betrachten, die der Albulatunnel mitten im Granit unter dem Piz Giunels angefahren hat¹⁵). Der nächste Sedimentkeil ist der gleichfalls bereits durch *Zyndel* bekannte von Alp Mulix. Er umgürtet den Piz Mulix auf der N-Seite, wo er durch eine schöne Stirnbiegung mit der verkehrten Schichtfolge unter dem Granitkern der Errdecke in Verbindung steht. Gegen E endet er, in Linsen zerrissen, in dem steilen NE-Gehänge des Piz Palpuogna. Der Bau dieses gewöhnlich flach S einfallenden Keiles aus Trias- bis Saluverschiefern ist sehr kompliziert: meist bleibt (wenigstens W von Murtèl trig) die Hauptmasse seiner Trias durch jüngere Schichten getrennt vom Granit im Liegenden wie im Hangenden, gerade als ob eine aufliegende Triasschuppe in eine sekundäre Synklinale der Errdecke mit einbezogen wäre. Die tektonische Bedeutung dieses senkrecht zum Streichen nur über 1 km verfolgbaren (schon in der E-Flanke des Piz Mulix endet er gegen S) Keiles ist indessen nicht gross. Er trennt keine selbständige «Albuladecke» von der Errdecke ab, sondern nur eine tiefere Digitation der letztern, die im folgenden Mulixerfalte genannt sei. Deren oben bereits erwähnte Stirnbiegung streicht ENE. Man sollte also erwarten, dass sie auf der Westseite des Piz Bleis Martscha wieder zum Vorschein komme, allein dort fehlt bis jetzt jede Spur von ihr; vermutlich schwenkt sie gegen SW zurück und verschmilzt mit dem Hauptstamm der Decke.

Gegen E schwillt dagegen die Mulixerfalte gewaltig an (ganz ebenso wie die südlichen Teile der Errdecke); am Piz Palpuogna bereits erreicht ihr Granitkern 600 m Mächtigkeit. Doch spaltet ihn dort abermals ein flach südfallender Sedimentkeil, auf dem Gehänge gegen Preda in etwa 2300 m Höhe. Er besteht ganz aus Liasschiefer, von maximal 6—8 m Mächtigkeit und zirka $\frac{1}{2}$ km weit verfolgbar. Es ist wohl denkbar, dass dieses östliche Anschwellen der Mulixerfalte noch weiter andauert; dann wäre die weitere Fortsetzung des hangenden Mulixersedimentkeils zu suchen in einem Triaskeil hoch oben am Grat des Piz della Bleis, auf dessen Existenz mich Herr Dr. *Eugster* freundlichst aufmerksam machte. Sein äusserstes Ende fand ich auf der Crasta mora, knapp unter dem E-Gipfel; dort sind an einer stark verquarzten Scherfläche im Granit Spuren von ganz grob kristallin gewordenem Dolomit eingekleilt. Ein tieferes Durchstreichen der Fortsetzung des Mulixerkeils halte ich für unwahrscheinlich; denn dann müsste er die Tonalitscholle mitten durchschneiden, die vom Piz Giumels—E-Gipfel bis zur Albulastrasse hinabzieht.

Auf der N-Seite der Crasta mora steckt im Granit noch ein tieferer Keil aus Trias- und Liasschichten und wahrscheinlich Saluverbrecie. Seine Deutung erfordert noch weitere Untersuchungen.

Die N-Grenze des Granits der Errdecke ist auf der Strecke Ponte-Palpuogna eine sehr steile Überschiebung mit geringen mittelschenkelartigen Resten. Darunter folgt die südlichste von *Zoeppritz'* Maduleiner Falten, ein steilstehendes, in sich sekundär geteiltes Gewölbe aus Quarzphyllit bis Lias. Gegen W verschmälert es sich zu einem bis gegen den Lai da Palpuogna zu verfolgenden steilen Rauhwackezug N der Passstrasse, stets durch Lias vom Granit getrennt, der bereits unserer Mulixerfalte angehört; der von *Zyndel* angenommene Zusammenhang mit dieser besteht nicht! Vielleicht bilden die stark N-wärts überliegenden Triasfalten S Preda noch eine weitere Fortsetzung. Weiterhin sieht man bei Naz nurmehr spärliche Liassaufschlüsse inmitten von ungeheurer Schuttbedeckung; sie schlagen die Brücke vom Albulalias zu dem Vorkommen von Tschitta.

W von Val Mulix wird nach langer Schuttunterbrechung die Auflagerung des Granits der Errdecke auf diesen Lias wieder sichtbar, mit wesentlich geändertem Charakter. Das S-Fallen ist viel flacher geworden; und, was noch wichtiger ist, eine zwar vielfach durch Ausfall einzelner Glieder reduzierte, im ganzen aber doch ziemlich vollständige verkehrte Schichtfolge schiebt sich zwischen beide: der Liasschiefer der Albulazone schliesst sich ganz normal an ihre Breccien und Kieselkalke als nächst jüngeres Glied an!

Der Albulalias nimmt also selbst teil an der Zusammensetzung dieser verkehrten Schichtfolge, an deren Zugehörigkeit zur Errdecke kein Zweifel möglich ist. Ein Spiegelbild zu diesen Verhältnissen liefert die Nordseite von Tschitta: dort liegt am P. 2564 eine Klippe von Granit und Diorit der Errdecke, darunter wieder die verkehrte Schichtfolge von ?Karbon bis Liasschiefer und regelmässig weiter angeschlossen die Liasschiefer (von zahlreichen und bedeutenden Detailkomplifikationen muss hier abgesehen werden). Diese Granitklippe muss einer höhern Digitation der Errdecke angehören als die Mulixerfalte; sie sei als «Untere Tschittafalte» bezeichnet. Sie endet an dem Sattel zwischen P. 2564 und den Tschimas da Tschitta mit einer NE-streichenden, senkrechten Aufbiegung. Vor ihr senkrecht herabgefaltet, zum Teil auch unter sie eingewickelt, folgt gegen NW eine Tauchfalte aus Hauptdolomit, Rhät und mächtigem Liaskieselskalk («Obere Tschittafalte»); sie zieht über den Ostgrat der Tschimas da Tschitta in die Cartans am NE-Fuss des Piz Salteras. Über ihr und ihrer Liasschieferumhüllung endlich liegt erst die höchste erhaltene Verzweigung der Errdecke: die Granitklippen des Piz Vallunga und P. 2922 mit ihrem Mittelschenkel aus Dolomit und Liasschiefer¹⁶).

Zusammenfassend kann also festgestellt werden: Die Albulaschiefer sind an ihrem S-Rand verknüpft im W mit der Errdecke selbst, im E dagegen mit den unter der Errdecke liegenden Maduleinerfalten. Das deutet wohl darauf hin, dass diese selbst von der Errdecke tektonisch nicht allzu tiefgehend getrennt sein können; ich möchte vermuten, dass sie einer tiefsten, gegen W zurückschwenkenden Digitation dieser Decke angehören. Ob man den Namen «Albuladecke» für sie beibehalten will, ist Geschmacksache.

III. Der Westabfall der Errgruppe zum Oberhalbstein

zeigt seiner ganzen Erstreckung nach die Auflagerung der Errdecke auf tiefere Elemente, die einst sogenannte «rhätische Decke». Sie lässt sich gliedern in drei Hauptkomplexe:

1. Zu unterst den «Flysch» in der Talregion von Tinzen bis gegen Mühlen: graue, glimmer- und zum Teil auch quarzreiche Kalkschiefer, die sich von manchen stärker metamorphen Liasschiefern schwer oder gar nicht unterscheiden lassen. Irgendeinen positiven Anhaltspunkt für ihre Auffassung als tertiären Flysch¹⁷⁾ vermag ich nicht beizubringen. Dagegen fand ich etwa 2 km NE Mühlen, auf der N-Seite der Ova di Fadalux in anscheinend normalem Verband mit ihnen Aptychenkalk und Radiolarit. Solange es nicht bewiesen werden kann, dass diese doch einem tektonisch eingeschleppten Fetzen an der Basis der Ophiolitzzone angehören (was immerhin noch denkbar wäre), solange scheint mir auch ein liasisches Alter dieses «Flysches» wahrscheinlicher als ein tertiäres.

2. Die Ophiolitzzone umfasst spärlich vortriadische Gesteine (schwarze Phyllite, helle Serizitgneise) und Triasdolomite; Liasschiefer, Aptychenkalk und Radiolarit sind ganz wie in der folgenden obersten Abteilung, nur in (wohl tektonisch!) viel geringerer Mächtigkeit vorhanden. Das Hauptelement aber sind die Ophiolite: Serpentin, Gabbro [zum Teil ägirinführend¹⁸⁾], ganz selten dioritähnliche Glieder (mit reichlich Alkalifeldspäten!); massenhaft wieder Diabase, Spilite, Variolite und daraus hervorgegangene «Grünschiefer», die übrigens gar nicht selten auch rote und violette Färbung annehmen und dann der mikroskopischen Entzifferung fast unüberwindliche Schwierigkeiten bereiten; solche Gesteine sind manchmal nicht ganz leicht vom Radiolarit getrennt zu halten, zu dem aber gar keine näheren Beziehungen bestehen. Kontakterscheinungen sind nur vom Serpentin sicher bekannt, hier aber nicht selten; meist freilich handelt es sich nur um Ophikalcite (aus Liaskalkschiefer hervorgegangen), doch fehlt es auch keineswegs an schönen Kalksilikatfelsen. Von einem besonders bemerkenswerten Vorkommen solcher wird später noch die Rede sein (vgl. S. 12). Im ganzen liegen die Ophiolite an der Stelle der Trias, wie das für südlich anschließende Gebiete schon lange betont wurde, teilweise sicher infolge von späterer Intrusion¹⁹⁾; ob letzteres für ihre Gesamtheit gilt, wird stark in Frage gestellt durch den Fund eines mit dem Diabas verknüpften, aus seinen Trümmern bestehenden Konglomerats auf der N-Seite der Val Natons sowie durch das mehrfache Vorkommen tuffartig-brecciöser Diabase in der Flixer Gegend. Sicher unrichtig ist in unserm Gebiet, was jüngst Staub²⁰⁾ über die Verteilung der einzelnen Gesteinstypen innerhalb der Ophiolitzzone ausgeführt hat: weder fehlt Serpentin den tiefsten Schuppen der Ophiolitregion, denn gleich an ihrer Basis findet er sich östlich von Mühlen in grossen Mengen; noch herrscht er in den höchsten Teilen ausschliesslich, denn in ihnen überwiegt stellenweise, z. B. auf der Westseite des Piz Nair, Diabas und Grünschiefer bei weitem. Auch die angebliche Beschränkung des Gabbros auf die primär nördlichsten Deckenteile, also die jetzt tiefsten Schuppen, trifft nicht zu; in der Val Natons und der Val Savriez geht er durch alle aufgeschlossenen Schuppen von unten bis oben ziemlich gleichmässig hindurch.

3. Die oberste Abteilung sei nach ihrer Zusammensetzung die Schiefer-Hornsteinzone genannt, um einen möglichst neutralen Ausdruck zu gebrauchen. Sie zeigt — wenn wir ihr der Zusammensetzung halber gewisse innerhalb der Ophiolitzzone liegende Vorkommnisse zurechnen, von denen weiterhin noch die Rede sein soll — eine ziemlich vollständige Schichtfolge, beginnend mit schwarzen kalkfreien, zum Teil glimmerreichen und sandigen Schiefeln, vielfach mit feinen Sandsteinen wechselnd; sie zeigen zum Teil gewisse Anklänge an Saluverschieften, doch fehlen die charakteristischen Breccien gänzlich; und auf Grund der Lagerung unter der Trias an dem einzigen bekannten Fundpunkt (W-Gehänge des Piz da Cucarnegl) muss man die zirka 50—60 m mächtige Gesteinsmasse als wahrscheinlich älter (Karbon?) betrachten. Eigentümliche, hellgrüne Eruptivgesteine, sehr reich an Alkalifeldspäten, sind mit ihnen verknüpft; ihre Klassifikation erfordert noch nähere Untersuchungen. Die Trias zeigt spärliche Raiblerschichten (gelb anwitternde Dolomite mit grauen Schieferzwischenlagen, grüne und rote Tonschiefer) und recht mächtigen Hauptdolomit. Es folgt grauer Lias-Kieselskalk;

weiter kalkiger Liasschiefer, heller, fein kristalliner «Hyänenmarmor» (= metamorpher Aptychenkalk) in bedeutender Mächtigkeit (zirka 10—100 m), endlich bunte Hornsteine (mit im Dünnschliff erkennbaren Radiolarien) und Schiefer. — In weitaus den meisten Profilen sind nur die drei letztgenannten Schichtglieder vorhanden; fast nur dort wo die ganze Schichtfolge in die Ophiolite eingewickelt ist, kenne ich bis jetzt ältere Schichten. — Der Radiolarienhornstein geht am Abhang W Flix an einer Stelle über in polygene Breccie mit Glimmerschieferkomponenten. Vielleicht gehören einem stratigraphisch noch höhern Niveau die Schichten an, die am Carungas den Radiolarit überlagern: kalkarme, schwarze Schiefer, graue, sandige, zum Teil glimmerreiche Schiefer mit feinen Quarzsandsteinen sowie einzelne Einlagerungen von Dolomitbreccie; Anklänge an die Saluverserie bieten diese «Carungasschichten» zweifellos, doch muss ihr Alter vorläufig unentschieden bleiben, zumal im Hinblick auf die verwickelten tektonischen Verhältnisse, unter denen sie auftreten (vgl. später, S. 12 f.). Von gewissen fremden Bestandteilen dieser (und der ophiolitischen) Zone soll weiterhin bei der Tektonik noch die Rede sein, zu deren Betrachtung wir uns nun wenden.

Die «Flyschzone» ist am einfachsten gebaut, vielleicht nur scheinbar, da das einförmige Gesteinsmaterial Komplikationen — von häufigen Kleinfaltungen abgesehen — nicht erkennen lässt. Eine solche zeigt sich nur SE von Roffna, wo in der unteren Val digl Plaz und bei Las Palex Gabbro (Diorit der Theobaldschen Karte) und Serpentin auftreten, wieder überlagert von den grauen Kalkglimmerschiefern. Man möchte vermuten, dass es sich um eine Einfaltung der Ophiolitzone handelt; doch verhüllt der gewaltige Bergsturz der God da Rona den Zusammenhang.

Gegen oben folgt die Ophiolitzone mit scharfer Grenze. Sie steigt N Mühlen steil aus der Talsohle auf, legt sich jedoch bald flach und biegt unter der Falotta, bei zirka 2000 m, zu flachem N-fallen um. Zwar fehlt es fast ganz an unmittelbaren Aufschlüssen der Grenze; doch scheint alles darauf hinzudeuten, dass es sich um eine Überschiebung handelt und nicht um einen Intrusivkontakt, wie das auch Staub von der Fortsetzung dieser Grenze jenseits des Oberhalbsteins angibt. In sich ist die Ophiolitzone höchst kompliziert gebaut. Sie besteht aus einer Anzahl von Schuppen von Ophioliten, lokal (aber recht selten!) mit kristallinen Fetzen an der Basis und getrennt durch schmale Zonen von jurassischen Gesteinen. Diese sind selbst wieder in oft wunderlichster Weise gefaltet: am einen Ort zu mächtigen Paketen mit vielfacher Wiederholung der gleichen Schichtglieder zusammengestaut (z. B. im Kessel über Alp digl Plaz), am andern vollständig abgerissen. Dieser Umstand erschwert ungemein die Verfolgung der trennenden Züge zwischen den einzelnen Schuppen, die andererseits auch stark behindert wird durch enorme Massen von Moränen- und Bergsturzmaterial: bei Flix verhüllen sie auf 2½, zwischen Val digl Plaz und Val d'Err auf 1½ km (in N-S-Richtung) jegliches Anstehende! Ich kann deshalb noch nicht mit Sicherheit entscheiden, ob es sich um vollständig durchlaufende Schuppen handelt (wie es Staub von der Westseite des Oberhalbsteins angibt), oder ob vielmehr nur Verschuppung und Verfaltung mehr lokalen Charakters mit der hangenden Schiefer-Hornsteinserie vorliegt. Teilweise ist letzteres sicher der Fall: in den wilden Schichtknäuel der Paré neira ist ein Lias-Jurazug mit einbezogen, der von der Schiefer-Hornsteinzone oberhalb Flix ausgeht. Auch der etwaige Anteil intrusiver Vorgänge an dem Zustandekommen der gewaltigen Komplikationen in dieser Zone lässt sich noch keineswegs ganz übersehen. Doch ist wohl der Hauptanteil der heute sichtbaren Tektonik orogenetischen Ursprungs und nicht intrusiven; insoweit kann ich Staub jedenfalls beistimmen.

Die Tektonik der Schiefer-Hornsteinzone endlich zeigt sich eng verknüpft mit jener der Basis der auflagernden Errdecke; beide seien hier vereint besprochen. In den Bergen S des Julierpasses — darauf wurde bereits in frühern Mitteilungen hingewiesen — zeigt sich die Schiefer-Hornsteinzone in mächtiger Entwicklung und in langen Keilen horizontal mit der Errdecke verfaltet. Dann verschwindet sie (an der Roccabella) fast ganz zwischen der Ophiolitzone und der tief herabsteigenden Errdecke; und sie bleibt auch weiterhin, wo diese wieder flach nach N ansteigt (S- und W-Seite des Piz Nair), zunächst auf ganz geringe Mächtigkeit reduziert. Erst auf der NW-Seite des Piz Nair gewinnt sie wieder an Bedeutung, wiederum in Zusammenhang mit Einfaltungen in die Errdecke; und zugleich komplizieren sich die Verhältnisse noch wesentlich durch das Auftreten verkehrter Schichtpakete an deren Basis, die weiter S bis auf Spuren fehlen: verschiedene Glieder des «Verrukan» und der Trias, Lias-kalk und -breccie, schliesslich Liasschiefer. Die Schiefer-Hornsteinzone bildet zunächst, auf dem NW-Ge-

hänge des Piz Nair, eine steil in die Errdecke eindringende Falte; gleich N davon folgt auf der Südseite der obern Val Natons ein flachliegender Keil aus Hornstein und Aptychenkalk, der einen mächtigen Klotz verkehrt gelagerten Dolomits von der Errdecke losspaltet. In ihren Nairporphyr dringt in dem obersten nördlichen Zweig dieses Tales (gegen den Piz d'Agnelli zu) ein weiterer ähnlicher Keil ein; und der bedeutendste von allen ist rings um den Piz Cugnets herum zu verfolgen, Serizitquarzit und Trias an dessen Basis vom Nairporphyr usw. des Gipfels trennend; wahrscheinlich ist ein wieder von Nairporphyr unterlagertes Lias-Trias-Vorkommen W unter der Fuorcla da Flix (zwischen Cima da Flix und Piz d'Agnelli) auch noch mit ihm in Verbindung zu setzen (als Umhüllung der Keilspitze durch die verkehrte Serie der Errdecke). Die innere Struktur dieser sämtlichen Keile zeigt im kleinen wildeste Komplikationen. Weiter nach N zu verschwindet die Schieferhornsteinzone wieder fast ganz oder sogar ganz, wenn wir den Liasschiefer, der vom Mal Pass nordwärts dem Serpentin usw. auflagert, bereits als tiefstes Glied der verkehrten Serie der Errdecke ansehen. Aber in tektonisch tieferer Lage setzt sie, an der Paré neira, wieder ein und lässt sich nun längs dem ganzen Westabfall der Errgruppe in teilweise bedeutender Mächtigkeit und unerhörter Komplikation verfolgen, gänzlich in Serpentin (und andere Grüngesteine) eingewickelt! Zweierlei ist an diesem Vorkommen besonders merkwürdig: einmal, dass es die ganze oben aufgezählte, ganz ostalpin anmutende Schichtfolge aufweist, während sonst die Schiefer-Hornsteinzone, wo sie normal auf den Ophioliten ruht, erst mit Liasschiefer beginnt; und zweitens, dass sein Lias gegenüber dem hangenden Serpentin auf dem W-Abfall des Piz da Cucar-negl eine über fast 1 km zu verfolgende primäre Kontaktzone zeigt, mit zweifellosen Kalksilikatfelsen! Gegen N ziehen die (verkehrten) Liasschiefer an der Basis der Errdecke in jene Einpressung der Unterlage an den Castellins hinein (vgl. oben S. 8); der Granit der Castellins spitzt sich darunter gegen S aus — in seinem Liegenden aber trifft man (NW der Castellins) unmittelbar den Serpentin, der Lias ist verschwunden. Unsere in den Serpentin eingewickelte Schiefer-Hornsteinzone hingegen reißt gegen N zu ab, erscheint unter den Castellins wieder als wüster Faltenknäuel — wiederum mit Trias! —, reißt wieder ab, um sich schliesslich in den S-wärts auskeilenden Falten des Carungas fortzusetzen.

Damit betreten wir die Berge von Val d'Err, ein Gebiet, dessen gewaltige Komplikationen zum Teil noch keine befriedigende Deutung gestatten; wichtige Zusammenhänge im Talhintergrund sind vollständig von Schutt verdeckt. Auf der Westseite des Tales folgen sich von oben nach unten (bzw. von S nach N): *a.* Granit und Gneis des Piz d'Err; *b.* Schuppen der Castellinsenfaltung der verkehrten Serie der Errdecke (vgl. oben, S. 8); *c.* Granit unter den Castellins; *d.* Serpentin; *e.* Schieferhornsteinzone am Carungas. Die Ostseite zeigt *a.* Granit usw. des Piz de Murtè; *β.* Trias-Lias-Keil von P. 2874; *γ.* Granit des Piz Bleis Martscha; *δ.* Schiefer-Hornsteinserie des Piz Salteras. Diese setzt sich gegen S keilförmig bis in den Talhintergrund fort; darunter aber erscheint nochmals *ε.* Granit am SW-Fuss des Piz Bleis Martscha. Versuchen wir eine Vergleichung beider Talseiten! Daran ist nicht zu zweifeln, dass (*a*) = (*α*), (*b*) = (*β*); diese Zusammenhänge ergeben sich unmittelbar. Ebenso ist der Zusammenhang von (*e*) mit (*δ*) ohne weiteres sichtbar. Bezüglich der andern Glieder erscheint mir nur die eine Annahme möglich, dass der Granit (*c*) sowohl = (*γ*) wie auch = (*ε*) zu setzen ist, und dass diese beiden Granite ihrerseits um das S-Ende von (*δ*) herum zu verbinden sind zu einer grossen, gegen N offenen, falschen Mulde; zu sehen ist davon nichts, da Schutt alles verhüllt. Der Serpentin (*d*) würde alsdann auf der Ostseite im Liegenden des Granits (*ε*) zu suchen sein, womit sein plötzliches Verschwinden erklärt wäre. Hiermit ist aber die Zahl der Probleme dieser Gegend noch keineswegs erschöpft. Auf dem Gipfel des Carungas liegt nämlich eine Kappe von Glimmerschiefer und grünem Granit nebst violetter Verrukanoschiefer, Triasdolomit, Liasbreccie und -schiefer, die zum Teil als Mittelschenkel die kristalline Deckscholle unterteufen. Deren Deutung als Überschiebungsrest, wozu die Lage auf dem Gipfel einlädt, ist nun nicht so einfach möglich. Denn der Radiolarit, welcher die Unterlage dieser Carungasklippe grösstenteils bildet, biegt gegen N in die Höhe und auf der östlichen Talseite flach nach S zurück; der Aptychenkalk, der ihm am Carungas unterlagert, macht diese Biegung mit, so dass er auf der Ostseite über jenen zu liegen kommt. Beide sind lückenlos bis unter den Granit des Piz Bleis Martscha verfolgbar und verrammeln somit für unsere Deckscholle, deren östliche Fortsetzung in die konkave Wölbung jener Biegung zu liegen käme, radikal den direkten Weg zum An-

schluss an die Errdecke und ebenso den zur Fuorela da Tschitta, über die sie nach Vermutung von Prof. *Arbenz* (wie er mir gesprächsweise mitteilte) möglicherweise als von der Errdecke eingewickelter Teil einer höhern (? Languard-) Decke zu beziehen wäre. Vielleicht kann man sie von der Grenze der Schiefer-Hornsteinzone gegen die Ophiolite herleiten. Allein, um das Mass der Komplikation voll zu machen, steckt auch noch am W-Fuss des Carungas, mitten zwischen Aptychenkalk und Hornstein, ein kleiner Fetzen von Triasdolomit und Quarzporphyrschiefer! Er kann nur durch Einwicklung an jene Stelle gelangt sein; und als Weg dahin stehen einzig die vielverschlungenen Bahnen durch das Faltenlabyrinth der Schiefer-Hornsteinzone zur Verfügung. Ähnliches möchte ich auch für die Carungas-Gipfelscholle annehmen; der Herkunftsort beider entzieht sich vorläufig jeder Beurteilung.

Eine ähnliche tektonische Beimengung von Gliedern fremden Ursprungs treffen wir auch in der Ophiolitzone unter den Castellins; nur liegen dort die Verhältnisse erheblich einfacher. Es handelt sich im wesentlichen um Schollen von meist stark mylonitisierendem, grünem Granit, verknüpft mit Glimmerschiefern, Trias- und Juragesteinen. Ihrer Ableitung aus der Errdecke scheint nichts im Wege zu stehen.

Ein paar Worte wären noch zu sagen über die Auflagerung der Errdecke auf die Schiefer-Hornsteinzone in den Bergen östlich der Val d'Err. Sie wird dort vermittelt durch eine verkehrte Schichtfolge von Trias und Lias unter dem Granit der Errdecke; allein unter diesem Lias folgen auf der W-Seite des Piz Bleis Martscha nochmals dünne Dolomitlamellen, die ihn von dem Radiolarit der Unterlage scheiden. Weiter nördlich freilich gehen diese verloren und scheint somit die verkehrte Serie der Errdecke mit der Schiefer-Hornsteinzone zu verschmelzen; allein der Schluss wäre wohl verfrüht, dass eine Grenze zwischen beiden nicht existierte.

Die tektonische Deutung der einzelnen Zonen:

Der «Flysch» von Tinzen entspricht — das dürfte unabhängig von seiner stratigraphischen Deutung feststehen — tektonisch den Schiefermassen, die von der Lenzerheide unter der Klippe des Piz Toissa durch ins Oberhalbstein hereinziehen, d. h. der Prätigaudecke *Zyndels*.

Ebenso lässt sich die Ophiolitzone an bekanntes anschliessen: nach S steht sie in lückenloser Verbindung mit der gleichartigen Zone im Hangenden der Malojaserie, d. h. mit der Margnadecke. Nach N lässt sie sich ebenso in die «Aroser Schuppenzone» verfolgen. Diese kann also keinesfalls mittelostalpinen Ursprungs sein, vielmehr kommt die alte *Steinmannsche* Auffassung wieder zu Ehren, nach der diese ganzen Ophiolitmassen am westlichen Ostalpenrande einer Einheit an der Basis der Ostalpen angehören. Wenn *Ott* für sie eine Herkunft aus dem Übergangsgebiet von der Margna- zu den unterostalpinen Decken annimmt, so kommt das ungefähr aufs gleiche hinaus, wie die Hypothese, die bereits von mir²¹⁾ und neuerdings von *Staub*²²⁾ geäußert wurde: dass in den Ophiolitmassen des Oberhalbsteins usw. der ausgequetschte und weiter gegen N vorgeschleppte Hangendschenkel der Margnadecke vorliegt, der im S im Wurzel- und wurzelnahen Gebiet fehlt. Und wenn manche Bestandteile der Aroser Schuppenzone sich einer derartigen Deutung nicht fügen wollen, so möchte ich hier mit Nachdruck auf den Gedanken einer tektonischen Mischung verweisen, der von *Spitz*²³⁾, *Ampferer* und *Hammer*²⁴⁾, *Zyndel*²⁵⁾ einst auf diese Zone angewendet, mir in den Veröffentlichungen der letzten Jahre sehr zu Unrecht in den Hintergrund getreten zu sein scheint. Dass in den Bergen von Val d'Err derartige tektonische Beimischungen von Schollen andersartiger Herkunft auftreten, wurde oben bereits angedeutet.

Bedeutende Schwierigkeiten bietet die Deutung der Schiefer-Hornsteinzone. Drei Anschauungen wurden bis jetzt darüber geäußert. Einmal kann man in ihr ein mehr oder minder normales Hangendes der Ophiolitzone erblicken, einen obersten Teil des Sedimentmantels der Margnadecke, wie ich das bereits 1912 angenommen habe. Zweitens betrachtet sie *Ott* als Sedimentmantel der Errdecke, der von deren tieferen Partien selbst eingewickelt sei, wenigstens in der Gegend von Val d'Err («Zone von Tschitta»), für die allein *Ott* diese Hypothese ausgesprochen hat. Endlich hält sie *Staub* neuerdings für eine selbständige tiefste ostalpine Decke, die er eventuell mit seiner Selladecke im Berninagebiet in Verbindung setzen möchte²⁶⁾.

Was bisher an Beobachtungen aus dem hier untersuchten Gebiet vorliegt, scheint mir nun immer noch durchaus zugunsten der ersten der angeführten Möglichkeiten zu sprechen. Vor allem ist es der erwähnte Primärkontakt zwischen Serpentin und Lias der Schiefer-Hornsteinzone oberhalb Flix, der wohl unwiderleglich die primäre Zusammengehörigkeit beider dartut. Und wer diesen Beweis nicht gelten lassen will, weil dieser Kontakt mit einem aus dem Verband der Schiefer-Hornsteinzone gerissenen, in den Serpentin eingewickelten Schichtpaket stattfindet — wer dieses nicht als der genannten Zone zugehörig anerkennen will, der entäussert sich damit auch der Argumente, die *Staub* für ihre tektonische Selbständigkeit ins Feld führt: ostalpiner Charakter der Schichtfolge und Beginn mit vortriadischen Schichten. Denn gerade hier fast allein in dem ganzen Gebiet E des Oberhalbsteins finden wir in der Schiefer-Hornsteinzone diese beiden Merkmale ausgeprägt; den Aptychenkalk und Radiolarit kann man nicht als ausschliesslich ostalpin bezeichnen, nachdem beide sich noch im Liegenden der Ophiolitzone finden, wohl aber den Liaskieselkalk und die Raiblerschichten oberhalb Flix (vgl. S. 10). Wir müssen eben annehmen, dass auf den südlichen Teil des Ablagerungsbereiches der Marnadecke ostalpine Glieder übergegriffen haben. Und anderseits muss in manchen heute sichtbaren Lagerungsverhältnissen des Serpentin eben doch noch der ursprüngliche Intrusivverband zu erblicken sein; unter dieser Voraussetzung bietet das Auftreten älterer Schichten über dem Serpentin keine Schwierigkeiten. Und auch die Gegenwart jurassischer Schichten, welche faziell vollkommen denen der Schiefer-Hornsteinzone gleichen (der fazielle Gegensatz zur Errdecke ist viel grösser; dort spielt der Aptychenkalk nurmehr eine untergeordnete Rolle!) in der Ophiolitzone sowie die engen Verfaltungen beider sprechen viel eher für als gegen eine tektonische Zusammengehörigkeit.

Hiermit sind die beiden andern Deutungsversuche im wesentlichen bereits erledigt; doch seien dem zweitgenannten noch einige Worte gewidmet. Denn eine Einwicklung von Teilen des Sedimentmantels der Errdecke unter den eigenen kristallinen Kern liegt in *Otts* «Zone von Tschitta» zweifellos in beträchtlichem Ausmasse vor (vgl. S. 9); und vielfach scheint zwischen diesen eingewickelten Massen und unserer Schiefer-Hornsteinzone eine scharfe Grenze nicht zu existieren. Aber die oben erwähnten Triaslamellen am Piz Bleis Martscha (S. 13) zeigen, dass stellenweise eine solche doch auffindbar ist; und vielleicht gelingt es noch, sie allgemein durchzuverfolgen. Mit dem Gedanken einer Einwicklung der ganzen Schiefer-Hornsteinzone unter die Errdecke kann ich mich nicht befreunden, wegen der oben angegebenen Tatsachen, die auf Verknüpfung mit der Ophiolitzone deuten; ausserdem entspricht ihre Lagerung — fast stets normal mit den ältesten Schichten an der Basis — nicht der einer eingewickelten Serie, und schliesslich wäre der Betrag der Einwicklung (zirka 20 km; Fuorela da Tschitta bis Fuorela Longhin) doch etwas reichlich. Der Ausweg einer Trennung zwischen der Schiefer-Hornsteinzone von Val d'Err und der im südlicheren Oberhalbstein aber erscheint angesichts der vollständigen stofflichen und tektonischen Analogie beider wenig verlockend²⁷⁾.

Kurz zu berühren ist noch die Frage eines tektonischen Zusammenhanges von Falknis- oder Sulzfluh- und Errdecke. Die Aufnahmen haben nichts ergeben, was für einen solchen spräche: überall, wo in der Errdecke Oberjura auftritt, findet er sich in der Radiolaritfazies — irgendein Übergang in die Breccien- oder Riffkalkfazies erscheint nirgends angedeutet. Auch macht die oben erwähnte Fortsetzung der Aroser Schuppenzone in die Marnadecke zur Voraussetzung für einen solchen Zusammenhang die Annahme einer Einwicklung von riesigem Ausmass²⁸⁾.

Zum Schluss endlich noch ein paar Worte zur Frage der Bewegungsrichtung. Dass der Schub, welcher die heutige Tektonik in den Hauptzügen geschaffen hat, nicht weit von S-N-Richtung abgewichen sein kann, das beweisen die Detailfalten in der Errdecke und besonders in ihrer unmittelbaren Unterlage. Sie nähern sich grösstenteils in ihrem Streichen der E-W-Richtung. Insbesondere gilt das auch von jenen Teileinwicklungen in der Gegend von Val Natons; diese fasse ich mit *W. Schmidt*²⁹⁾ und *Sander*³⁰⁾ auf als Analoga von Wirbelbildungen, wie sie in Flüssigkeiten an den Grenzen verschieden schnell bewegter Stromfäden zustande kommen. Dass aber jene S-N-Bewegung nicht die einzige war, dafür gibt es eine Reihe von Anzeichen. Jene alten NW- bis NNW-streichenden Falten in der Errdecke wurden schon erwähnt; ebenso das NE-Streichen von einigen ihrer Digitationen N von Tschitta. Und vielleicht lässt sich auch das rätselhafte Anschwellen der Mächtigkeit der Errdecke gegen E in

Verbindung setzen mit alten E-W-Bewegungen. Über deren Bedeutung freilich erlauben die vorliegenden Beobachtungen noch kein Urteil.

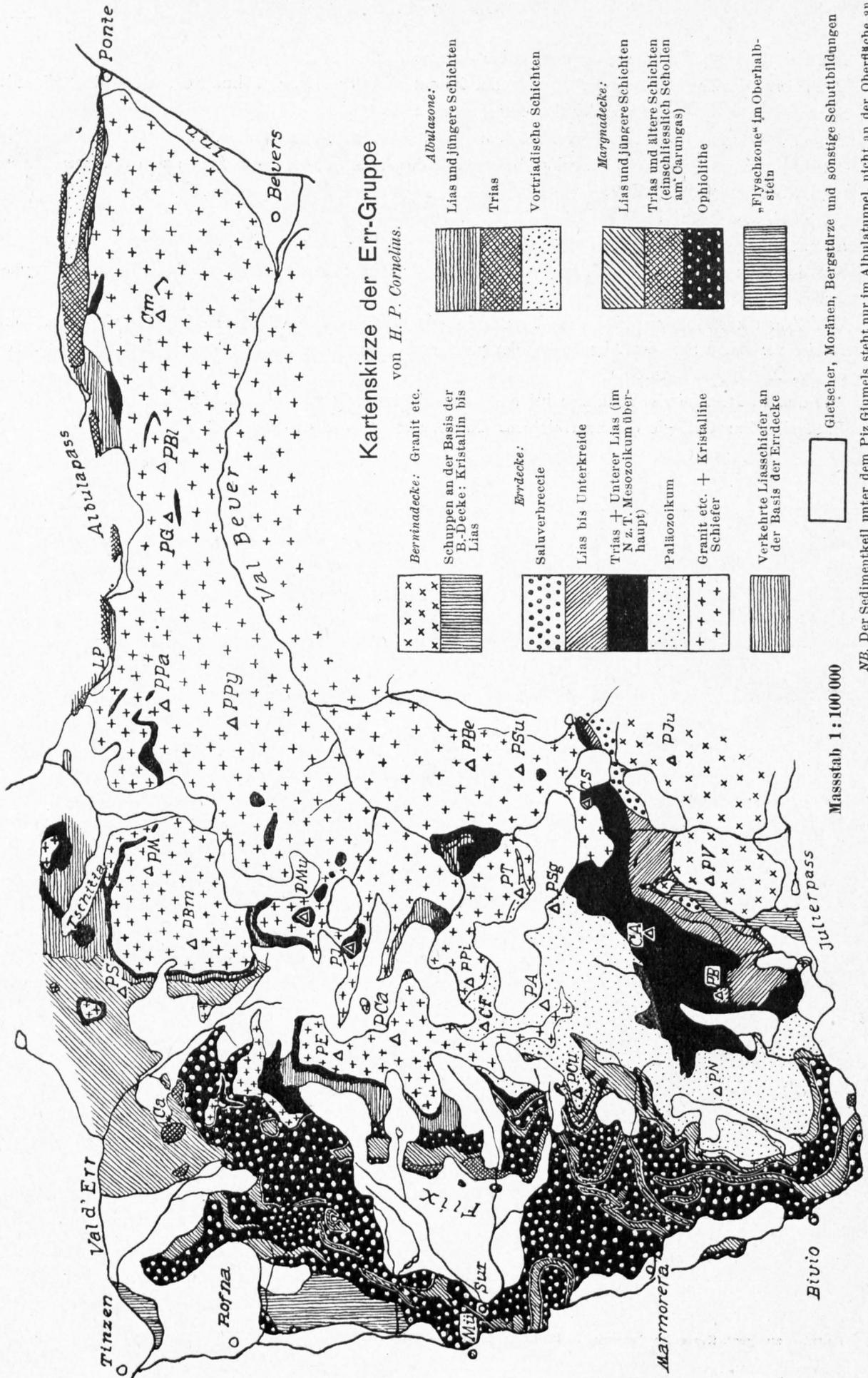
Im vorausgehenden habe ich mich bemüht, das Wesentlichste vorzuführen von dem Tatsachenmaterial, das über Zusammensetzung und Bau der Errgruppe bisher vorliegt. An manchen Stellen bedarf es noch recht bedeutender Ergänzungen. Sie müssen noch abgewartet werden, bevor man die grossen Probleme erfolgreich in Angriff nehmen kann, die im Rahmen dieses Aufsatzes zumeist mehr nur angedeutet als erörtert, geschweige denn gelöst werden konnten.

Wien, im November 1922.

Literatur und Anmerkungen.

- 1) *E. Ott*, Zur Geologie der westlichen Bergünnerstöcke (Piz Michel und Piz Toissa) im Oberhalbstein und der südlichen Randzone Tinzen-Preda (Graubünden). Jahrb. Phil. Fakultät II, Univers. Bern, Bd. II, 1922, S. 113.
R. Staub, Geologische Beobachtungen im Avers und Oberhalbstein. Ecl. geol. Helv. XV, 1920.
— Über die Verteilung der Serpentine in den alpinen Ophiolithen. Schweiz. min.-petr. Mitt. I, 1922, S. 78.
- 2) *F. Zyndel*, Über den Gebirgsbau Mittelbündens. Beitr. z. geol. Karte d. Schweiz, neue Folge 41, 1912.
H. P. Cornelius, Über die rätische Decke im Oberengadin und den südlich benachbarten Gegenden. Zentrbl. f. Min. 1912.
H. P. Cornelius, Petrograph. Untersuchungen in den Bergen zwischen Septimer- und Julierpass. N. J. f. Min., Beil.-Bd. 35, 1913, S. ...
H. P. Cornelius, Geolog. Exkursionen im Oberengadin. Führer z. geol. Exk. in Graubünden u. in d. Tauern, herausg. v. d. Geolog. Vereinigung, Leipzig 1913.
H. P. Cornelius, Über die Stratigraphie und Tektonik der sedimentären Zone v. Samaden. Beitr. z. geol. Karte der Schweiz, neue Folge, 46 II, 1914.
- 3) Von *Zyndel* 1912 «Julier-Berninadecke», von mir gleichzeitig «Julierdecke» genannt. Da sich seither allgemein der Name «Berninadecke» eingebürgert hat, sei hiermit die Bezeichnung «Julierdecke» zurückgezogen.
- 4) *H. P. Cornelius*, Samadener Zone, a. a. O. 1914.
- 5) Gemäss freundl. mündlicher Mitteilung; in meiner Arbeit über die sedimentäre Zone von Samaden (a. a. O. S. 16) habe ich die Frage offen gelassen.
- 6) Diese sämtlichen Namen stehen teils nur auf den neuern Ausgaben der Siegfriedkarte 1 : 50,000, teils noch auf gar keiner, doch ermöglichen die beigezeichneten Höhenkoten ihre Auffindung.
- 7) *J. Cadisch*, Geologie d. Weissfluhgruppe zwischen Klosters und Langwies (Graubünden). Beitr. z. geol. Karte d. Schweiz, neue Folge 49, 1921, S. 47; sowie ein ebendort zitiertes (anscheinend unveröffentlichtes) Gutachten von *Tarnuzzer* und *Arbenz*.
- 8) *A. Spitz*, Sammelref. in Verh. geol. Reichsanst. Wien 1917, S. 179.
- 9) Vgl. *M. Lugeon*, Sur la coloration en rose de certaines roches du massif des Aiguilles-Rouges, C. R. Ac. de sc. Paris 1916.
- 10) *H. P. Cornelius*, Samadener Zone, a. a. O. 1914.
- 11) Vgl. *P. Arbenz*, Über die Faltenrichtungen in der Silvrettadecke Mittelbündens. Ecl. geol. Helv. XVI, 1920, S. 116.
- 12) Samadener Zone, a. a. O. 1914.
- 13) *K. Zoepfritz*, Geolog. Untersuchungen im Oberengadin zwischen Albulapass u. Livigno. Ber. naturf. Ges. Freiburg i. B. 16, 1906, S. 164.
- 14) *Zyndel* a. a. O., Prof. 7 auf Taf. III.
- 15) *Chr. Tarnuzzer*, Geolog. Verhältnisse des Albulatunnels; Jahresb. naturf. Ges. Graubündens 46, 1904. — Die *Zyndelsche* (a. a. O. S. 20) Vermutung, dass dieser Lias eine Trennung der Errdecke von tieferen Decken bedeute, scheint mir nicht gerechtfertigt. Doch spricht sich *Zyndel* nicht endgültig aus über seine Bedeutung.
- 16) Vgl. hierzu *E. Ott*, a. a. O.
- 17) Vgl. *R. Staub*, Avers und Oberhalbstein, a. a. O. 1920, und *E. Ott*, a. a. O.
- 18) *H. P. Cornelius*, Über Funde von Ägirin in Graubündner Gabbrogesteinen. Zentrbl. f. Min. 1922.
- 19) — Über die rätische Decke usw., a. a. O.

- 20) *R. Staub*, Über die Verteilung der Serpentine usw., a. a. O.
- 21) *H. P. Cornelius*, Zur Kenntnis der Wurzelregion im untern Veltlin. N. J. f. Min., Beil.-Bd. 40, 1915, S. 351.
- 22) *R. Staub*, Über die Verteilung der Serpentine usw., a. a. O.
- 23) *A. Spitz*, Gedanken über tektonische Lücken. Verh. geol. Reichsanst. Wien 1909.
- 24) *O. Ampferer* u. *W. Hammer*, Ein geolog. Querschnitt durch die Ostalpen vom Allgäu zum Gardasee. Jahrb. geol. Reichsanst. Wien 1911.
- 25) *F. Zyndel*, a. a. O. 1912.
- 26) *H. P. Cornelius*, a. a. O. 1912 u. 1913; *E. Ott*, a. a. O.; *R. Staub*, a. a. O. 1922.
- 27) Auf der Kartenskizze habe sich vorläufig die ganze Schieferhornsteinzone der Val d'Err zur Margna-
decke gezogen.
- 28) Vgl. hierzu auch die erst während des Druckes der vorliegenden Arbeit erschienene Publikation von
P. Arbenz: Zur Frage der Abgrenzung der penninischen und ostalpinen Decken in Mittelbünden; *Eclo-
gae* V. XVII, Nr. 3. 1922.
- 29) *W. Schmidt*, Mechanische Probleme bei der Gebirgsbildung; Mitt. Geol. Ges. Wien 1915.
- 30) *B. Sander*, Zur Geologie der Zentralalpen. Jahrb. geol. Staatsanst. Wien 1921.



Abkürzungen auf der Kartenskizze der Err-Gruppe.

Ca = Carungas	PBl = Piz dellas Bleis	PN = Piz Nair
CA = Corn Alv	PBm = Piz Bleis Martscha	PPa = Piz Palpuogna
CF = Cima da Flix	PCa = Piz dellas Calderas	PPi = Piz Picuogl
Cm = Crasta mora	PCu = Piz Cagnets	PPy = Piz della Pyramida
CS = Corn Suvretta	PE = Piz d'Err	PS = Piz Salteras
LP = Laj da Palpuogna	PG = Piz Giumels	PSg = Piz Surganda
Mü = Mühlen	PJ = Piz Jenatsch	PSu = Piz Suvretta
PA = Piz d'Agnelli	PJu = Piz Julier	PT = Piz Trenterovas
PB = Piz Bardella	PM = Piz Mulix	PV = Piz Valetta
PBe = Piz Bever	PMu = Piz de Murtèr	

