Zeitschrift: Schweizerische mineralogische und petrographische Mitteilungen = Bulletin suisse de minéralogie et pétrographie

Band: 7 (1927)

Heft: 2

Artikel: Beiträge zur Petrographie des östlichen Aarmassivs : petrographisch-geologische Untersuchungen im Gebiete des Bristenstockes

Autor: Pflugshaupt, Paul

DOI: https://doi.org/10.5169/seals-9044

Nutzungsbedingungen

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

Conditions d'utilisation

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

Terms of use

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

Download PDF: 03.07.2025

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

Beiträge zur Petrographie des östlichen Aarmassivs.

Petrographisch-geologische Untersuchungen
im Gebiete des Bristenstockes.

Von *Paul Pflugshaupt*, Bern.

Inhaltsverzeichnis.

Seite

Vorwort 322

I. Allgemeiner Teil 323
  A. Geographische Orientierung 323
  B. Geologisch-petrographische Übersicht 324

II. Spezieller Teil 326
  A. Petrographie der einzelnen Zonen und Gesteinsgruppen des Untersuchungsgebietes 326
    1. Die zentralgranitische Gesteinsgruppe 326
      a) Der Aaregranit 326
        Der südliche Hauptgranitzug, seine Beziehungen zum Syenit und zur Schieferhülle. — Kleiner Granitstock bei Hinter-Etzliboden. — Die Granitapophyse zwischen vorderem Etzlital und Fellital. — Der Granitaplit bei Hinter-Bristen.
      b) Diorite und Granodiorite als Differenziationsprodukte des zentralgranitischen Magmas 336
      c) Die Ganggefolgschaften des Granites 340
        Allgemeines. — Quarzporphyre und Quarzporphyrtuffe. — Aplite. — Pegmatite. — Lamprophyre.
    2. Die nördliche Schieferhülle 351
      a) Allgemeines 351
      b) Die Kontaktzone des zentralgranitischen Magmas: Injektionsgneise, Mischgneise, alte Granite etc. 352
      c) Serizitgneise und Serizitschiefer 358
      d) Amphibolite und deren weitere Umwandlungsprodukte . . 360
    3. Die Carbonzonen 363
      a) Allgemeines 363
      b) Südliche Zone 364
      c) Nördliche Zone 364
    4. Die Kontaktzone des Erstfeldergneises 365

Seite
B. Der Chemismus einiger Gesteine 367
C. Geologisch-tektonischer Teil 368
1. Tektonik und Intrusion 368
2. Beziehungen zwischen Morphologie und petrographisch-geologischen Verhältnissen 372
Zusammenfassung 374
Literaturverzeichnis 376

Graphische Beilagen: 1 Kartenskizze.
1 Profiltafel.
2 Photographische Tafeln.
2 Figuren im Text.

Vorwort.

Die vorliegende Arbeit ist ein Beitrag zu den systematischen Untersuchungen im Aarmassiv, wie sie seit einer Reihe von Jahren vom mineralogisch-petrographischen Institut der Universität Bern aus im Gange sind.

Aufgabe und Ziel der Arbeit bestanden darin, den petrographisch-geologischen Charakter, sowie das Alter und die wechselseitigen genetischen Beziehungen des zentralen Aaregranites, seiner Differentiationsprodukte und Ganggefolgschaften und seiner nördlichen polygenen Schieferhülle zu studieren und zu deuten versuchen. Zugleich wurde eine petrographisch-geologische Kartierung des Gebietes vorgenommen.

Meine ersten allgemein orientierenden Begehungen des Untersuchungsgeländes unternahm ich im August 1923. Die Kartierung und die speziellen Studien wurden in den Sommern 1924, 1925 und 1926 ausgeführt. Die andauernd schlechte Witterung, besonders in den Sommermonaten 1924 und 1925, erschwerte die Aufnahmen bedeutend. Die sehr steilen und von dichter Vegetation überwucherten untern Hänge des Bristenstockes verhindern stellenweise eine Begehung. Manche Teile der Ost- und Westflanke dieses morschen, außerordentlich steinschlaggefährlichen Berges sind für einen Alleingänger unpassierbar.

Als topographische Grundlage zur Kartierung diente das Blatt Amsteg des Siegfriedatlasses. Es sei hier bemerkt, daß dieses Blatt in einzelnen Partien mangelhaft ist und oft eine für geologische Zwecke genügend genaue Orientierung nicht gestattet. Der größte Teil des Gebietes wurde auf eine von der schweizerischen Landes-

topographie auf den Maßstab 1 : 25 000 vergrößerte Karte aufgenommen und später auf das Blatt 1 : 50 000 umgezeichnet.

Meinem verehrten Lehrer, Herrn *Prof. Dr. E. Hugi,* bin ich für die Zuweisung dieses so interessanten und reizvollen Untersuchungsgebietes und für die mannigfachen Anregungen und die allzeitige Förderung meiner Arbeit sehr zu Dank verpflichtet.

Meinem Freunde, Herrn Privatdozent *Dr. H. Huttenlocher,* danke ich für seine Hilfe bei der Herstellung der Mikrophotographien und für zahlreiche Hinweise bei der Untersuchung der Schliffe.

Dankend gedenke ich auch der mehrmaligen Begleitung meines Studienkameraden, Herrn cand geol. *W. Hügli,* der zu gleicher Zeit wie ich petrographische Untersuchungen zwischen Meiental und Erstfeldertal vornahm. Unsere Arbeitsreviere berühren sich im Reußtal zwischen Gurtnellen und Silenen.

Die chemischen Untersuchungen wurden von Herrn *F. de Quervain,* Assistent am mineralogisch-petrographischen Institut der Universität Bern, ausgeführt. Da unser petrographisch-chemisches Laboratorium erst mit Beginn des Wintersemesters 1926/27 dem Betrieb übergeben werden konnte, war eine ausgedehntere Verwertung des Gesteinsmaterials nach der chemischen Seite hin noch nicht möglich.

Die Belegmaterialien (Handstücke und Schliffe) sind im mineralogisch-petrographischen Institut der Universität Bern aufbewahrt.

I. Allgemeiner Teil.

A. Geographische Orientierung.

Das Gebiet, auf welches sich die vorliegenden Untersuchungen beziehen, liegt in den Urneralpen, östlich der Reuß. Das Blatt Amsteg (1 : 50 000) des Siegfriedatlasses umfaßt das in Betracht fallende Gelände. Im Westen ist dieses begrenzt durch die Reuß im Abschnitt zwischen Gurtnellen und Silenen. Die Nordgrenze fällt mit den nördlichen Hängen des Maderanertales zusammen. Die östliche Begrenzung ist durch die Linie Krüzlipaß-Tscharren-Grießerntal gegeben. Im Süden bildet die Linie Krüzlipaß-oberstes Etzlital-Pörtlilücke-Fellihorn-Gurtnellen eine natürliche Abgrenzung des Gebietes.

Die markanteste und beherrschende Erhebung in dieser wohlumgrenzten Landschaft ist der Bristenstock (3074 m), der als regelmäßige Pyramide jäh den tiefen Erosionsfurchen der angrenzenden Täler entsteigt. Dem Reisenden, der von Brunnen her gegen Flüelen und Amsteg fährt, zeigt er sich, dank seiner vorspringenden Lage im stumpfen Winkel zwischen Reuß- und Maderanertal, als stolze, vor allen andern dominierende Gestalt im Landschaftsbilde. Vom Gipfel aus sendet er nach allen Richtungen strahlenartig steile, meist scharfe Gräte gegen die umliegenden Täler hinab. Sein Südgrat verbindet den Hauptgipfel mit einer weitern bemerkenswerten Gebirgskette des Gebietes, die vom Roßbodenstock über den Steinstock und Zwächten — so wird von den Einheimischen der Gipfel direkt südlich P. 2600 genannt — in ost-westlicher Richtung zum Felliruchen zieht.

Im Süden geben Sonnigwichel, Piz Giuf, Piz Ner, Mutsch und Krüzliberg dem Ganzen einen wechselvollen, imposanten Rahmen. Ihre Kette ist die Wasserscheide zwischen den Flußgebieten der Reuß und des Vorderrheins. Die Mittelplatten und der Krüzlipaß sind vielbegangene Einsattelungen in diesem Gebirgszuge, die ins Vorderrheintal führen.

Als höchste und massigste Erhebung in der Nachbarschaft sei noch der Oberalpstock (3330 m) erwähnt, der zusammen mit dem Weitenalpstock das Landschaftsbild im Osten einrahmt.

Das prächtige Gebirgspanorama wird im Norden durch die gewaltigen Stöcke der großen und kleinen Windgälle würdig abgeschlossen.

B. Geologisch-petrographische Übersicht.

Das Aarmassiv ist eine große geologisch-petrographische Einheit, an deren Aufbau im wesentlichen kristalline Silikatgesteine teilnehmen.

Die Längsachse des Massivs streicht im westlichen Teil E 40° N, östlich der Grimsel E 25° N und erstreckt sich vom Faldumrothorn westlich des Lötschentales bis an die Tödigruppe und in das Gebiet der Brigelser-Hörner. Sie mißt somit rund 115 km. Die Breite beträgt am Westende, etwa im Querprofil des Bietschhornes, 23 km, zwischen Aare und Reuß noch durchschnittlich 18 km und nimmt dann nach Osten ruckweise ab. Die südlichsten Teilzonen reichen am weitesten nach Osten (Ruseindiorit, Puntaiglasgranit).

Durch das ganze Massiv hindurch läuft mit wenig ändernder Richtung parallel dem allgemeinen Streichen eine Schieferung oder Plattung, welche beinahe sämtliche Gesteine ergreift und zur Hauptsache auf das Konto der alpinen Faltungsprozesse zu setzen ist. Völlig massige Gesteine findet man im Gastern-, Bietschhorn- und Puntaiglasgranit, vereinzelt auch im Hasli- und Schöllenengranit und im Granit des Fellitales. Die Schieferungsebenen stellen im Querprofil einen schlecht ausgebildeten, unsymmetrischen Fächer dar. Sie fallen im nördlichen und mittlern Teil des Massivs mehr oder weniger steil nach SSE (im Mittel etwa 70°), in den südlichen Zonen stehen sie oft senkrecht, und streckenweise (oberstes Rhonetal, Vorderrheintal) wird sogar NNW-Fallen konstatiert (85—60°).

Die Gesteine des Aarmassivs lassen sich nach ihrer Entstehung, ihrer petrographischen Beschaffenheit und dem geologisch-tektonischen Verhalten deutlich in einige charakteristische Unterabteilungen scheiden. Diese treten in großen, zusammenhängenden Längszonen auf, welche man oft fast durch das ganze Massiv hindurch verfolgen kann.

A. Baltzer hat im Jahre 1888 (Lit. 1) für den mittleren Massivteil von Norden nach Süden die folgenden fünf Zonen ausgeschieden:

I. Zone der nördlichen Gneise.
II. Zone der serizitischen Phylitte und Gneise.
III. Zone der Hornblendeschiefer.
IV. Granit-Gneis-Zone.
V. Zone der südlichen Gneise.

Alb. Heim hat in seiner Geologie der Schweiz eine ganz ähnliche Einteilung gewählt, allerdings mit dem Unterschied, daß er die *Baltzer*'schen Zonen II und III unter den Begriff Schieferzone zusammenfaßt.

Um die wechselseitigen petrographischen Beziehungen der verschiedenen Gesteinszonen und ihre genetischen Zusammenhänge besser zum Ausdruck zu bringen, können wir heute mit *E. Hugi* die obigen Zonen in ein nur zweigliedriges System einordnen:

I. Die granitischen Intrusivkerne: Innertkirchner-Gasterngranit, Erstfelder Orthogneis, Zentrale Aaregranite, Südliche Granite und Orthogneise.

II. Die Schieferhüllen der einzelnen Intrusivkerne mit den mechanisch eingeklemmten und hineingefalteten Sedimentmulden und -schuppen.

Tektonisch entsprechen die Intrusivkerne den Antiklinalen, die Schieferzonen den Synklinalen des Massivs. — Die Tektonik soll jedoch in einem spätern Abschnitt näher erörtert werden.

Das Gebiet, über welches sich die vorliegenden Untersuchungen erstrecken, verteilt sich in der Hauptsache auf drei der unterschiedenen Gesteinszonen: Den südlichen Teil nehmen zentrale Aaregranite ein, die weiter im Süden vom Syenit des Piz Giuf abgelöst werden. Nach Norden schließt sich dem Granit der Komplex der metamorphen Schiefer und Gneise an, welcher Einlagerungen von Amphiboliten und eingefaltete Carbonmulden enthält. Die Schieferhülle wird ferner von zahlreichen Apliten, Pegmatiten, Lamprophyren, Graniten, Dioriten und besonders von sehr vielen Quarzporphyren durchsetzt. So stellen hier die kristallinen Schiefer, als Gesamtheit betrachtet, einen überaus wechselvollen und heterogenen Gesteinskomplex dar. Der eigentliche Kontaktbereich des Zentralgranites wird im Norden durch einen schmalen Streifen von Serizitschiefern und -gneisen abgegrenzt. An den nördlichen Hängen des Maderanertales stellen sich sehr bald wieder typische Injektionsgneise ein, die bereits zur Kontaktzone des Erstfelder Gneises gehören.

II. Spezieller Teil.

A. Petrographie der einzelnen Zonen und Gesteinsgruppen des Untersuchungsgebietes.

1. Die zentralgranitische Gesteinsgruppe.

a) Der Aaregranit.

Die Zone der Zentralgranite, welche im Reuß- und Fellital noch 7 bis 8 km breit ist, nimmt nach Osten rasch an Mächtigkeit ab. Am Südfuße des Roßbodenstockes reduziert sie sich auf einen Streifen von etwa 800 m Breite, holt aber nach der Durchquerung des Etzlitales nochmals weit nach Nordosten aus und mißt im Querprofil des Oberalpstockes wieder 3 bis 4 km. Im Süden werden die Granite durch den Syenitzug des Piz Giuf abgelöst. Diesem folgt ein schmaler Streifen von Paragneisen und schließlich wieder eine kleine Zone von sauren Zentralgraniten, welche eine Mächtigkeit von rund 1 km besitzt. Meine Untersuchungen beschränken sich jedoch auf denjenigen Teil der Granite, welcher auf der Nordseite des Giufsyenits liegt.

Frühere Autoren, wie *Alb. Heim* (Lit. 9), *A. Baltzer* (Lit. 1) u. a. betonten die mehr oder minder deutlich ausgeprägte Paralleltextur der Granite und unterschieden danach Granit in Bänken, Granitgneis oder Protogin und Gneis, gestehen aber, daß eine Abgrenzung der verschiedenen Typen auf der Karte nicht möglich sei. Sie gehen durch zahlreiche Zwischenstufen ineinander über und sind im wesentlichen das Produkt metamorphosierender Prozesse, in erster Linie der jungtertiären Gebirgsbildung, deren einseitiger Druck sich lokal verschieden auswirkte.

Im obern Fellital und im Reußtal von Gurtnellen aufwärts ist der Granit auf größere Erstreckung als Augengneis entwickelt. Sehr wahrscheinlich war diese Augentextur schon primär durch bei der Erstarrung des Gesteins wirkenden Streß bedingt. Doch ist auch die Möglichkeit gegeben, daß es sich hier vorherrschend um eine sekundäre Umbildung handelt. Dieser Augengneis war ursprünglich ein etwas porphyrischer, fluidal-grobkörniger Granit, der bei der alpinen Faltung metamorphosiert wurde. Durch die mächtige Überlagerung kam das Gestein unter Katabedingungen zu stehen. In der großen Tiefe herrschten sehr hohe Temperaturen und ein dem hydrostatischen Druck naheliegender Streß, also physikalische Bedingungen, die sich denen nähern, welche bei der Erstarrung des Gesteins wirksam waren. Die Folge war Umkristallisation der Komponenten. Die Quarz- und Feldspateinsprenglinge nahmen ovale Gestalt und parallele Lagerung an. Die Biotite stellten sich ebenfalls mehr oder minder parallel einer Ebene und umhüllten die Einsprenglinge (Augen). So kommt eine meist nur wenig ausgeprägte Kristallisationsschieferung zustande. Der Mineralbestand bleibt gewahrt, nur vergrößern sich die gröbern Komponenten auf Kosten der kleinern durch Sammelkristallisation. Der porphyrische Habitus geht z. T. verloren, im übrigen zeigt der Gneis noch weitgehende texturelle und strukturelle Ähnlichkeit mit dem ursprünglichen Granit. Nach Norden geht er in normalen grobkörnigen Granit über, der in seiner Zusammensetzung der Hauptvarietät des Grimselgranites sehr nahe kommt.

Auch bei Unter-Felleli im Etzlital tritt am Kontakt mit dem Syenit eine porphyrartig-gneisige Varietät des Granites auf, welche von *F. Weber* (Lit. 38) eingehend beschrieben wurde. Es mögen dort ähnliche Vorgänge den Gesteinscharakter bedingt haben.

Am Sonnigwichel und besonders am Felli-Ruchen ist der Granit grobkörnig, nur wenig geschiefert und überall stark

geklüftet. Hier hat die Verwitterung stockartige Bergformen mit dickbankiger, quaderförmiger Absonderung aus dem massigen Granit herauspräpariert (Oberalpstock, Felli-Ruchen). Da, wo die Schieferung stärker ist, schafft die Verwitterung äußerst scharfe, zerrissene Gräte, die mit ihren schroffen und spitzen Nadeln und fast senkrecht gestellten Platten Formen zeigen, welche an die „Aiguilles" des Mont Blanc erinnern (Wichelschien, Weitenalpstock).

J. Königsberger (Lit. 19 und 20) unterscheidet vier verschiedene Randfacies des Aaregranits: die porphyrische, aplitisch-dioritische, mikrogranitische und mechanisch-klastische. Die Quarzporphyre möchte ich aus später zu erörternden Gründen nicht als eigentliche Randfacies des Granites auffassen. Die mikrogranitische Abart konnte ich nirgends beobachten, wohl aber die aplitische und die mechanisch-klastische. Beide treten mit Vorliebe da auf, wo die Granitgrenze parallel dem Streichen der Schiefer oder der Quarzporphyre verläuft. Die aplitische Randfacies ist östlich des Tscharren, am Grat gegen den Oberalpstock, deutlich entwickelt. Gegen das Maderanertal hin wird sie durch Quarzporphyre begrenzt, während sie nach Süden allmählich in normalen Granit übergeht. Der aplitische Granit ist feinkörniger und saurer als der normale und ist vielerorts sicher als Differentiations- und randliches Erstarrungsprodukt des granitischen Magmas aufzufassen. — Die mechanisch-klastische Randfacies ist die Folge intensiver Anpressung des Granites an die Schieferhülle oder an die Quarzporphyre. Das Endprodukt dieser dynamometamorphen Umwandlung des Granits sind stark gepreßte, grünlich-graue, serizitische bis chloritische Schiefer, welche man durch alle Übergänge auf kurze Distanz bis zum Normalgranit verfolgen kann. Nur am anstehenden Fels ist erkenntlich, daß diese Gesteine Abkömmlinge des Granites sind, am einzelnen Handstück wird man sie kaum als solche ansprechen. Besonders schön wurde diese Facies bei Weitenalp an der Granit-Quarzporphyrgrenze beobachtet. Sie läßt sich aber von hier nach Westen verfolgen bis gegen die Pörtlilücke hin. Bei der Alp Ober-Felleli vollzieht sich der Übergang vom grobkörnigen Granit zu der feinkörnig-parallel struierten Randfacies auf eine Entfernung von wenigen Metern. Letztere ist bei den Hütten der Spiellauialp am schönsten aufgeschlossen. Auch in der nächsten Umgebung der Etzlihütte ist er leicht festzustellen. An manchen Stellen ist dieser randliche Granit besonders stark gepreßt und durch hohen Gehalt an fein-

schuppigem, nach Schieferungsflächen gelagertem Serizit ausgezeichnet. Gegen die Porphyre hin bleibt der Granit als Randfacies bestehen, nimmt jedoch im allgemeinen etwas unruhigeren, schlierigen Habitus an, so daß er ebensogut für einen Gneis gehalten werden könnte. In genetischer Hinsicht ist er wohl teils als saures Differentiat, teils als mechanische Facies des Granites zu deuten. Die Dynamometamorphose hätte sich dann in der Weise geltend gemacht, daß die großen Feldspäte und Quarze durch ausgeprägte Streßwirkung zertrümmert wurden. Wenn wir annehmen, daß diese Gesteine unter Bedingungen der Mesozone gestellt waren, so fand bei ihrer Metamorphose weitgehende Umkristallisation statt, welche die Spuren der mechanischen Zertrümmerung z. T. verwischte. Die großen Kristalle lösten sich in mehrere kleine auf, die sehr kleinen aber wuchsen, so daß schließlich unter Wechselwirkung von Zertrümmerung und Umkristallisation ein gleichmäßig feinkörniges, geschiefertes Gestein aus dem ursprünglich normalen oder porphyrischen Granit hervorging.

Stoßen Granit und kristalline Schiefer diskordant aufeinander, wie nördlich der Pörtlilücke und an der Westflanke des Bristenstockes, so fehlt die saure, feinkörnige Randfacies. Hier sind die Stellen, wo das granitische Magma das Nebengestein besonders stark injizierte und ganze Zonen von Injektionsgneisen schuf. Zahlreiche Aplitstöcke und -gänge durchsetzen auf weite Entfernung die Schiefer und auch den Granit selbst. In seltenen Fällen — z. B. am Zwächten — bildet der Granit selbst, unter Aufblätterung des Nebengesteins, kleine Apophysen in den Gneisen. Am Grat nördlich der Pörtlilücke schließt der grobkörnige, helle Granit große dunkle Gneisschollen ein, die er kontaktmetamorph verändert hat. Ein analoger Schollenkontakt wurde am Nordgipfel des Oberalpstockes von *J. Königsberger* entdeckt und beschrieben (Lit. 19 und 20).

Die genetischen und kontaktlichen Beziehungen zwischen dem Aaregranit und dem Syenit des Piz Giuf wurden von *F. Weber* (Lit. 38) gründlich erörtert. Es sei an dieser Stelle nur noch einmal kurz darauf hingewiesen, daß der Granit zahlreiche Syenitschollen einschließt und sie stark resorbiert, oft fast völlig aufgelöst hat. Der Syenit ist also etwas älter als der Granit, doch war er vielleicht zur Zeit der Granitintrusion noch nicht vollständig erstarrt. Beide, Syenit und Granit, sind von zahllosen Apliten und Lamprophyren durchschwärmt, die *Weber* alle zur Gefolgschaft des Syenits rechnet. *Königsberger*

läßt sie eher vom Granit abstammen, weil sie alle jünger sind als dieser. Immerhin fällt auf, daß die Lamprophyre in der Nähe des Syenites am häufigsten auftreten. Der Granit hat aber bestimmt seine eigene basische Ganggefolgschaft, was überall im Aarmassiv festgestellt wurde. In unserm Gebiete dürfte die Trennung in Lamprophyre des Syenits und solche des Granits großen Schwierigkeiten begegnen, falls sie überhaupt möglich ist. Aus Magmen mit verschiedenem chemischem Charakter können durch Differentiation sehr ähnliche Spaltungsprodukte entstehen.

Die vom Granitmagma abstammenden Ganggesteine (Aplite, Lamprophyre und Pegmatite) in der Schieferhülle, die weitverbreiteten Injektionsgneise und die Schollenkontakte beweisen eindeutig die intrusive Natur des zentralgranitischen Magmas. Schlagende Beweise dafür sind außerdem drei weiter nördlich gelegene Vorkommen von Aaregranit.

Zu unterst in der Schlucht des Baches, der sich von der Klüserstockalp gegen Hinter-Etzliboden hinabstürzt, tritt ein kleiner Granitstock oder eine auskeilende Apophyse an die Erdoberfläche, die bloß auf einem Areal von ca. 10 × 5 m aufgeschlossen ist. Es ist ein etwas pegmatitischer, mittel- bis grobkörniger Zentralgranit mit schwach entwickelter aplitischer Randfacies und deutlichen sauren Injektionen ins Nebengestein.

Auf der Westseite des Bristenstockes zweigt ein schmaler Granitzug von der Hauptzone ab und zieht, von Quarzporphyren begleitet, am Bristenseeli vorbei durch das vordere Etzlital, wo er maximal ungefähr 400 m mächtig wird. Auf der östlichen Talseite läßt er sich in geringerer Mächtigkeit ebenfalls feststellen, taucht jedoch sehr bald unter die gewaltigen Schuttmassen des Sellenertales, wo er vielleicht in die Porphyre übergeht. Ein Aplitgang am rechten Abhang des Sellenertobels, der schnurgerade und diskordant die Serizitschiefer durchsetzt, verrät hier noch die Nähe des Granites. Vom Etzlital nach dem Bristengrat hinauf wird diese Apophyse schmäler und kommt streckenweise nur noch mit seiner aplitischen Randfacies zum Vorschein. Am Bristenseeli und in den Bristenbergen (oberhalb Meitschligen) hat sich der Granitzug in kleinere Teilintrusionen gespalten, welche oft (bei Bristenbergen) nur ihre äußersten Ausläufer hervorgucken lassen. In ihrer Umgebung werden aber stets typische Injektionsgneise und fast immer kleine Quarzporphyrapophysen angetroffen.

Das nördlichste Auftreten von aaregranitischen Gesteinen finden wir bei Hinter-Bristen am linken Ufer des Etzlibaches. Hier

steckt in den Serizitschiefern und -gneisen ein kleiner, sehr saurer Stock von massigem *Granitaplit*. Nur sein Rand ist an der Oberfläche aufgeschlossen, jedoch ist er vom Zuleitungsstollen des Kärstelenbaches für das Amsteger Kraftwerk auf eine Erstreckung von 400 m durchschlagen worden.[1])

Die Stollenaufnahmen haben gezeigt, daß es sich hier um einen mächtigen, in Nord-Süd-Richtung verlaufenden Gang handelt, der vom Maderanertal noch an seinem nördlich Ausgehenden bloßgelegt wurde. Für gangförmiges Auftreten spricht in erster Linie der aplitische Charakter des Gesteins, aber auch seine tiefgreifende kontaktmetamorphe Beeinflussung des Nebengesteins. Der Amphibolit am Eingang des Etzlitales ist in seinen untern Partien sehr stark aplitisch injiziert, wobei der Aplit mit dem des Ganges übereinstimmt. Der kleine Intrusivkörper zerfällt in einen östlichen Teil aus quarzreichem, glimmerarmem *Granit* und einen wohl etwas jüngern westlichen Komplex, der durch einen z. T. pegmatitischen *Aplit* repräsentiert wird. Der Aplit injiziert die granitische Zone sehr intensiv, so daß beide Gesteine allmählich ineinander übergehen. Aber auch am Kontakt mit dem Nebengestein ist keine scharfe Grenze gegeben, weil einerseits die angrenzenden *Biotithornfelse* vom Granitaplit vollständig durchadert werden und andererseits der Granit Teile des Nebengesteins resorbiert hat, wodurch er glimmerreicher wird und ein weniger homogenes, schlieriges Aussehen annimmt. Der Übergang vom Granit zum Hornfels erstreckt sich auf ca. 8 m. Die Kontaktzone des Granitaplitganges wird in einem spätern Kapitel eingehender gewürdigt.

Wir haben gesehen, daß der zentrale Aaregranit im Norden seiner Haupteruptionszone noch an verschiedenen Stellen in die Schieferhülle eindringt. Das Vorkommen von Hinter-Bristen liegt 5 km vom eigentlichen Zentralgranit entfernt. Dieser Umstand läßt die Vermutung aufkommen, daß sich in diesem Gebiete der Rücken des Granitlakkolithen nicht sehr tief unter den kristallinen Schiefern befinden kann. Er sinkt im Fellital nicht nur nach Norden, sondern auch axial nach Osten unter die Schieferhülle, um jenseits des Etzlitales wieder anzusteigen. Der Bristenstock mit seinen

[1]) Die petrographischen Stollenaufnahmen wurden von Herrn *Prof. Dr. E. Hugi* besorgt. Eine erste Mitteilung über die wichtigsten Untersuchungsergebnisse wurde veröffentlicht (Lit. 16). Das bisher nicht publizierte Stollenprofil (1 : 2500) wurde mir von den S. B. B. gütigst zur Verfügung gestellt. Im Sommer 1924 hatte ich auch selber Gelegenheit, den Stollen zu besichtigen.

Ausläufern und das Etzlital wären demnach gleichsam eine große Scholle von kristallinen Schiefern, welche in einem muldenförmig nach Norden geneigten großen Granitbassin schwimmt. Ähnliche Verhältnisse kennen wir ja vom großen Aletschhorn und vielen andern Lokalitäten des Aarmassivs.

Das mikroskopische Bild des Granites: Es muß angenommen werden, daß der Granit schon primär eine porphyrisch-fluidale Ausbildung angenommen hat, die jedoch durch die miocäne Faltung mechanisch verändert wurde, was insbesondere für die Randzonen in hohem Maße gilt. Die Dynamometamorphose hat die Granite, wie die kristallinen Schiefer, mehr oder minder parallel struiert, was vor allem in der Anordnung der Glimmer seinen Ausdruck findet. Kataklase und sekundäre Zersetzungsphänomene der Feldspäte und Biotite sind in diesen Gesteinen allgemeine Erscheinungen. In der mechanisch-klastischen Randfacies sind die einzelnen Komponenten z. T. mylonitisiert, der Quarz erscheint nur noch als Gereibsel, die Biotite sind stark chloritisiert. Anklänge an porphyrische Struktur zeigen die Granite beim Bristenseeli und im vordern Etzlital *(Granitporphyre)*.

Die Hauptgemengteile sind *Orthoklas, Plagioklas, Biotit* und *Quarz*.

Der *Orthoklas* ist allotriomorph ausgebildet und vertritt in der Regel die größten Komponenten des Gesteins. Häufig ist er durch Quarz korrodiert. *Mikroperthite* sind allgemein verbreitet (Taf. II, Fig. 1), und im Granit des vordern Etzlitales ist fast aller Orthoklas als Perthit entwickelt, wobei das Mischungsverhältnis zu Gunsten des Albits ein sehr hohes ist. Die eingelagerten Albitschnüre und -spindeln sind in ein und demselben Individuum alle gleich orientiert. Die perthitische Entmischung des granitischen Normalfeldspates ist ein autometamorpher Vorgang, welcher noch der magmatischen Phase angehört. Manchmal tritt aber der Albit im Orthoklas nicht als perthitische Verwachsung, sondern als unregelmäßige Flecken oder partielle Umrandung auf. Dies beobachtet man vorzugsweise in den stark gepreßten randlichen Graniten und in manchen Quarzporphyren (Taf. II, Fig. 1, 2 und 3). Es handelt sich dabei wohl um sekundäre Albitisierung. Wenn ein Gestein durch gebirgsbildende Vorgänge aus seinem Existenzfelde heraus in Gebiete veränderter physikalischer Bedingungen bewegt wird, so können die Feldspäte weiter entmischt und umgesetzt werden. Erhöhte Temperatur und Druck

können einen teilweisen Lösungsumsatz einleiten. Unter Natron-Zufuhr und Übergang des Kalis in den Serizit entstehen ganz neue Feldspatmischungen. Auf dieselbe Weise sind die gelegentlich vorkommenden schönen *Schachbrettalbite* entstanden (Taf. II, Fig. 3). Die Orthoklase sind selten ganz frisch, sie enthalten viele kleine Einschlüsse von Serizit und Epidotmineralien, welche ihnen das trübe Aussehen verleihen. Häufig sind im Orthoklas zwillingslamellierte, primäre Plagioklase eingeschlossen. Der Kalifeldspat ist oft nach dem Karlsbadergesetz verzwillingt.

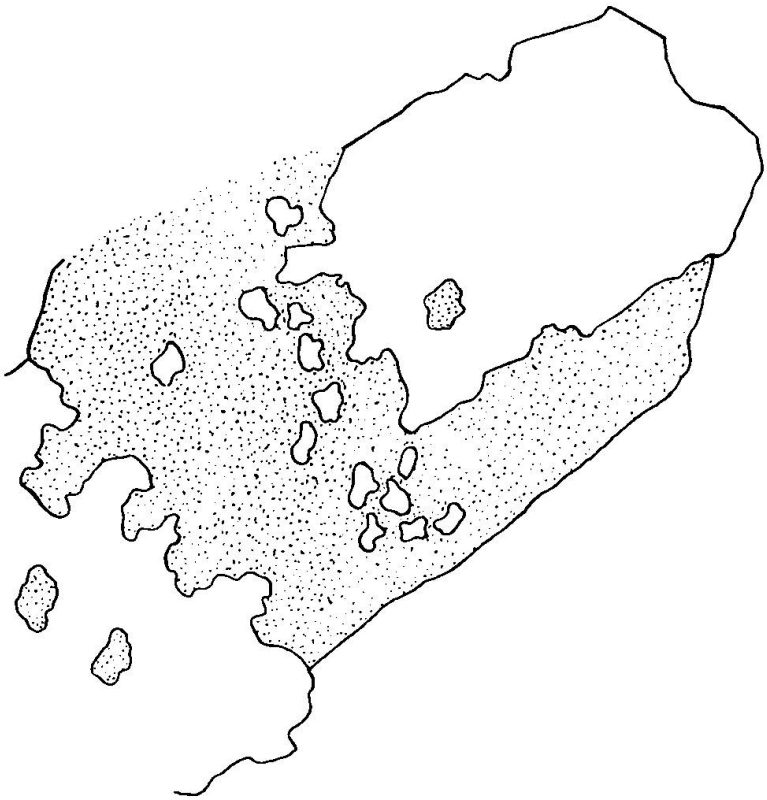


Fig. 1. Aus dem *Granit* von Hinter-Etzliboden: Plagioklas (weiß), stark resorbiert durch Orthoklas (punktiert).

Mikroklin ist ein häufiger Bestandteil der granitischen Randfacies. Im feinkörnigen, gepreßten Granit von der Spiellaui-Alp ist fast aller Kalifeldspat Mikroklin mit schöner Gitterstruktur.

Der *Plagioklas* ist in der Regel kristallographisch besser ausgebildet als der Orthoklas (fast idiomorph). Er ist ebenfalls von Quarz oft korrodiert worden. Seltener tritt Korrosion durch *Orthoklas* auf (Fig. 1). Die Plagioklase sind stets fein lamelliert, nach (010) verzwillingt. Auch Zwillingsbildung nach dem *Periklin-*

gesetz kommt vor, jedoch nie allein, sondern immer mit Albitlamellierung zusammen. Auch die im Orthoklas eingeschlossenen Plagioklase erscheinen meistens lamelliert, manchmal allerdings nur mit wenigen breiten Lamellen. Der als Albitisierungsprodukt oder im Mikroperthit auftretende sekundäre *Albit* zeigt niemals Zwillingslamellen. Nicht selten kommen primärer und sekundärer Plagioklas in ein und demselben Orthoklasindividuum vor (Taf. II, Fig. 2). Die Bestimmung der Plagioklase nach der *Fouqué*'schen Methode ergab in der Regel *Albit* bis *Albit-Oligoklas* (Auslöschungsschiefe $\perp$ a = 74°, 75°). Der Granit im vordern Etzlital und beim Bristenseeli ist etwas basischer, da seine Kalknatronfeldspäte z. T. *Oligoklas-Andesin* sind (vgl. Tabelle 1, Analyse No. III). Aber auch viele saure Plagioklase waren ursprünglich basischer, jetzt sind sie stark entmischt, oft förmlich epidotisiert. Diese Zersetzungsprodukte (Zoisit und Epidot) verdanken ihre Entstehung denselben Ursachen, wie die Albitisierung und Serizitisierung der Orthoklase. Neben postmagmatischen, hydrothermal-pneumatolytischen Agenzien sind auch regional- und dynamometamorphe Vorgänge dafür verantwortlich zu machen. In manchen Plagioklasen liegen die Einschlüsse nur in den zentralen Partien des Kristalls, was seinen Grund in der ursprünglichen Zonarstruktur dieser Feldspäte hat. Die innern Zonen waren basisch und haben sich entmischt, wofür bei den äußern, primär schon sauren Rändern keine Veranlassung gegeben war. Die mechanische Beeinflussung der Plagioklase des Granits kann durch verschiedene Stadien hindurch verfolgt werden. Drucklamellierung, auch gebogene und gebrochene Plagioklasleisten kennzeichnen wiederholt das mikroskopische Bild.

Der *Quarz,* welcher sich als Letztausscheidung zwischen Feldspäten, Glimmern und andern Mineralien befindet, zeigt nie kristallographische Umgrenzung. Er bildet größere zerlappte und zerbrochene Körner und Fetzen, die häufig korrodiert sind und nicht selten linsenförmige Gestalt besitzen. Teils liegt der Quarz als sekundäre Bildung in feinkörnigen Aggregaten zwischen größern Mineralien und in Korrosionstaschen vor. Die Spuren mechanischer Beanspruchung sind in den Quarzen viel ausgeprägter als bei den Feldspäten. Undulöse Auslöschung ist ohne Ausnahme allen primär entstandenen Quarzen eigen. In den stark gepreßten Granit-Abarten (Randfacies) kam es manchmal zur Bildung von Mörtelquarz. Sekundäre Quarzanhäufungen zeigen sehr oft Pflasterstruktur, löschen nicht undulös aus und

sind frei von fremden Einschlüssen. Dagegen enthält der primäre Quarz häufig lange Schnüre von kleinen Gas- und Flüssigkeitseinschlüssen. Bei letztern beobachtet man sehr schöne vibrierende Libellen. In pegmatitischen Partien des Granits sind die Quarze besonders einschlußreich (Granit bei Hinter-Etzliboden). Myrmekitbildungen sind allgemein verbreitet, treten aber besonders schön in der Randfacies des Granites im vordern Etzlital auf. Sie beruhen nach *Rosenbusch, Becke* u. a. auf einer sekundären Verdrängung des Kalifeldspats durch Plagioklas, wobei K durch Na und Ca ersetzt wird. Es muß sich Kieselsäure ausscheiden und zwar um so mehr, je kalkreicher der Plagioklas ist. Dieser erscheint von zahlreichen dünnen, unregelmäßig gewundenen Quarzstengeln durchwachsen. Myrmekite sind in den metamorphen Gesteinen weit verbreitet. Hier handelt es sich um eine wirkliche Verdrängung der Kalifeldspatsubstanz durch Plagioklas, der Vorgang ist ein der Albitisierung nahe verwandtes Phänomen. In den Eruptivgesteinen aber können Myrmekite durch autometamorphe Prozesse entstehen, ja es ist nach *Weinschenk, Sederholm* und *Niggli* (Lit. 27, pag. 434) möglich, „daß ein Teil der so benannten Verwachsungen eine einfache eutektische *Plagioklas-Quarz*-Kristallisation darstellt". Solcher primärer Myrmekit konnte im Granit des Bristenseeli festgestellt werden, wo seine Bildung wohl durch rasche Abkühlung (schmale Apophyse!) bedingt war. Das Gestein besitzt dann etwas granophyrische Struktur.

Der makroskopisch dunkel-grünbraune Glimmer ist *Biotit* und bildet als kleine Schüppchen nestartige Anhäufungen und lange Züge von parallelen Blättchen zwischen Feldspat und Quarz. Selten sind größere Individuen vorhanden. Die einzelnen Schuppen sind stark zerfressen, ausgefranst und von andern Mineralien durchlöchert (Siebstruktur). Sein Pleochroismus ist olivgrün—hell ockergelb. Oft werden Feldspat- oder Quarzaggregate von Glimmerzügen linsenförmig umschlossen, gelegentlich setzen sie durch gespaltene Quarze hindurch. Chloritisierung der Biotite fand am stärksten in den randlichen Graniten statt, wurde aber in allen Schliffen beobachtet. Jedoch ist sie nie eine vollständige.

Die Akzessorien sind vertreten durch *Apatit, Orthit, Titanit, Zirkon, Rutil* als *Sagenit, Ilmenit* und *Pyrit.* Apatit und Orthit bilden idiomorphe Kristalle und gehören zu den Erstausscheidungen, wie die übrigen basischen Gemengteile. Der Orthit liegt oft in Epidot eingebettet, der sich sekundär an den Orthit anlagerte. Möglicherweise ist er z. T. auch primär.

Zoisit, Epidot und *Serizit* sind als Zersetzungsprodukte allgemein verbreitet.

Die Ausscheidungsfolge der Komponenten ist eine normal granitische.

b) Diorite und Granodiorite als Differentiationsprodukte des zentralgranitischen Magmas.

Das granodioritische bis gabbroide Urmagma, dem sämtliche aarmassivischen Eruptivgesteine ihre Entstehung verdanken, hat sich lange vor den eigentlichen carbonischen Intrusionen in die obere Schieferhülle in der Tiefe durch Differentiation in verschiedene Teilmagmen gespalten. Es bildete sich einerseits eine basische Phase, welche prägranitische gabbroide, pyroxenitische und peridotitische Eruptiva intrudieren ließ, die heute, nach dreimaliger Metamorphose, als Amphibolite, Giltsteine und Serpentine bekannt sind. Von ihnen wird später die Rede sein.

Andererseits resultierte aus demselben Hauptmagma durch intramagmatische Spaltung eine saurere granitische Phase, welche gleichzeitig oder später als Orthogneis oder Granit intrudierte und die intensive Kontaktmetamorphose der überlagernden Sedimente und der eigenen basischen Vorläufer bewirkte. Dies ist die von *Brögger* und vielen andern festgestellte Reihenfolge der Intrusionen, die man überall im Kambrium-Silur, im Devon-Culm und z. T. auch im Tertiär wiederfindet.

Auf ähnliche Weise hat sich das granitische (bis granodioritische) Magma selbst wieder gespalten, so daß nebst sehr sauren Graniten auch basische Granite (z. B. der Baltschiedergranit), *Syenite* und *Quarzdiorite* zur Ausbildung gelangten. Die granitische Schmelzlösung hat sich nicht nur von Norden nach Süden in verschiedene Teilmagmen zerlegt, sondern auch von Osten nach Westen hat eine Differentiation vom Basischen zum Sauren stattgefunden. Das stimmt mit der Tatsache überein, daß Syenite und Diorite im östlichen Aarmassiv weiter verbreitet sind als im westlichen (Giuf-Syenit, Rusein-Diorit, Monzonite des Puntaiglas-Gebietes). Saure und basische Intrusionen verhalten sich z. T. tektonisch verschieden und liegen zeitlich auseinander.

Im Untersuchungsgebiete treten außer dem Giuf-Syenit auch dioritische und granodioritische Gesteine auf, welche von *Königsberger* z. T. als Amphibolite kartiert wurden. Nach meinem Dafürhalten haben sie jedoch mit Amphiboliten nichts zu tun.

Am Ostabhang des Roßbodenstockes und gegen die Alp Culma hinunter steht ein schönes massiges Gestein an, welches auffällt durch regelmäßig, aber richtungslos verteilte, gut ausgebildete, stellenweise bis 1 cm lange, dunkelgrüne *Hornblenden,* die in ein hellfarbiges Gemenge von Feldspat und Quarz eingebettet sind. Neben Hornblende tritt *Biotit,* oft in wohlumgrenzten, schwarz glänzenden Täfelchen, als dunkler Gemengteil deutlich hervor. In einzelnen Partien überwiegt er die Hornblende. Dieses Gestein bildet hier einen von Norden nach Süden ca. 200—300 m breiten Stock, dessen gangförmige Ausläufer am Weg dicht unterhalb Culma anstehen. Seine Randfacies ist feinkörniger, etwas schlierig und makroskopisch kaum von einem gepreßten Granit zu unterscheiden. Der Aaregranit hat dieses Gestein kontaktmetamorph verändert, indem er es in den Randzonen injiziert und resorbiert hat. Ein aplitischer Gang setzt scharf durch diesen Diorit hindurch.

Unter dem Mikroskop sind *Plagioklas, Hornblende, Biotit* und *Quarz* als Hauptgemengteile erkenntlich (Taf. II, Fig. 4). Die *Plagioklase* sind fast ausnahmslos idiomorph ausgebildet und entweder in langen, schmalen Leisten oder als beinahe isometrische Schnitte sichtbar. Die Bestimmung vieler Plagioklase weist auf *Labrador,* andere Kalknatronfeldspäte sind *Oligoklas-Andesin,* und zwischen ihnen und dem Labrador sind Übergänge vorhanden, so daß die chemische Zusammensetzung der Plagioklase zwischen Oligoklas-Andesin und Labrador variieren kann. Häufig sind sie zonar gebaut und zwar in der Weise, daß die basischen Partien im Zentrum, die sauren als konzentrische Schalen außen liegen (Differentiation vom Basischen zum Sauren). Die Zonarstruktur wird durch die Anordnung der Entmischungsprodukte noch deutlicher ausgeprägt. Die zentralen Teile sind mit Einschlüssen von Zoisit, Epidot, Serizit, Chlorit und etwas Erz vollgespickt, während die Randzonen oft wasserhell durchsichtig sind. Analoge Erscheinungen haben wir schon beim Granit beobachtet, auch die Ursachen sind an beiden Orten dieselben. Zwillingslamellierung nach dem Albitgesetz ist den meisten Plagioklasen eigen. Die Lamellen sind breit, wie das für die basischen Glieder der Plagioklasreihe häufig auch in andern Gesteinen zutrifft. Viele Kristalle bestehen nur aus je zwei Lamellen. Charakteristisch und von besonderem Interesse für dieses Gestein ist das vollständige Fehlen des *Kalifeldspates.*

Der braune *Biotit* ist immer stark pleochroitisch und manchmal mit Hornblende parallel verwachsen. Er bildet größere, mehr oder

weniger zerfetzte Blättchen und Lappen, die jedoch hie und da auch gute Umgrenzung haben können. Er beherbergt als Einschlüsse Apatit, Plagioklas und auf Rissen und an den Rändern ganze Anhäufungen von winzig kleinen Erzkörnchen, welche durch Entmischung des Biotits entstanden sind. Viele Glimmer sind völlig von andern Mineralien durchlöchert (Siebstruktur!). In Schnitten parallel (001) sind sehr schöne Sagenitbildungen wahrnehmbar. Gelegentlich sitzen auch Reste von grüner Hornblende in den Biotiten, die wohl als Überbleibsel der Umwandlung in Glimmer anzusehen sind. Wo das Gestein stark gepreßt erscheint, ist auch schon ein erheblicher Teil des Biotits in *Chlorit* umgewandelt.

Die *Hornblende* ist ebenfalls stets pleochroitisch. Nicht selten sind Zwillinge nach (100) vorhanden. Auch die Amphibole enthalten Einschlüsse von Apatit und wenig Erz.

Der *Quarz* ist in diesem Gestein besonders deutlich als Letztausscheidung gekennzeichnet. Er füllt alle Zwischenräume zwischen den übrigen Mineralien aus und zeigt so sehr zackige, vielgestaltige Formen. Es sind aber nicht feinkörnige Aggregate von Quarz, sondern meist größere, synchron auslöschende Individuen. Er kann alle andern Komponenten des Gesteins und auch Gase und Flüssigkeiten als Einschlüsse enthalten.

Als Nebengemengteile figurieren viel *Apatit, Magnetit, Ilmenit* mit Leukoxenrand, *Titanit, Rutil* (als Sagenit), spärlich *Granat* und *Zirkon.*

Die Struktur dieses Diorits erinnert an die ophitische oder mehr noch an die monzonitische, indem die Plagioklase, Hornblenden und Glimmer eine sperrige, richtungslose Konstellation aufweisen. Allerdings ist hier die Füllmasse nicht Pyroxen, wie bei den Ophiten, auch nicht Orthoklas, wie bei den Monzoniten, sondern lediglich Quarz.

Wir bezeichnen das Gestein als *Biotit-Hornblende-Quarzdiorit* oder *Hornblende-Biotit-Quarzdiorit,* je nachdem Glimmer oder Hornblende vorwiegt. Das Strukturbild zeigt z. T. monzonitische Eigenschaften (vgl. Analyse No. VI, Tabelle 1, pag. 367).

Die metamorphe Randfacies dieses Diorits hat trotz der kräftigen Pressung die entscheidenden Strukturmerkmale behalten, auch die Gemengteile sind dieselben. Die Hornblende ist jedoch viel spärlicher vorhanden und fehlt in den randlichsten Partien fast ganz. Der Biotit erscheint, wie auch der Quarz, angereichert und liegt häufig als pseudomorphosenähnliche Anhäufungen (nach Hornblende) vor. Die Hornblende wurde also in Glimmer umge-

wandelt, der Biotit wurde z. T. weiter zersetzt zu Chlorit, Eisenerz und Epidot. Die Plagioklase sind total zersetzt und meistens nur noch an den angedeuteten Umrissen erkennbar. Am Übergang vom Diorit zum Granit reichert sich Quarz in größern Körnern relativ an, auch Orthoklas beginnt sich einzustellen, was wohl auf Kontaktmetamorphose durch den Granit zurückzuführen ist. Wie die übrigen intermediären Differentiate des zentralgranitischen Magmas, so ist auch der Roßbodendiorit etwas älter als der Aaregranit.

Das weiter oben erwähnte Ganggestein, welches den Diorit durchsetzt, zeigt u. d. M. auffallend ähnliche Merkmale wie der Diorit selbst. Die Plagioklase sind allerdings hier fast bis zur Unkenntlichkeit entmischt, so daß sie selten noch bestimmbar sind. Ist dies der Fall, so erweisen sie sich als *Albit-Oligoklas*. Vor der Entmischung mögen es etwa Oligoklas-Andesine bis Labradore gewesen sein. Der Quarz tritt sehr stark zurück, die übrigen Komponenten und auch die Struktur sind in der Hauptsache die des Diorits. Titanit ist etwas reichlicher vorhanden, ferner gesellt sich noch sekundärer *Calcit* zu den Akzessorien. — Das Gestein gehört sicher zum Diorit und ist ein intermediäres Ganggestein, welches stark an *Alsbachite* erinnert. Es ist ausgesprochen druckmetamorph.

Der Diorit vom Roßbodenstock steht in seiner Art einzig da. Nirgends im untersuchten Gebiete wurden gleiche oder ähnliche Gesteine angetroffen. Es fehlt allerdings nicht an weitern basischen Differentiationsprodukten, doch sind diese immer wesentlich vom Roßbodenstockdiorit verschieden, indem sie stets viel Kalifeldspat, dagegen keine Hornblende enthalten.

So ist z. B. der Granit am Nordwestgrat des Bristenstockes ziemlich basisch, was sich schon äußerlich in seiner dunklen Farbe kundtut. Die Hauptgemengteile sind dieselben wie beim Granit, nur führt er mehr Biotit in größern Blättchen, die oft sehr schöne Sagenitbildungen beherbergen. Die Plagioklase sind ein wenig kalkreicher als im Granit, stark entmischt und häufig zonar gebaut, besonders wenn sie in Orthoklas eingeschlossen sind. — Das Gestein ist ein basischer Granit oder *Granodiorit* und hängt genetisch mit dem normalen Granit eng zusammen.

Ein drittes verwandtes Vorkommen befindet sich am rechten Ufer des Kärstelenbaches, direkt gegenüber der Einmündung des Etzlitales ins Maderanertal. Seine Bestimmung unter dem Mikroskop ist sehr schwierig, weil es äußerst stark druckmetamorph ist. Als Gemengteil wiegt Plagioklas ausgesprochen vor, Orthoklas ist

sehr spärlich vertreten und noch seltener tritt Quarz als sekundäre Bildung hinzu. Daneben bemerkt man noch Chlorit (als Zersetzungsprodukt der Glimmer), Hornblende, Epidot, Orthit und Titaneisen mit viel Leukoxen. Manche Partien sind durch Pyrit, Magnetkies und etwas Kupferkies vererzt. — Auch dieses Gestein dürfte dioritische Zusammensetzung haben.

Im Brunnital und gegen den Düssistock — also außerhalb des kartierten Gebietes — treten dioritische Gesteine wieder in größern Massen auf.

c) Die Ganggefolgschaften des Granites.

Allgemeines: Das zentralgranitische Magma, welches an und für sich schon sauer war, hat sich vor oder während der Erstarrung noch weiter differenziert. Es schieden sich sehr saure Restlösungen von extrem basischen Rückständen. Beide intrudierten nach der Verfestigung des Granits als Quarzporphyre, Aplite, Pegmatite und Lamprophyre in den Granit selbst und in seine Schieferhülle.

Die *Quarzporphyre* nehmen unter ihnen in Bezug auf Häufigkeit und geologische Bedeutung weitaus die erste Stelle ein. Sie sind in ihrem Auftreten selbständiger als die Aplite, Pegmatite und Lamprophyre und bilden z. T. große, oft mehrere 100 m mächtige Lagergänge.

Außer diesen mächtigen, weithinziehenden Apophysen gibt es eine sehr große Zahl kleinerer Porphyrgänge, die entsprechend ihrer geringern Mächtigkeit nicht so weit in das Nebengestein einzudringen vermochten. Die große Porphyrmasse vom Tscharren bis gegen den Sonnigwichel stößt auf der Südseite überall an granitische Gesteine. Auch die zahlreichen kleinen Apophysen halten sich in der Regel an die Nähe des Granits. Nur der mächtige schiefrige Quarzporphyrzug, welcher den Nordabhang des Bristenstockes parallel dem Streichen der kristallinen Schiefer durchschneidet, liegt auf größere Distanz vom Aaregranit entfernt. Es ist aber leicht denkbar, daß er sich mit zunehmender Tiefe demselben nähert oder sogar in ihn übergeht. Schon allein aus dem geologischen Auftreten der Quarzporphyre kann man den Schluß ziehen, daß sie mit dem Granit genetisch zusammenhängen oder direkt aus ihm hervorgehen. Sicher ist, daß sie vom selben Hauptmagma abstammen und gleichsam eine Ergußfacies des Aaregranits darstellen. *J. Königsberger* bezeichnet sie als gleichaltrige

porphyrische Randfacies des Granits (Lit. 19 und 20). Es gibt nun allerdings, wie bereits bemerkt wurde, auch Quarzporphyre, deren Zusammenhang mit dem Granit nicht ohne weiteres nachweisbar ist. Ferner kann man im Felde beobachten, daß kleine, scharf aufsetzende Quarzporphyrgänge den Granit durchschlagen. Solche Stellen sind mir im vordern Etzlital, am Nordwest-Grat des Bristenstockes, oberhalb Bristenbergen und im Klüsertal bekannt geworden. Gelegentlich findet man kleine, unveränderte Granitbrocken im dichten Quarzporphyr eingeschlossen. Die *Porphyre* sind also, wenigstens zum Teil, jünger als der Granit. Ebenso werden die Injektionsgneise samt ihren pegmatitischen und aplitischen Adern von den Quarzporphyren durchsetzt. *W. Staub* (Lit. 34) stellte auch für die Quarzporphyre im Gebiete der Erstfeldergneise postgranitisches Alter fest. Das Verhältnis der *Quarzporphyre* zum *Carbon* gibt uns weitere Anhaltspunkte für die Altersbestimmung der erstern. Die schwarzen Carbonschiefer sind ohne Ausnahme im Liegenden wie im Hangenden von Quarzporphyren begleitet oder wechsellagern mit ihnen. Diese Feststellungen wurden auch bei den petrographischen Aufnahmen im Wasserstollen zwischen Wassen und Amsteg von *E. Hugi* (Lit. 16) gemacht. *Königsberger* läßt am Bristenstäfeli den Anthrazit sich auf den Quarzporphyren ablagern, was natürlich für diese ein präcarbonisches Alter bedingen würde. Aber auch über dem Carbon lagern dort Quarzporphyre. In der Etzlischlucht finden wir genau die gleichen Lagerungsverhältnisse wieder, und auch bei der Roßboden-Alp im Etzlital sehen wir das Carbon beidseitig konkordant von Quarzporphyren begleitet (Taf. I, Prof. 1 und 2). Diese sind in der Nähe der Anthrazitschiefer immer besonders stark gepreßt und dunkelgrau bis schwärzlich gefärbt. Mit der Entfernung vom Carbon werden sie nach und nach heller und gehen in normalen, mehr oder weniger gepreßten Porphyr über. Auf Grund dieser Beobachtungen glaube ich annehmen zu dürfen, daß die Quarzporphyre in die carbonischen Schiefer intrudierten, z. T. sich vielleicht als Oberflächenergüsse auf ihnen ablagerten und dabei sedimentäres Carbon resorbierten, wodurch die dunkle Färbung der Porphyrschiefer zustande kam. Aber auch die völlig schwarzen Tonschiefer wurden injiziert und metamorphosiert, denn sie enthalten stellenweise größere quarzitische und pegmatitische, eisenerzreiche Adern. Manchmal sind sie durchspickt von zahlreichen einzelnen Quarzkörnern oder Feldspäten. — Setzen wir für die anthrazitführenden Tonschiefer mittelcarbonisches Alter voraus, so

müssen wir die *Quarzporphyre* mindestens ins Obercarbon, wenn nicht ins Perm stellen.

Am Tscharren-Grat, wo ebenfalls Carbon und Porphyre zusammen vorkommen, gestalten sich die wechselseitigen Beziehungen etwas verwickelter (Taf. I, Prof. 3 und 4). Der einheitliche Carbonzug, wie er am Roßbodenstock oder in der Etzlischlucht ansteht, ist hier in mehrere Linsen und Fetzen oder viele kleine Schmitzen aufgelöst, welche mit Quarzporphyrschichten oder mit Tuffen wechsellagern. Vom Seelegg-Grat gegen den Tscharren hinauf findet eine wiederholte Ablösung von Quarzporphyr, Quarzporphyrtuff und schwarzen Tonschiefern statt. Gegen den Gipfel des Tscharren nehmen die vulkanischen Tuffe immer mehr überhand, bis sie zu oberst an der Granitgrenze ihre typischste Erscheinungsform erreichen. Sie wurden von ältern Autoren (*Alb. Heim, C. Schmidt* u. a.) als Carbonkonglomerate beschrieben. Auch *W. Staub* (Lit. 34) faßt einen Teil der hier vorkommenden, eigenartigen Gesteine als Konglomerate auf. *O. Fischer* (Lit. 6) erwähnt aus der Umgebung der Trifthütte (Gadmental) analoge Gesteine, die er ebenfalls vorwiegend für Tuffe hält. In der Tat findet man bei den Tscharrengesteinen in einer meist dichten, dunklen, oft fleckigen Grundmasse gerundete Gerölle von Porphyr, Aplit und Granit, welche variieren zwischen nur 1 cm großen Knollen und großen Blöcken, die nicht selten über 1 m Durchmesser haben. Neben diesen sehen wir aber in der grauen Grundmasse ebensoviele eckige Brocken derselben Gesteinsarten, zu welchen sich noch unregelmäßig gebrochene Fetzen tiefschwarzer Anthrazitschiefer gesellen. Bei näherer Betrachtung erkennt man in der Grundmasse zahllose kleine, glasklare Quarzeinsprenglinge. — Mit der Entfernung vom Granitkontakt nehmen die groben Einschlüsse ab, die Tuffe werden feinkörniger und erscheinen dann als graue Schiefer, welche meistens ein sonderbar fleckiges Aussehen besitzen. Die hellgrauen Flecken sind linsenförmig gestreckt und bestehen aus einem sehr dichten, matt aussehenden Gemenge von Quarz und wenig Feldspat. Dieselben tuffogenen Gesteine kommen im Grießern- und Lungental, im obern Sellenertal, bei Weitenalp und in unbedeutender Entwicklung am Roßbodenstock vor. Jedoch erreichen sie nirgends mehr die grobkonglomeratische Zusammensetzung wie am Tscharren. Andeutungen von Tuffbildung konnte ich auch im Breitlauital bei Amsteg feststellen. Der Tuffcharakter aller dieser Gesteine wird durch die mikroskopische Untersuchung in vollem Umfange bestätigt. —

Vgl. Taf. III, Fig. 2 und 3. — Die meisten zeigen u. d. M. typische Tuffstruktur: In einer im Korn variablen, aber meist dichten Grundmasse, die in der Hauptsache aus *Quarz, Feldspat, Serizit* und *Epidot* besteht, liegen regellos verteilt eckige Fragmente von zerspratzten Feldspäten und Quarzkristallen. Die Bruchsücke sind sehr verschieden groß, ihre Ränder scharf und eckig, während die ursprünglichen Umgrenzungen der Kristallkörner oft sehr stark korrodiert worden sind. Dies sind die vor der Effusion im porphyrischen Magma ausgeschiedenen Einsprenglinge, welche bei der plötzlichen Druckentlastung zersprangen. Unter ihnen wiegt der Quarz vor, aber auch *Orthoklas* und saure *Plagioklase* kommen bald nur sehr untergeordnet, öfters aber auch in vorherrschender Menge vor. *Biotit* ist nur in einigen basischen Tuffarten als nennenswerter Gemengteil vorhanden. Beinahe in allen Schliffen von Porphyrtuffen sind kleine Bomben enthalten, die den Tuffen das oben erwähnte fleckige Aussehen verleihen. Diese führen in der Regel die gleichen Mineralien, wie das Gestein, in welchem sie liegen. Teilweise sind sie etwas grobkörniger als die Grundmasse des Tuffs (Taf. III, Fig. 1). Andere sind äußerst feinkörnig und erscheinen deshalb im Mikroskop dunkler als die Grundmasse (Taf. III, Fig. 3). Diese letztern waren wohl primär vulkanische Gläser, die durch sekundär wirkende Agenzien oder durch autometamorphe Prozesse entglast wurden und sich in ein mikrokristallines Aggregat von Quarz, wenig Feldspat und sehr spärlichem Serizit umwandelten. Die Bomben, vor allem die feinkörnigen, besitzen meistens scharfe Umgrenzung. Von den Tonschieferfragmenten im Tuff wurde bereits gesprochen. Auch im Schliff kann man kleine Schmitzen und lagenartige Züge von anthrazitischen opaken Körnern beobachten. Als seltene Komponenten spielen Zirkon, Calzit und Eisenerze eine untergeordnete Rolle.

Durch mannigfache Zersetzungsphänomene wurden die strukturellen Eigentümlichkeiten der Quarzporphyrtuffe teilweise verwischt. Die Einsprenglinge sind oft fast gänzlich wegkorrodiert und durch sekundäre Aggregate ersetzt worden. Die Feldspäte sind stark zersetzt. Nachträglich zuströmende Gase und hydrothermale Lösungen können bei diesen Umwandlungen mit tätig gewesen sein, jedoch vermißt man in den Tuffen typische pneumatolytische und hydrothermale Mineralien. Die Korrosion der Quarze und die Entmischung der Feldspäte vollzogen sich z. T. sicher schon im liquidmagmatischen Stadium. Sehr intensiv wurden die Tuffe durch die alpine Dislokationsmetamorphose verändert. Sie wurden geschiefert

und gepreßt, manche Einsprenglinge weiter zertrümmert und nicht selten vollständig zerrieben, so daß man sie dann als *Tuffbreccien* bezeichnen kann. Die Bomben und Tonschieferfetzen wurden gestreckt oder ausgewalzt, so daß man bei letztern oft im Zweifel ist, ob eine resorbierte Linse im normalen Quarzporphyr oder eine zusammengedrückte Bombe vorliegt. Besonders plastisch, ähnlich wie ein Fluidum, verhielten sich die glasigen Bömbchen, welche zu langen, schmalen Streifen ausgezogen wurden. Die großen Gerölle und Brocken am Tscharren leisteten dem Streß größern Widerstand, sie übertrugen den Druck auf die Grundmasse, in der er sich besser auswirken konnte. In einzelnen Partien der Tuffe und der Quarzporphyre sind Andeutungen von Gefügeregelung (im Sinne von *W. Schmidt,* Lit. 32) gegeben. Eine sehr saure Bombe im Porphyrtuff des Tscharren-Grates zeigte dieses Phänomen in ausgeprägtester Weise. Sie besteht fast ausschließlich aus einschlußfreiem Quarz, dessen einzelne Körnchen miteinander verzahnt sind. Die Struktur erinnert an ein saures Ganggestein. Bei Einschaltung des Kompensators und gekreuzten Nicols erscheinen jeweils alle Quarze eines größern Komplexes in derselben Farbe. Sie haben sich unter gerichtetem Druck alle in gleichem Sinne umgelagert.

Von besonderem Interesse sind einige große Quarzeinsprenglinge aus dem Porphyrtuff des Tscharren (Taf. III, Fig. 4). Diese sind schon im flüssigen Magma zu ovalen Körnern korrodiert worden, an welche sich in einer spätern Phase erneut Kieselsäure ankristallisierte, so daß sie einen sekundären Anwachsrand erhielten. Der primäre Quarz beherbergt sehr viele kleine Einschlüsse von Flüssigkeiten mit Gaslibellen und vor allem wunderlich geformte Glassplitterchen. Wie diese Glaspartikelchen in den Quarzkristall hineinkamen, ist mir noch etwas rätselhaft. Am meisten Wahrscheinlichkeit scheint mir die Annahme zu besitzen, daß es sich um begonnene Glasbildung handelt, die schon im Anfangsstadium von der Kristallisation des Quarzes überholt wurde. Der Anwachsstreifen ist frei von Einschlüssen und löscht synchron mit dem übrigen Quarz aus. Zwischen beiden muß sich eine Inhomogenitätsfläche befinden, die eine deutliche Lichtlinie erzeugt. Die mechanischen Bruchflächen des Kristalls setzen auf den sekundären Rand über. — Solche Quarze sind nur sehr vereinzelt vorhanden, was gegen die Annahme spricht, daß Kieselsäure nach der Verfestigung des Gesteins pneumatolytisch oder hydrothermal zugeführt wurde. Sie müßte sich dann an viele andere,

auch kleinere Quarze angelagert haben. *E. Truninger* (Lit. 37) beschreibt sehr ähnliche Anwachsringe bei Quarzen aus einem metamorphen Sandstein. Doch handelt es sich dort um ein total anderes Phänomen. *Truninger* erklärt es als Folge einer sekundären Biotitisierung der tonigen Grundmasse, bei welcher Kieselsäure frei wurde.

Die normalen Quarzporphyre haben auch am Tscharren und in seiner Umgebung die carbonischen Schichtlagen injiziert und resorbiert. Oft sieht man — besonders schön bei der Alp Oberalpstock südwestlich des Tscharren — mitten im Porphyr kleine linsenförmige, konkordant eingeschlossene Schmitzen von schwarzem Tonschiefer, die durch den Quarzporphyr schwach gefrittet oder gehärtet wurden. Selten werden sie von kleinen Quarzitadern quer durchschlagen. Ihre kontaktmetamorphe Umwandlung war wenig intensiv, offenbar deshalb, weil der Porphyr bei seiner Intrusion bereits eine sehr viskose Masse darstellte, die überdies schnell erstarrte. Größere Carbonlinsen wurden von kleinen Quarzporphyrapophysen injiziert, welche nur 1 bis wenige cm mächtig sein können. Man kann bei der Alp Oberalpstock und am Tscharren Handstücke von kohligen Tonschiefern schlagen, die eine auskeilende Porphyrapophyse enthalten.

Die Entstehungsgeschichte dieses so mannigfaltigen Gesteinskomplexes mag etwa wie folgt zusammengefaßt werden: In der Mittel- und Ober-Carbonzeit lagerten sich in Mulden die anthrazitführenden Tonschiefer ab, die durch die zweite hercynische Faltung bereits in Mitleidenschaft gezogen wurden. Im Obercarbon fand die Eruption des Aaregranits statt, von welchem möglicherweise noch Gerölle in die Tonschiefer hinein gerieten und zur Bildung von Konglomeraten führten. Gegen den Schluß der Carbonperiode oder zu Anfang des Perm ergossen sich Quarzporphyre in und auf diese Sedimente und bewirkten eine geringe Kontaktmetamorphose derselben. An einigen Stellen wurde die Gastension im porphyrischen Restmagma infolge partieller Auskristallisation (Kristallisationsdestillation!) und mächtiger Überlagerung so groß, daß es zur explosionsartigen Effusion kam. Granit- und Porphyrbrocken, Tonschieferfetzen und feinverteiltes Porphyrmaterial flogen miteinander in die Luft und bildeten die vulkanischen Tuffe des Tscharrengrates und der andern genannten Lokalitäten. Der Gedanke, daß diese Tuffe z. T. submarin entstanden seien, ist vielleicht nicht ganz von der Hand zu weisen, jedoch lassen sich dafür keine sichern Beweise erbringen. Offenbar haben mehrere Explosionen stattgefunden, zwischen welchen sich jeweils wieder

normale Quarzporphyre ergossen (Wechsellagerung von Porphyr und Tuff!). Da, wo die Tscharrengesteine an die aplitische Randfacies des Granites stoßen, befindet sich ein extrem saurer, weißer Quarzporphyr, der wohl den letzten porphyrischen Resterguß darstellt.

C. Schmidt (Lit. 31) hat bereits über die sog. Carbonkonglomerate beim untern Furggeli in der Windgällen-Falte geschrieben. Er erwähnt von dort eckige Porphyrbrocken in den Carbonschiefern und zieht daraus den Schluß, daß der Porphyr älter sei als Mittelcarbon. Er beschreibt aber ebenfalls Carbonschmitzen, welche konkordant im Quarzporphyr liegen. Doch geht er in der Diskussion nicht näher auf sie ein, obschon er, gestützt auf diese Vorkommen, für den *Porphyr* ebensogut obercarbonisches oder permisches Alter beweisen könnte. Es handelt sich bei diesen Gesteinen zweifellos um *Porphyrtuffe*, die mit denen des Tscharren in Zusammenhang zu bringen sind. Ich vermute, daß auch die breccienartigen, an carbonische Grauwacken oder Verrucano erinnernden gepreßten Porphyrschiefer der Alpgnofer-Platten, die von *Alb. Heim* als Verrucano beschrieben wurden, nichts anderes sind als stark geschieferte Quarzporphyrtuffe. Doch möchte ich diese interessante Frage noch nicht definitiv beantworten, da meine diesbezüglichen Studien noch nicht abgeschlossen sind.

Die *Quarzporphyre* weisen strukturell ein wechselvolles Bild auf. Wie aus frühern Darlegungen hervorgeht, sind manche Granite mehr oder minder porphyrisch struiert. Andererseits kann man unter den Quarzporphyren vom massigen, granitähnlichen Typus alle Übergänge bis zum völlig dichten, fluidalen oder zum dünnblätterig geschieferten Porphyr antreffen. Im Zentrum der mächtigen Apophyse östlich Roßboden-Alp im Etzlital kommt er einem porphyrischen Granit beinahe gleich, nur das feinere Korn und die glasglänzenden, rundlichen Quarzeinsprenglinge lassen ihn noch als Porphyr erkennen. Im allgemeinen sind die schmalen Gänge dichter und stärker gepreßt. Am intensivsten geschiefert sind die serizitischen Quarzporphyre beim Bristenstäfeli und in der Etzlischlucht. Nahe am Kontakt mit dem Carbon sind sie vollständig zu fast rein weißen, dünnblättrigen, seidenglänzenden Serizitschiefern zerdrückt worden. Typisch für alle massigeren Quarzporphyre ist ihre rhombenförmige Absonderung und Klüftung, die das Gestein oft schon von weitem verraten. Bei den stark gepreßten Varietäten sind diese Formen verwischt worden.

Schmidt unterscheidet im Gebiet der Kleinen Windgälle fünf verschiedene Typen von Porphyrgesteinen, die sich durch Farbe, massige oder schiefrige Textur und chemische Zusammensetzung voneinander unterscheiden. Die in meinem Gebiete beobachteten Quarzporphyre könnte man in mindestens ebensoviele Abarten einteilen, jedoch halte ich sie für mehr oder weniger zufällige Produkte mechanischer Beanspruchung, die lokal verschieden stark war. Die Porphyre im Kern der Windgällenfalte sind massig, die in ihren Schenkeln liegenden weitgehend geschiefert.

Mikroskopisches: U. d. M. zeigen die Quarzporphyre im Großen und Ganzen ein wenig variables Bild. Die gleichen Struktur- und Umwandlungseigentümlichkeiten kehren bei den meisten immer wieder. Es seien deshalb nur die allgemeinen Tatsachen und einige interessante Besonderheiten erwähnt.

Einsprenglinge sind *Quarz, Orthoklas, Mikroklin* und *saurer Plagioklas* in sehr wechselndem Mengenverhältnis. Manchmal ist Quarz fast alleiniger Einsprengling, in andern Varietäten treten Orthoklas und Mikroklin hervor, und schließlich kann auch der Plagioklas vorwalten. Ausnahmsweise, wie in einem Porphyr vom Südgrat des Bristenstockes und im massigen Windgällenporphyr, fehlt der Quarz als Einsprengling. Das betreffende Magma muß relativ kieselsäurearm gewesen sein, so daß sich Quarz vor der Eruption nicht mehr ausscheiden konnte. Auffallend ist das Fehlen der Hornblende und das starke Zurücktreten des Glimmers in den Quarzporphyren. Aus dem Porphyrmagma konnte beim Emporbringen in obere Teufen der Wassergehalt mit Leichtigkeit nach außen entweichen, so daß es nur in untergeordnetem Maße zur Auskristallisation wasserhaltiger Silikate kam. *Biotit* findet sich nur spärlich als kleine Schüppchen, die oft als Einschlüsse an Orthoklas gebunden sind. Da, wo die Quarzporphyre sedimentäres Tonschiefermaterial resorbiert haben, erscheinen sie glimmerreicher, wohl deshalb, weil die tonige Substanz zugleich wasserhaltig war.

Die Grundmasse kann wechseln zwischen sehr feinkörnigem, mikrogranitischem und mittelkörnigem Gefüge. Oft treten die Einsprenglinge ihr gegenüber stark zurück, in den granitähnlichen Porphyren gewinnen sie die Oberhand. Die Grundmasse besteht in der Regel aus *Quarz, Feldspat, Serizit* und *Epidot.* Daneben bemerkt man noch *Apatit, Titanit, Zirkon, Magnetit, Ilmenit, Pyrit* und *Calcit.*

Ausgesprochene Kataklasstruktur mit gedrehten und zerdrückten Feldspat- und Quarzporphyroblasten (Taf. III, Fig. 1), albitisierte

Orthoklase, Schachbrettalbite (Taf. II, Fig. 3) und chloritisierte Glimmerschüppchen sind auch in den Quarzporphyren übliche Zersetzungs- und Entmischungserscheinungen. Die Kalknatronfeldspäte sind verhältnismäßig wenig entmischt, weil sie schon primär sauer waren. Quarz ist häufig sekundär entstanden. Die Fluidalstruktur mancher Porphyre wurde durch die alpine Pressung noch stärker akzentuiert. Die Gemengteile der Grundmasse, in erster Linie der Serizit, sind bei diesen Gesteinen in langen Zügen angeordnet und umfließen die Einsprenglinge oder die Trümmerhäufchen von solchen (Taf. II, Fig. 1).

Ein weißlicher, von hellgrünen Serizitschüppchen durchzogener Quarzporphyr vom Bristenstäfeli wies besondere Struktureigenheiten auf. Die Einsprenglinge sind dieselben, wie bei andern Porphyren. Seine Grundmasse ist z. T. sphärolitisch ausgebildet. Die *Sphärolite* sind mikroskopisch kleine, radialstrahlige Aggregate von Quarz und Feldspat. Sie besitzen rundliche Gestalt und sind am Rande zerfetzt und ineinander verzahnt. Ihre Einzelkriställchen löschen gerade aus, und die Aggregate geben deshalb zwischen gekreuzten Nicols ein deutliches Axenkreuz. Oft ist die Auslöschung unregelmäßig und fleckig, was wohl daher rührt, daß die Sphärolite ein eutektisches Gemisch von Quarz und Feldspat sind, zumal sich darin auch Unterschiede in der Lichtbrechung feststellen lassen. Eutektische Verwachsungen dieser beiden Komponenten sind auch die granophyrisch struierten Partien desselben Quarzporphyrs. Diese gehen durch Zwischenstadien in stark korrodierte Quarze und Feldspäte über.

Im Maderanertobel, im Gebiete der Amphibolite, ist durch die neue Straße ein kleiner gangartiger Eruptivstock angeschnitten worden, welcher der petrographischen Untersuchung etwelche Schwierigkeiten bereitet. Es ist in seinen Hauptpartien ein sehr dichtes, blaugraues, stark zerdrücktes und zerklüftetes, massiges Gestein, das im Sommer 1924 auf der gemeinsamen Schlußexkursion der petrographischen Institute von Bern und Zürich einerseits für einen dichten Quarzporphyr, andererseits für ein intermediäres Gestein gehalten wurde, das an bestimmte Ausbildungsarten des Ruseindiorits erinnere. Später beobachteten wir bei der Ruseinbrücke unterhalb Disentis tatsächlich recht ähnliche Gesteinsvorkommen. U. d. M. erweist es sich jedenfalls nicht als Diorit, aber auch nicht als typischen Quarzporphyr. Es besitzt die Struktur von Ganggesteinen, ähnlich wie manche Aplite. Die Plagioklase sind völlig zersetzt und nicht mehr bestimmbar. Neben

idiomorphem Plagioklas ist auch spärlich Orthoklas vorhanden. Quarz kommt in seltenen größern Körnern vor. Als basische Bestandteile sind Eisenerze und Biotite zu nennen, der teilweise in Chlorit übergeführt worden ist. Neben viel Zoisit, Epidot, Serizit und Calcit treten akzessorisch Apatit und Leukoxen auf. Das ganze Gestein variiert in seinem äußern Habitus sehr lebhaft. Die dichtern Partien sind sehr hart und ziemlich spröde und bilden beim Zerschlagen messerscharfe Kanten. Daneben gibt es auch grobkörnigere Zonen, die an einzelnen Stellen an Eruptivbreccien erinnern und manchmal metamorphosierte Schollen von Schiefern und Amphiboliten enthalten. Die grobkörnigen Teile bestehen hauptsächlich aus größern Individuen von Quarz, Orthoklas, Albit und zersetztem Biotit. Die Eisenerze (Magnetit, Magnetkies und Pyrit), die schon mit freiem Auge sichtbar sind, halten sich an Klüfte des Gesteins und haben dieses wohl in einer letzten magmatischen, pneumatolytisch-hydrothermalen Phase diesen Klüften entlang imprägniert. Mit dem Erz ist sekundärer Quarz vergesellschaftet. Einige Risse im Gestein sind mit schneeweißen Adern von Quarz, Calcit und wenig Albit ausgefüllt. Der Kalkspat und auch der frische, klare Plagioklas deuten auf sekundäre Entstehung. Es handelt sich wohl um hydrothermale Zerrkluftfüllungen. — Am Kontakt mit dem Nebengestein beobachtet man Gneise, die etwa 5 bis 10 m weit pegmatitisch injiziert sind. Der Eruptivgang ist also jünger als die angrenzenden Gneise und Amphibolite. In der Talrichtung hat er eine Mächtigkeit von ca. 170 m, nach Süden fällt er steil gegen den Bach ab, nordwärts setzt er sich unter den überlagernden Gneisen und Amphiboliten noch weiter fort. Vielleicht steigt er dort noch höher empor, denn in den etwa 20—30 m höher und nördlicher anstehenden Felsen sind noch deutliche Injektionen wahrnehmbar.

Die chemische Analyse hat nun mit aller Deutlichkeit gezeigt, daß dieses Gestein kein Diorit ist, sondern in die Familie der Granite oder Quarzporphyre einzureihen ist (vgl. Analyse V, Tabelle 1, pag. 367).

Aplite treten in der Nähe des Granites in sehr großer Zahl auf. Es ist unmöglich, sie auf einer Karte alle zu verzeichnen. Sie durchsetzen den Granit und das Nebengestein als sehr feine, bis mehrere Meter mächtige Adern und Gänge in allen Richtungen. Ihre ziegelrote Anwitterungsfarbe läßt sie so deutlich aus den düstern Schiefern heraustreten, daß sie dem Beobachter oft schon auf

kilometerweite Entfernung auffallen. Wo sie in Scharen vorkommen, hat ihre auffällige Färbung die einheimische Bevölkerung zur Prägung von Lokalnamen, wie „Roter Bristen", „Roter Wichel" etc. veranlaßt. Durchziehen die Aplite die Schiefer auf größere Entfernung, wie am Bristenstock, wo ein 5 m mächtiger Gang bis zum Gipfel vordringt, so stehen sie zu diesen meist in konkordanter Lagerung. Sie haben die Schichtflächen der prägranitisch angelegten Schieferung zur Intrusion benützt. Aber es treten auch weit von der Granitgrenze weg noch solche Gänge auf, die die Schiefer quer zum Streichen durchschlagen, wie ein mächtiger Gang bei der Klüserstock-Alp zeigt. Es gibt unter den Apliten verschiedene Generationen, indem häufig ältere von jüngern durchschlagen werden, was man an der Granit-Syenitgrenze am schönsten beobachten kann.

Alle Aplite besitzen ein feingranitisches Gefüge, ausnahmsweise mit Anklang an Porphyrstruktur (Aplit des Bristenstockgipfels). Die Einsprenglinge sind dann *Albite,* die noch unmittelbar vor oder während der Eruption auskristallisieren konnten. *Orthoklas* und *Quarz* sind vielfach miteinander verzahnt oder sogar granophyrisch ineinander verwachsen, wie das für die Struktur von Ganggesteinen charakteristisch ist. *Mikroklin* kommt ebenfalls vor, dagegen fehlt der Biotit fast gänzlich. *Serizit* ist in langen, unregelmäßigen Zügen verbreitet, auch *Zoisit* und *Epidot. Titanit,* manchmal *Granat, Ilmenit* mit *Leukoxen,* wenig *Zirkon, Apatit* und *Pyrit* (oft in großen Kristallen) sind die Akzessorien der Aplite. — Auch die Aplite sind mehr oder weniger durch Streß-Struktur ausgezeichnet.

Die *Pegmatite* sind seltener als die Aplite und bilden keine scharf aufsetzenden Gänge, sondern eher schlierige Partien in der Nähe des Granits. Sie sind mittel- bis grobkörnig und führen stets viele große idiomorphe, dunkel graublaue *Mikrokline.* Beim Bristenseeli sah ich einen Pegmatit, in dessen heller, aus Quarz und Felspat bestehender Grundmasse viele, oft über faustgroße Mikrokline liegen. Außerdem schließt der Pegmatit Schollen und Linsen von Serizitgneis ein, die von pegmatitischem Material durchadert und sehr stark metamorphosiert sind.

U. d. M. sehen insbesondere die feinkörnigeren Vertreter der Pegmatite nicht typisch pegmatitisch, sondern eher granitisch aus. Die Gitterstruktur der Mikrokline ist manchmal nur mit sehr starker Vergrößerung wahrnehmbar. Sie zeigen oft perthitische Verwachsungen und beginnende Albitisierung. *Plagioklas* kommt in der

Regel nur untergeordnet vor und ist dann mehr oder weniger entmischt, er gehört immer zu den kalkarmen Gliedern der Plagioklasreihe. Quarz ist nie in größern Körnern vorhanden und z. T. nachträglich entstanden. Oft füllt er mit Serizit zusammen Risse und Spalten im Mikroklin aus. *Biotit* ist selten und teilweise chloritisiert, *Muscovit* tritt gelegentlich in großen ausgefransten Individuen auf. Prächtige *Muscovitpegmatite* mit 2 bis 3 cm großen Kaliglimmern findet man in der südlichen Granitzone zwischen Müllersmatt und den Mittelplatten (Etzlital). An weitern, unwesentlichen Gemengteilen sind Epidot, Ilmenit, Zirkon und Hornblende zu nennen. Letztere bildet feinnadelige, strahlige Büschel, welche für die *Mikroklinpegmatite* charakteristisch sind.

Die *Lamprophyre* kommen nur in den Tiefengesteinen und deren näherer Kontaktzone vor. Weiter in der Schieferhülle draußen konnte ich nie solche entdecken. Sie bilden bis 4 m mächtige Gänge, die der Verwitterung sehr leicht anheimfallen. Aus diesem Grunde befinden sie sich meistens in Bachrunsen und Mulden, werden gerne mit Schutt zugedeckt und deshalb im Gelände leicht übersehen. Die mikroskopische Untersuchung der Lamprophyre vermag nur wenige für die Bestimmung brauchbare Resultate zu liefern. Ihre *Feldspäte* kann man nur in seltenen Ausnahmefällen als schmale, korrodierte Plagioklasleisten erkennen, meistens sind sie vollständig verschwunden und in dichte Haufwerke von Zersetzungsprodukten aufgelöst worden. *Hornblenden* und *Biotite* sind noch teilweise erhalten geblieben. An akzessorischen Mineralien führen sie *Titanit, Ilmenit* mit *Leukoxen, Apatit, Zirkon* und wenig sekundären *Quarz*, der sich aus frei gewordener Kieselsäure bei der Zersetzung der Feldspäte bilden konnte. *Zoisit, Epidot* und *Serizit* beherrschen das ganze mikroskopische Bild dieser so hochmetamorphen Ganggesteine. Ihre genauere Bestimmung ist nur auf chemischem Wege möglich (vgl. Analyse VII, Tabelle 1. pag. 367).

2. Die nördliche Schieferhülle.

a) Allgemeines.

Der ganze Komplex der nördlichen Schieferhülle hat in der petrographisch-geologischen Beschreibung durch zahlreiche Forscher schon recht verschiedenartige Deutungen erfahren, was jedoch infolge der außerordentlichen Heterogenität dieser Gesteinsgruppe leicht zu begreifen ist. Wir wissen heute, daß die kristallinen

Schiefer, als Ganzes genommen, älter sind als der Granit und seine Ganggefolgschaft. Die letztern gehören, wie manche andere Granite und Gneise der Alpen und der deutschen Mittelgebirge, dem permocarbonischen Intrusionszyklus an. Die Schieferhülle ist also mindestens älter als Ober-Carbon. Aber innerhalb dieser Schiefer und Gneise begegnen wir den verschiedenartigsten Gesteinszonen, die nach Alter und Entstehung voneinander getrennt werden müssen, was jedoch nicht in allen Fällen durchführbar ist, vor allem nicht auf einer Karte im Maßstabe 1 : 50 000. Man wird im Gelände immer wieder dazu verleitet, noch mehr Einzelheiten einzutragen, und zum Schlusse sieht man sich veranlaßt, wieder zusammenzufassen, damit das Kartenbild nicht allzu unruhig und unleserlich wird. Im Gebiete des Bristenstockes ist die Schieferhülle vielleicht noch besonders kompliziert zusammengesetzt. Quer zum Streichen wechselt das Gestein seinen petrographischen Charakter innerhalb einer Strecke von 100 m oft mehrere Male. Dies trifft insbesondere für die Zonen in der Nähe des Granits zu. Mit der Entfernung vom Eruptivzentrum werden die Gneise und Schiefer konstanter im Aufbau und sind dann leichter als zusammenhängende Zonen zu erkennen. Viele kleine amphibolitische oder porphyrische Gänge und Linsen mußten aus der Karte wegfallen, andere mußten in ihrer Mächtigkeit stark übertrieben gezeichnet werden, um überhaupt noch sichtbar zu sein.

Am Aufbau der kristallinen Schieferzone sind Ortho-, Para- und Mischgesteine beteiligt. Sie sollen im folgenden nach Möglichkeit charakterisiert und eingeordnet werden, doch war es mir bisher nicht möglich, alle diesbezüglichen Fragen einwandfrei zu lösen. Vollständige Klarheit über diese Probleme wird man meines Erachtens überhaupt nie erlangen, denn die mehrmaligen Metamorphosen, insbesondere die alpine Faltung, haben zu viele Unterscheidungsmerkmale und Grenzen verwischt. Vielleicht könnten systematische chemische Untersuchungen, parallel mit einer sehr detaillierten mikroskopischen Bearbeitung, noch wertvolle Aufschlüsse fördern. Im Rahmen der vorliegenden Arbeit war dies nicht im gewünschten Umfange möglich.

b) Die Kontaktzone des zentralgranitischen Magmas.

Bei der Besprechung der zentralgranitischen Gesteinsgruppe wurde mehrfach darauf hingewiesen, daß das Granitmagma die Schieferhülle sehr intensiv injiziert und kontaktmetamorphosiert

habe. An einigen Stellen, wie am Zwächten, bei Culma (Etzlital), am Oberalpstock und beim Bristenseeli entstanden sog. Schollenkontakte, indem durch die Intrusion Schollen und Linsen der Schiefer aus ihrem Zusammenhange losgelöst und in das Eruptivgestein eingeschlossen und von diesem kontaktmetamorph umgewandelt wurden. Die Art und der Grad der Kontaktmetamorphose waren je nach der Beschaffenheit des Substrates, welches umgewandelt wurde, und nach der Entfernung vom Eruptionsherd lokal verschieden. Ganz allgemein konstatieren wir mit zunehmender Distanz vom Granit eine Abnahme der Injektionen, bis wir in der Zone der normalen Serizitgneise und -schiefer Gesteine vor uns sehen, die kein injiziertes Material mehr enthalten. Es war ausgeschlossen, die einzelnen Stadien der Kontaktmetamorphose, deren Produkte durch allmähliche Übergänge und häufige wechselseitige Ablösung eng miteinander verbunden sind, auf der Karte auseinanderzuhalten. Daraus ergab sich die Notwendigkeit, sie unter dem Begriff Kontaktzone des zentralgranitischen Magmas zusammenzufassen. Als besondere Gesteinsgruppe wurden in allen Zonen noch die Hauptvorkommen von Amphiboliten ausgeschieden.

Der weiter vorne beschriebene Granitaplitstock bei Hinter-Bristen, durch den hindurch der Kärstelenbachstollen ein so überaus instruktives Profil aufgeschlossen hat, ist in seinem geologischen Auftreten, seiner petrographischen Beschaffenheit und vor allen Dingen in seinem Verhalten zur umgebenden Schieferhülle ein kleines Musterbeispiel eines autochthonen Zentralmassivs. Seine Kontaktwirkungen, die man hier Schritt für Schritt verfolgen konnte, sind ein getreues verkleinertes Abbild dessen, was wir im Kontaktbereiche der Hauptgranitzonen wahrnehmen können. Die von *E. Hugi* bereits eingehend beschriebenen Kontaktverhältnisse (Lit. 16) mögen hier nochmals skizziert und mit denjenigen der gesamten nördlichen Schieferhülle verglichen werden.

Der Granitaplit bei Hinter-Bristen gehört zu der sauren Ganggefolgschaft des Zentralgranits und ist deshalb offenbar etwas jünger als dieser. Er intrudierte jedoch in Gesteine, welche durch die unmittelbar vorher stattgefundenen Kontaktwirkungen des normalen Aaregranites nicht mehr merklich beeinflußt worden waren. Er fand also bei seinem Empordringen durchaus ähnliche Bedingungen vor, wie der Zentralgranit selbst. Auch hier ist die Metamorphose des Nebengesteins in der Nähe des Granitaplites am ausgeprägtesten und klingt mit der Entfernung von ihm nach und nach aus. Den endogenen Kontakt (Schollenkontakt) des

Granites und seinen Übergang zum *Biotithornfels* haben wir bereits besprochen. Bei der östlichen Schieferhülle des Aplites konnte man diesen Übergang von einer Zone zur andern ohne Unterbruch verfolgen. Der äußere Kontakthof wurde hier allerdings nicht mehr aufgeschlossen, weil der anstehende Fels unter die Schuttmassen des Kärstelen- und Etzlibaches taucht. Auf der Westseite wurde der Übergang tektonisch gestört, indem der Aplit-Hornfels-Kontakt durch eine Trümmer- und Quetschzone plötzlich scharf abgeschnitten wird. An der Diskontinuitätsfläche zwischen dem Eruptivgestein und den angrenzenden Gneisen wurde der ganze Gesteinskomplex durch den seitlichen tektonischen Druck der alpinen Faltung auseinandergezerrt, wobei der westliche Teil am östlichen vorbei um einen unbekannten Betrag nach Norden verschoben wurde. In der Umgebung dieser Verwerfungsflächen wurde der Aplit zu Serizitschiefer ausgewalzt, die Biotithornfelse gingen in Chloritschiefer über. Aber auch Lehmruscheln, Dislokationsbreccien und Verquarzungsstreifen sind bei dieser radikalen mechanischen Störung entstanden.

Die *Biotithornfelse* sind grünlichgraue, ziemlich dunkle und dichte Gesteine von außerordentlicher Härte und Zähigkeit. Sie weisen nahe am Kontakt nur eine geringe Schieferung auf. Das Gestein, aus welchem sie hervorgingen, war offenbar ein toniger Schiefer, der durch das sehr aktive aplitische Magma vollständig umgeprägt wurde. Stark aplitisch injizierte Partien der Hornfelse, die in *Biotitinjektionsgneise* übergehen, wechseln mit Zonen von feldspatisierten *Hornfelsen*. Die sekundär gebildeten Orthoklase heben sich scharf von der dunklen Hornfelsmasse ab und verleihen dem Gestein ein fleckiges Aussehen. Bemerkenswert ist auch der Umstand, daß sich pegmatitische Injektionen nur in allernächster Nähe des Aplitstockes vorfinden. Dies ist eine Erscheinung, welche im Kapitel über die Pegmatite bereits ganz allgemein hervorgehoben wurde. Die pegmatitischen Restlösungen besaßen bei ihrer Intrusion keine sehr hohe Temperatur und auch keine so bedeutende Dampftension mehr, wie etwa die Aplite. Aus diesem Grunde waren sie nicht mehr so reaktionsfähig und vermochten das Nebengestein nicht so scharf und nur auf kurze Erstreckung zu durchdringen. Sie bildeten, wie das überhaupt allgemein gilt, unregelmäßige Linsen und Gänge mit wenig bestimmter Umgrenzung.

Als vollständiges Miniaturmassiv hat der Granitaplit bei Hinter-Bristen auch seine eigenen *Quarzporphyre*. Ein wenige Meter mäch-

tiger Gang von dichtem, grauem Porphyr durchschneidet die aplitisierten und feldspatisierten Hornfelse der östlichen Schieferhülle, welche zu beiden Seiten des Quarzporphyrs gequetscht sind. Auch im Westen schiebt sich zwischen die äußerste Kontaktzone und die unveränderten Chlorit-Serizitgneise eine mächtige, z. T. stark gepreßte Quarzporphyrapophyse ein, die die übrigen Gesteine scharf durchbricht. Beide Vorkommen sind neue Beweise dafür, daß die Quarzporphyre jünger sind als der Granit und seine Aplite. Der Intrusionszyklus des granitischen Magmas schließt mit den Quarzporphyrergüssen endgültig ab.

Die Hornfelse und Biotitinjektionsgneise nehmen nach außen allmählich an Kristallinität ab. Sie werden schiefriger, der Biotit erscheint teilweise chloritisiert. Serizit reichert sich immer mehr an, so daß der normale Hornfels nach und nach in einen unveränderten *Serizit-Chlorit-Gneis* oder -schiefer übergeht. Die ganze westliche kontaktmetamorphe Schieferhülle des Aplitstockes erreicht im Stollenprofil eine Mächtigkeit von über 700 Metern.

Die Zentralzone des Aaregranits hat entsprechend ihrer gewaltigeren Ausdehnung einen viel breitern Kontakthof geschaffen. Auch dieser wurde von einem Wasserstollen des Kraftwerkes Amsteg durchstochen. Zwischen Gurtnellen und Amsteg gliedert sich nach *E. Hugi* (Lit. 16) das petrographische Profil des Stollens der Hauptsache nach in dieselben Gesteinszonen, wie in demjenigen des Kärstelenbaches. Verfolgen wir die Gesteinsserie vom Serizitgneis aus nach Süden, so kommen wir über *Serizitschiefer* und gepreßte *Quarzporphyre* mit eingelagerten Carbonschiefern in immer höher metamorphe Gesteine. Vorerst durchqueren wir *Biotitgneise* und *Biotithornfelse*, welche gegen den Granit zu mehr und mehr aplitisch injiziert und gebändert erscheinen. In diese Zone eingeschaltet finden sich amphibolitische Gesteine, die in der Gegend des Teiftales bei Meitschligen mehrere hundert Meter mächtig sind. Der ganze Komplex stellt eine bunte Wechsellagerung von *Amphiboliten, Glimmerschiefern,* gepreßten *Hornfelsen, Serpentin* und *Talkschiefern,* durchsetzt von *Apliten* und *Quarzporphyren,* dar. Südwärts schließen sich *Biotitinjektionsgneise* an, welche von Apliten und Pegmatiten durchadert werden und mit fortschreitender Annäherung an das Eruptivgestein immer granitischer werden. Südlich des Fellitobels gehen sie in normalen Aaregranit über.

Am Bristenstock und im Etzlital ist die ganze Kontaktzone insofern noch komplizierter gebaut, als sie von zahlreichen por-

phyrischen und granitischen Teilintrusionen und sehr vielen Amphibolit-Einlagerungen durchsetzt wird. Jeder von diesen Eruptivgängen hat um sich herum einen eigenen kleinen Kontakthof geschaffen, der sich je nach der Mächtigkeit der Apophyse sehr verschieden weit in das Nebengestein hinein verfolgen läßt. Der Granit im vordern Etzlital und am Bristenseeli hat seine Umgebung ähnlich metamorphosiert wie der Aplitstock bei Bristen. Die Quarzporphyre scheinen etwas weniger intensiv gewirkt zu haben, was offenbar damit zusammenhängt, daß sie bei der Intrusion relativ schnell erstarrten. Sie intrudierten in einer spätern Zeit, in welcher die vom Granit metamorphosierten Schiefer schon stark abgekühlt waren. In der Nähe der Quarzporphyrkontakte — insbesondere bei den mächtigen Apophysen — sieht man häufig injizierte und feldspatisierte *Gneise* (Gegend des Steinstockes!). Bei schmalen Gängen ist das Nebengestein gelegentlich von quarzitischen Adern und Linsen imprägniert und häufig stärker geschiefert. Auch an den Salbändern der kleinen Aplitgänge sind unbedeutende Wirkungen der Kontaktmetamorphose zu bemerken. Die Kontakthöfe des Hauptgranites und der kleinen Teilintrusionen durchdringen sich gegenseitig, sodaß sich in den meisten Fällen nicht sagen läßt, wie weit die Metamorphose durch den Granit gewirkt hat und was auf das Konto der jüngern Eruptionen zu schreiben ist.

Typische, vom zentralgranitischen Magma geschaffene Injektionsgneise sind in der Kontaktzone weitverbreitet. Bei der Klüserstock-Alp, der Spiellaui-Alp, in den Bristenbergen und andern Orts kann man wunderbare Injektionsfältelungen und ganze Zonen von Bänder- und Lagengneisen beobachten. Zwei bemerkenswerte Tatsachen fallen beim Studium dieser Mischgesteine besonders auf. Erstens sieht man die zahlreichen Injektionsadern nur an wenigen, verhältnismäßig unbedeutenden Stellen direkt vom Granit aus in die Schiefer eindringen. Da, wo zwischen Eruptivgestein und Schiefern Diskordanz herrscht, sind solche Übergänge noch am häufigsten. — Zweitens streichen die hellen aplitischen und pegmatitischen Lagen der Bändergneise stets mehr oder weniger parallel den allgemeinen Schieferungsflächen. Nur die Injektionsfältelungen weichen davon ab, obschon man auch bei ihnen eine schwache Schieferung nicht ganz übersehen kann. — Diese Beobachtungen führten mich zu folgenden Überlegungen: Die sauren Injektionen des Granites drangen offenbar von unten herauf in die Schieferhülle ein und benützten dazu in der Regel prägranitisch angelegte Schieferungsflächen. Das sedimentäre Substrat und das

flüssige Magma wurden infolge der ungeheuren Überlagerung und des gewaltigen Dampfdruckes im Magma gleichsam ineinander hineingepreßt. Die Schiefer wurden aufgeblättert, aufgeschmolzen und umkristallisiert, es entstanden Injektionsgneise. Dieser Prozeß ging sehr langsam vonstatten. Die granitische Schmelzlösung drang nach und nach höher hinauf und schnitt schließlich die bereits stark injizierten Schichten höherer Horizonte z. T. diskordant ab. Nachdem das Emporquellen des Magmas beendigt war und die Erstarrung desselben sich z. T. vollzogen hatte, intrudierten noch seine Ganggefolgschaften in den Granit selbst und in seine kontaktmetamorphe Schieferhülle. Die „mise en place" des Granits vollzog sich durch Intrusion, teils auch durch tektonische Vorgänge, in mehreren, zeitlich voneinander verschiedenen Phasen. Vor allem hat die tertiäre Alpenfaltung die diversen Gesteinskomplexe gewaltig disloziert und aneinander verschoben. Diskontinuitätsflächen, wie beim Bristener Granitaplit und vielerorts am Granit-Quarzporphyr-Kontakt, wurden mit Vorliebe als Schubflächen benützt. Am Steinstock, im Klüsertal etc. treten typische feldspatisierte, dunkle Chlorit-Biotit-Gneise auf, die durchaus analoge Bildungen zu den in den Wasserstollen getroffenen Feldspatisierungsprodukten darstellen (vgl. *E. Hugi,* Lit. 16). Am Bristenseeli und in andern Gegenden des Bristenstockes findet man in der Nähe der Granitapophysen porphyrartige Gneise, welche sehr viele große idiomorphe Orthoklaszwillinge enthalten. Diese zeigen im Schliff die für kontaktmetamorphe Gesteine so charakteristische Siebstruktur in ausgeprägtester Weise.

Außer den sehr variierenden Injektionsgesteinen gibt es in der Kontaktzone noch Gneise mit viel konstanterer Zusammensetzung und ruhigerem Aussehen. Steigen wir von Hinter-Etzliboden zur Stock-Alp hinauf, so sehen wir dort einen zusammenhängenden Komplex von hellgrauen bis grünlichen Gesteinen, die den massigen Abarten der Serizitgneise ähnlich sind. Sie enthalten aber viel mehr Orthoklas als diese, sind ebenfalls gepreßt und erinnern stark an manche parallel struierten, randlichen Granite. Bei der Stockalp werden sie porphyrisch, die augenförmigen Feldspäte werden größer und treten deutlich aus dem Gestein hervor. Die gleichen Gesteine fand ich bei Bristenbergen und in den bockigen Planken auf der Westseite des Bristenstockes. Auch hier sind sie teilweise porphyr- bis augengneisähnlich. — U. d. M. erkennt man in ihnen alle Gemengteile eines Zentralgranites. Die Zersetzungsprozesse sind allerdings weiter fortgeschritten als in einem Normalgranit.

Die Orthoklase und Mikrokline erscheinen stark korrodiert, die Plagioklase sind sauer und in den porphyrischen Varietäten auffallend frisch. Sie sind jedenfalls z. T. sekundär entstanden. Viele Biotite besitzen eine braune Färbung, während sie in den zentralen Aaregraniten in der Regel grünlich sind. Braune Biotite enthalten auch die Gesteine aus der Zone der Erstfeldergneise. Granat in rundlichen Körnern wurde in untergeordneter Menge beobachtet. — Die angeführten Stellen sind nicht die einzigen, an denen solche Gesteine anstehen. Sie sind jedoch außerordentlich schwer abzugrenzen, weil sie von gewissen Serizitgneisen oder von manchen feldspatisierten Gneisen nicht zu unterscheiden sind. Aus dem Mineralbestand und ihrer konstanten Zusammensetzung möchte ich den Schluß ziehen, daß diese Gesteine metamorphe *Granite, Granitporphyre* und z. T. *Granatgranite* seien, welche vermutlich etwas älter sind als der *Aaregranit*. Es ist nicht ausgeschlossen, daß sie der Eruptionsperiode der Erstfeldergneise angehören, obschon sie in ihrer ganzen Erscheinungsform wesentlich von diesen abweichen. Möglicherweise sind sie aber in die Randfacies des Zentralgranites einzuordnen.

Die Injektionsgneise sind naturgemäß gekennzeichnet durch wechselnden Mineralbestand, der durchschnittlich ungefähr derselbe ist wie bei einem Granit. Der Biotit ist lagenweise angereichert und vielfach durch Kontaktwirkungen sekundär entstanden. Letzteres gilt auch für den sporadisch vorkommenden Granat.

Auch die Kontaktzone zeigt auf Schritt und Tritt die Spuren der alpinen Dislokationsmetamorphose. Schieferung, Fältelungen und Lagentextur wurden durch Pressung und Umkristallisationen noch stärker akzentuiert. Die Zersetzungs- und Entmischungserscheinungen sind dieselben wie bei den früher beschriebenen Gesteinen.

Die Kontaktzone des Aaregranits setzt sich also aus Orthogesteinen (alte Granite etc.) und Mischgesteinen zusammen.

c) Serizitgneise und Serizitschiefer.

Außerhalb des Kontaktbereiches folgen Zonen von viel einförmigeren, konstanter zusammengesetzten Gesteinen, die nur selten noch von einem Aplit durchquert werden. Es sind graue bis grünliche, meist feinkörnige *Serizit-Chlorit-Schiefer* oder dickbandigere, feldspatreichere *Serizit-Chlorit-Gneise*. Sie sind häufig durchflochten von feinen Calcitäderchen und zahlreichen Adern und Linsen von

Quarz und Chlorit, welche sekretionäre Kluftausheilungen darstellen. Die Schieferungs- und Kluftflächen besitzen meist einen rotbraunen Überzug von Eisenhydroxyd, der als Verwitterungsprodukt des Glimmers und der Eisenerze anzusehen ist. Die Unterscheidung von Serizitgneisen und Serizitschiefern ist absolut willkürlich, denn auch die Gneise sind geschiefert. Zwischen beiden besteht nur ein gradueller Unterschied in der Pressung und Feldspatführung. Früher wurden auch viele gequetschte und serizitisierte Quarzporphyre als Serizitschiefer angesehen. Sie sind allerdings in ihrer heutigen Ausbildung auch solche, doch lassen sie sich durch Verfolgung der Übergänge zu massigeren Porphyren stets als metamorphe Quarzporphyre erkennen.

Die mikroskopische Untersuchung vermag nur wenige Aufschlüsse über die vermutliche Entstehungsweise der Serizitgesteine zu vermitteln. In einer vorwiegend serizitischen, oft gefältelten Grundmasse liegen zerdrückte *Quarz,* zersetzte *Orthoklase* und sehr selten auch *Plagioklase.* Ein Teil der Orthoklase ist vollständig in feinschuppigen *Serizit* übergegangen. Oft sieht man Orthoklase, welche fast vollständig albitisiert sind. Dies ist in einzelnen Serizitgneisen eine so vorherrschende Erscheinung, daß man sie *„Albit-Serizit-Gneise"* nennen könnte. Mit den albitisierten Orthoklasen zusammen kommen als zwangsläufige Bildungen häufig *Myrmekite* vor. Die Quarze sind oft in feinkörnige Aggregate umgewandelt worden und verdanken ihre Entstehung teilweise der Auflösung der Feldspäte. *Chlorit* als Umwandlungsprodukt des Biotits durchsetzt, wie der Serizit, das ganze Gestein. Vom *Biotit* sind selten noch spärliche Relikte vorhanden. Zoisit-Epidot-Mineralien, Calcit und Pyrit konnten als integrierende Gemengteile in jedem Schliffe beobachtet werden.

Der Werdegang der Serizitschiefer und -gneise ist vorderhand noch recht problematisch. Schon die Frage nach ihrem Ursprungsmaterial stellt uns vor sehr große Schwierigkeiten. *Königsberger* läßt sie aus Grauwacken, Tonschiefern, Konglomeraten und Quarzporphyren entstehen. Er gibt außerhalb des vorliegenden Gebietes auch einige Stellen an, wo man den ursprünglich konglomeratischen oder tonschieferigen Charakter des Gesteins deutlich herauslesen könne. Konglomerate oder gar Grauwacken habe ich nirgends mit genügender Sicherheit feststellen können. Daß vor allem den feinkörnigen, fast quarzfreien Serizitphylliten Tonschiefer zu Grunde liegen, scheint mir sehr wahrscheinlich zu sein. Ebensogut darf man wohl annehmen, daß die quarz- und feldspatreichen Serizit-

gneise etwa aus sandigen oder tonigen Mergeln, Arkosen oder Tonsandsteinen entstanden sind.

Die Kontaktmetamorphose durch das granitische Magma hat diese Gesteinszonen nicht mehr merklich beeinflußt. Es ist wohl denkbar, daß während der pneumatolytisch-hydrothermalen Phase Zersetzungsprozesse stattgefunden haben. Jedoch fehlen auch hier, außer in den Mineralklüften, typische pneumatolytisch oder hydrothermal gebildete Mineralien. Die Umprägung des sedimentären Substratums zum Serizitgestein ist sicher in der Hauptsache das Produkt der alpinen orogenetischen und epirogenetischen Bewegungen. Im Laufe erdgeschichtlicher Perioden wurde das tonige Sediment durch fortschreitende Überlagerung und Faltungsvorgänge (Überschiebung der helvetischen Decken) von seinem Entstehungsort an der Erdoberfläche in immer tiefere Horizonte der Erdrinde eingesenkt. Ursprünglich mag dieser Ton vorwiegend aus Kaolin, Quarzkörnchen, Feldspatrelikten, vielleicht auch wenig Glimmerschüppchen, etwas Kalk und Eisenhydroxyd bestanden haben. Schon unter Bedingungen der Epizone wurde er zum Serizitschiefer umgebildet. Die Kaolinschüppchen und die Feldspatteilchen gingen in Serizit über, die Biotite wurden in Chlorit verwandelt. Die Umprägung in Serizitphyllit war nur selten eine vollständige. Sobald weniger tonreiche Sedimente vorlagen, bildeten sich gröbere, feldspatreichere Serizitgneise. Am besten kann man den Serizitisierungs- und Phyllitisierungsprozeß, allerdings ausgehend von eruptivem Material, bei den Quarzporphyren studieren, weil man ihn dort durch alle Abstufungen hindurch verfolgen kann. Immer blieben die Quarzeinsprenglinge noch mehr oder weniger erhalten, weil sich in den Phylliten die Wirkung des Stresses in der feinwelligen Fältelung der plastischen Tonsubstanz auslöste.

Chemische Analysen über die Serizit-Chlorit-Gesteine stehen vorläufig nur in sehr beschränkter Zahl zur Verfügung (vgl. Analyse No. VIII, Tabelle 1, pag. 367). Bei ihrer makroskopischen und mikroskopischen Untersuchung kommt man jedoch bereits zur Überzeugung, daß es sich um Paragesteine handelt.

d) Amphibolite und deren weitere Umwandlungsprodukte.

Im Kapitel über Diorite und Granodiorite wurden bereits einige wesentliche Punkte über die Herkunft und das relative Alter der Amphibolite vermerkt. Sie sind prägranitische, also präobercarbonische, basische Eruptiva, die als Stöcke (Maderanertal), Linsen oder Gänge (Bristenstock) in die Schiefer-

hülle eingelagert sind. Sie intrudierten als Diorite, Gabbros, Pyroxenite, Peridotite etc. zu einer Zeit, als die kristallinen Schiefer und Gneise noch als echte Sedimente vorlagen. Durch die hercynischen Faltungen wurden diese Sedimente bereits teilweise in Serizitschiefer umgewandelt, aber auch die basischen Eruptivgänge erfuhren dabei ihre erste Metamorphose. Die zweite Umwandlung erfolgte bei der obercarbonischen Intrusion der aaregranitischen Eruptivgesteine, welche ihre basischen Vorläufer diskordant abschnitten und injizierten. Alle Amphibolite sind von aplitischem und pegmatitischem Material durchadert, welches auf Klüften und Brüchen der Amphibolite emporgedrungen ist und sie in Schollen zerlegt oder gebändert hat. Sie sind also z. T. typische Eruptivbreccien. Auch die sauren Injektionen könnten z. T. prägranitisches Alter besitzen und vielleicht, wenigstens bei den nördlicher gelegenen Amphiboliten, zum Erstfeldergneis gehören. Ich halte sie persönlich eher für Abkömmlinge des zentralgranitischen Magmas. Typische Schollenamphibolite sind sehr häufig und am Geschel (Maderanertal), bei Breitlaui, zu unterst im Teiftal und vielerorts im Etzlital und am Bristenstock am schönsten entwickelt. Bei den Bänderamphiboliten wurde das basische Material besonders stark aufgeschmolzen und resorbiert. Während der Erstarrung wurden die resorbierten Stoffe meistens in Form vergrößerter Kristalle neu ausgeschieden. So beobachtet man in den pegmatitischen Adern, insbesondere an ihren Rändern, sekundär gebildete, große idiomorphe Hornblenden. Die Bänderung mancher Amphibolite kann z. T. auch durch Differentiation entstanden sein.

Hornblende ist in allen Amphiboliten weitaus der vorherrschende Gemengteil. Ihre unruhige, fleckige Farbe weist darauf hin, daß sie auch in ihrer chemischen Zusammensetzung nicht konstant ist. In der Regel sind die Amphibole grün, zeigen jedoch nicht selten einen Stich ins Braune oder stark Blaugrüne, wodurch die letztern offenbar einen Anklang an die Na_2O-haltigen *Karinthine* verraten. Zwillinge nach (100) sind bei den Hornblenden häufig vorhanden. Meistens sind die Kristalle durch sekundären Lösungsumsatz stark korrodiert worden. In wenigen Fällen sieht man Glimmerfetzen in Hornblenden eingeschlossen. Diese *Biotite* sind jedenfalls aus Hornblende hervorgegangen. Im Teiftal gibt es amphibolitische Linsen, welche im Innern fast ausschließlich aus Hornblende bestehen und nach außen in eine Biotithülle übergehen. Bei der pneumatolytisch-hydrothermalen Einwirkung, vielleicht auch noch bei der Dynamometamorphose, verwandelten sich diese

Schollen randlich in eine Schutzhülle von stabilerem Biotit. Wenige Amphibolite, z. B. teilweise diejenigen im Teiftal, enthalten auch primären *Biotit* mit schönen Sagenitbildungen. Fast alle Amphibolite führen relativ reichlich basischen *Plagioklas* und oft auch etwas *Kalifeldspat*. Liegen diese in frischem Zustande vor, so sind sie bei der Kontaktmetamorphose sekundär entstanden. Normalerweise sind sie sehr stark zersetzt in neue Mineralkombinationen. Manchmal kann man ihr ehemaliges Vorhandensein noch an den schwach angedeuteten Umrissen erraten, aber oft sind sie restlos in dichte Massen von Serizit, Epidot, Klinozoisit und Zoisit umgewandelt worden. In größern Feldspäten sieht man Einschlüsse von Hornblende und Biotit. Der *Quarz* tritt als feinkörnige Aggregate sehr stark zurück oder fehlt ganz. Er gehört wohl in der Hauptsache zu den Entmischungsprodukten der Feldspäte. In der Nähe der aplitisch-pegmatitischen Adern wird die Menge der neugebildeten Feldspäte und Quarze immer größer. — Die *Klinozoisit-Epidote* besitzen gute kristallographische Umgrenzung und treten als größere Individuen in vielen Amphiboliten scharenweise auf. Häufig sind sie nach (100) verzwillingt. Ihre Doppelbrechung ist in der Mitte der Kristalle am stärksten und nimmt gegen den Rand ab. Dies hängt mit der chemischen Beschaffenheit zusammen. Der Fe_2O_3-Gehalt erschöpfte sich in den zentralen, pistazitartigen Partien, sodaß für die äußern Schalen nur noch Zoisitsubstanz übrig blieb. — Einige *Apatite* in den Amphiboliten sind zonar gefärbt, indem bei farblosen Rändern die innern Teile braunviolett erscheinen. Ähnliche Vorkommen beschrieben u. a. *E. Weinschenk* aus dem Gebiete des Groß Venedigers und *H. Huttenlocher* aus dem westlichen Aarmassiv (Lit. 18). Nach ihnen wird der violette Farbton durch den Gehalt von feinverteiltem Manganoxyd hervorgebracht.

Im Gipfelcouloir auf der Ostseite des Bristenstockes fand ich ein Hornblendegestein, in dessen dichter, grauer Grundmasse große, bis 2 cm lange *Strahlsteinkristalle* liegen, die an umgewandelte Diallage erinnern. U. d. M. bemerkt man, daß die Grundmasse aus sehr großen Plagioklasen bestand, die man noch an der Auslöschung und an einer beinahe verschwundenen feinen Zwillingslamellierung erkennt. Jetzt sind sie nahezu vollständig saussuritisiert. Das ganze Gestein scheint ein hochmetamorpher feldspatreicher *Diallaggabbro* zu sein.

Manche peridotitischen und pyroxenitischen Eruptiva wurden durch hydrothermale und pneumatolytische Agentien in *Strahlstein,*

Giltstein, Talkschiefer oder *Antigorit-Serpentin* umgewandelt. Solche extreme Zersetzungsprodukte sind vor allem am Bristenstock weit verbreitet. Sie sind fast durchwegs reich an Eisenerzen.

In sehr seltenen Fällen findet man in den Amphiboliten noch Relikte von *Pyroxen* oder *Olivin*. *C. Schmidt* erwähnte bereits solche Funde aus den Amphiboliten des Maderanertales (Lit. 31).

Sämtliche Amphibolite der nördlichen Schieferhülle machen den Eindruck von umgewandelten Eruptivgesteinen. Man kann aus den Schliffen oft noch die Ausscheidungsfolge der verschiedenen Komponenten herauslesen. Die Amphibolite sind demnach Orthogesteine.

Zu hornblendeführenden, basischen Gesteinen metamorphosierte Sedimente, wie sie für das Tessiner-, Aiguilles Rouges-, Arpille- und Gotthardmassiv charakteristisch sind, konnten nicht festgestellt werden.

3. Die Carbonzonen.

a) Allgemeines: Die petrographischen und geologischen Eigenschaften der anthrazitführenden Carbonschiefer wurden im Abschnitt über die Quarzporphyre schon z. T. geschildert. In unserem Untersuchungsgebiet habe ich carbonische Gesteine nirgends anders gesehen als in Begleitung von Quarzporphyren oder Quarzporphyrtuffen. Die schwarze Substanz besteht aus feinschuppigem, gepreßtem anthrazitischem Material, das auf der Hauptbruchfläche und auf zahlreichen Rutschspiegeln schwarz glänzt und keine Einschlüsse erkennen läßt. Im Querbruch beobachtet man jedoch meistens sehr viele weiße Flecken aus eckigen oder linsenförmigen Feldspatstücken und kleinen Quarzkörnern. Daneben gibt es aber auch völlig dichte schwarze Tonschiefer, welche frei sind von jeglichen hellen Einschlüssen. Die tonigen Partien der Carbongesteine enthalten viel seidenglänzenden Serizit, sind stark geschiefert und manchmal fein gefältelt. Irgendwelche Pflanzenabdrücke konnten nicht entdeckt werden. Trotzdem dürfen wir wohl annehmen, daß es dasselbe Carbon ist, wie dasjenige vom Bifertengrätli am Tödi. *B. G. Escher* (Lit. 5) hat von dort analoge anthrazitführende Schichten beschrieben und sie mit Hilfe von fossilen Pflanzenresten in die Saarbrückener-Stufe des Obercarbons stellen können. Es sind keine Anhaltspunkte vorhanden, welche uns berechtigen würden, die Anthrazitschiefer des Bristenstockes in einen

wesentlich tiefern Horizont einzuordnen. Beim Bristenstäfeli, in der Etzlischlucht und auf der Roßbodenalp sind sie scheinbar so stark anthrazitisch, daß man sie für brennbare Kohlen halten möchte. Der Kohlenstoffgehalt entspricht jedoch nicht den Erwartungen. Der schwärzeste Anthrazitschiefer vom Bristenstäfeli besitzt nach der chemischen Untersuchung nur 38,2 % Kohlenstoff, derjenige von der Roßbodenalp ist quarz- und feldspatreicher und enthält nur 3,7 % Kohlenstoff. Die dunklen, tonigen Schiefer weisen nur noch Spuren von kohliger Substanz auf. Die Anthrazitkörnchen sind immer sehr fein zwischen dem Serizit und den übrigen Bestandteilen verteilt.

J. Königsberger unterscheidet im Aarmassiv zwei Carbonmulden, von denen er die südlichere vom Tödi über Tscharren, Bristenstäfeli, Färnigen im Meiental und Guttannen weiter nach Westen streichen läßt. Spezialuntersuchungen der letzten Jahre haben aber ergeben, daß die Anzahl der Carbonzonen eine größere ist. Allein im Gebiete des Bristenstockes gibt es zwei solche, von denen bis jetzt in der Literatur nur die nördliche beschrieben wurde.

b) Die südliche Zone beginnt bei Ober-Felleli im Etzlital und streicht als wenige Dezimeter mächtige Schicht in den Quarzporphyren am Gipfel des Roßbodenstockes vorbei durch das Etzlital und gegen den Nordwest-Grat des Weitenalpstockes, wo sie nicht mehr als zusammenhängender Zug, sondern nur noch als einzelne Linsen und Fetzen in den Porphyren und Tuffen auftritt. Weiter können wir sie in ähnlichem Verbande verfolgen bis zum Tscharren und weiter nach Nordosten. Bei Ober-Felleli am Roßbodenstock sieht man das Carbon als dunkle, graue Schiefer und Phyllite in den Quarzporphyren auskeilen.

c) Die nördliche Zone fällt z. T. mit der von *Königsberger* als südliche Mulde beschriebenen zusammen. Von Intschi, wo sie das Reußtal schneidet, zieht sie ostwärts und ist im Langlaui- und Breitlauital, beim Bristenstäfeli und in der Etzlischlucht gut aufgeschlossen. Von hier aus streicht sie offenbar dem Südabhang des Maderanertales entlang nach Ostnordosten. Leider konnte ich sie dort nirgends mehr mit Sicherheit nachweisen. Die Annahme, daß sie mit den carbonischen Gesteinen des Tscharren zusammenhänge, läßt sich mit den gemessenen Streichrichtungen in der Etzlischlucht und am Tscharrengrat absolut nicht in Einklang bringen. Die Porphyr- und Tuffschichten des Tscharrengrates streichen durchschnittlich alle W 30—35° S und nicht nach Westen oder gar Nord-

westen, wie es für eine Verbindung nach der Etzlischlucht und dem Bristenstäfeli erforderlich wäre. — Möglicherweise vereinigen sich die beiden Zonen weiter im Osten. — Die nördliche Zone ist viel bedeutender als die südliche. In der Etzlischlucht bildet sie eine einzige zusammenhängende, steilgestellte Schicht. Am Bristenstäfeli und weiter westwärts (z. B. im Amsteger Stollen, Lit. 16) ist sie oft in mehrere Linsen und Fetzen verschuppt (Lit. 12). Die Aufschlüsse am Bristenstäfeli sind z. T. durch Erdrutschungen der Beobachtung entzogen worden. Früher sah man dort nach *Alb. Heim* (Lit. 10) von Norden nach Süden (unten nach oben) aufeinanderfolgend: 1. Porphyrschiefer, 2. 50 cm schwarzen anthrazitischen Tonschiefer, 3. 30 m weißen, seidenglänzenden Serizitschiefer (Porphyr), 4. maximal 1 m Anthrazit, brecciös und voller Rutschspiegel, teils graphitisch, 5. 15 m schwarzen, glänzenden Schiefer mit weißen serizitisierten Feldspatkörnern, 6. weiße Serizitschiefer, z. T. feinblättrig und voller Rutschspiegel (gepreßter Porphyr). Der ganze Komplex ist im Liegenden und im Hangenden von Serizitgneisen begrenzt. Die Carbon-Aufschlüsse im Breitlaui- und Langlauital und bei Intschi führen beinahe keinen Anthrazit mehr.

In der Carbonzeit lagerten sich in flachen Mulden pflanzenhaltige Sedimente ab, die schon durch die paläozoischen Faltungsvorgänge in die aarmassivischen Gesteine mit eingefaltet wurden. Die alpine Gebirgsbildung hat die Verfaltung und Verschuppung und die Konkordanz mit andern Schiefern verstärkt, so daß heute das Carbon als schmale Mulden viele hundert Meter tief in die Schieferhülle hinabreicht und so ein echt aarmassivisches Gestein geworden ist.

4. Die Kontaktzone des Erstfeldergneises.

C. Schmidt (Lit. 31), *A. Sauer* (Lit. 30) und *R. Lotze* (Lit. 24) sind der Ansicht, daß die ganze Zone der Serizitgneise aus Erstfeldergneis hervorgegangen sei. *Sauer* nennt sie eine Quetschzone, die den ganzen seitlich gerichteten Druck der tertiären Alpenfaltung aufgenommen habe, sodaß die nördlicheren normalen Erstfeldergneise in ihrem Druckschatten dynamisch unberührt geblieben seien. Ihre eingelagerten Lamprophyre, die sonst auf Druck empfindlich reagieren, seien noch unverändert. *J. Königsberger* (Lit. 20) und besonders *W. Staub* (Lit. 34) halten die *Serizitgneise* für Paragesteine, welche durch allmähliche Über-

gänge mit den Mischgneisen des Erstfelder-Massivs verbunden sind. Ich habe mich bei der Beschreibung der Serizitgneise den Auffassungen von *Staub* und *Königsberger* angeschlossen. Man geht entschieden zu weit, wenn man, wie *Sauer* es tut, im Querprofil zwischen Amsteg und Gurtnellen bis zum Kontakt mit dem Aaregranit alles als dynamometamorphe Facies des Erstfeldergneises ansehen will.

Zu unterst an der neuen Straße von Amsteg nach Bristen bemerkt man in den grauen Serizit-Chlorit-Gneisen vereinzelt auftretende aplitische Adern und feine Injektionsfältelungen, welche nach Norden, freilich mit Unterbrechungen, mehr und mehr überhand nehmen. *Staub* nannte diese Gesteine Injektionsgneise, sobald größere Adern und Gänge auf Klüften auftreten, oder Imbibitionsgneise, wenn nur schwaches laterales Eindringen in feinen Poren stattfand. Ähnlich wie beim Aaregranit haben wir es hier mit einer Zone von Mischgneisen zu tun, die gegen Erstfeld hinunter immer mehr dem Habitus eines Orthogneises zustrebt. In dieser Kontaktzone liegen große Schollen und Züge von reinem *Sedimentgneis,* welche von *A. Sauer* zu den *Renchgneisen* des Schwarzwaldes in enge Beziehung gesetzt wurden. Auch *Amphibolite* und viele lamprophyrische und aplitische Eruptivgänge sind in dieser Zone enthalten. Sie alle sind von *Lotze, Staub* u. a. schon zur Genüge charakterisiert worden. Erst kurz oberhalb Erstfeld gehen die Mischgneise in den normalen *Erstfelder-Eruptivgneis* über. Dieser *Orthogneis* stimmt in Bezug auf petrographische Beschaffenheit und geologisches Alter mit den *Schwarzwälder Schapbachgneisen* überein.

Vergleichen wir die Injektionsgneise aus dem Kontakthofe des Erstfeldergneises mit denen aus der Nähe des Aaregranits, so fällt auf, daß bei den erstgenannten das sedimentäre Substrat viel gründlicher aufgeschmolzen und umkristallisiert und mit dem Eruptivmaterial inniger vermischt wurde. Das Hineinsickern des Magmas erfolgte sehr langsam und bei hoher Temperatur und gewaltigem Überlagerungsdruck. Die Mischgneise der Erstfelder Kontaktzone sind konstanter zusammengesetzt als die Injektionsgneise des zentralen Aaregranits und jedenfalls in bedeutend größerer Tiefe geschaffen worden als diese. Aus diesem Grunde sind sie auch weniger dynamometamorph verändert als die Gesteine im Kontaktbereiche des Aaregranits. Der tektonische Druck löste sich teilweise in der südlich vorgelagerten Quetschzone aus, und z. T. fuhr er über die tiefliegenden Erstfeldergneise hinweg.

Der petrographische Detailuntersuchung dieser Gesteinsgruppe gehörte nicht mehr zu meiner Aufgabe. Es sei auf die vorzüglichen Arbeiten der vorgenannten Autoren verwiesen.

B. Der Chemismus einiger Gesteine.

Die chemische Untersuchung der vorliegenden Gesteinsserien konnte leider, wie im Vorwort bereits erwähnt wurde, nicht im gewünschten Umfange durchgeführt werden. Es wurden nur einige wichtige Typen herausgegriffen. Vgl. hierzu Lit. 5, 6, 7, 20, 24, 25, 26, 36 und 38, sowie die unten stehende Tabelle 1.

Tabelle 1.

	Granit grobkörnig. Felli-Ruchen	Ganggranit Felli-Brücke (Reußtal)	Granit Bristengrat b. Bristenseeli	Quarzporphyr Sellenertal südl. Tscharren	Quarzporphyr dicht. Legni im Maderanertobel	Quarzdiorit mit Hornblende Roßbodenstock	Lamprophyr (Kersantit) Klüsertal (Fellital)	Serizitschiefer Bristenstäfeli
No.	I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII
SiO_2	73,25	71,92	67,92	72,02	70,68	53,60	60,44	77,85
TiO_2	0,29	0,43	0,43	0,46	0,39	1,66	0,96	0,24
Al_2O_3	13,82	14,10	15,87	13,72	14,09	18,19	15,37	11,03
Fe_2O_3	0,86	1,26	1,30	1,59	1,18	2,97	2,82	0,10
FeO	0,99	1,04	1,63	1,09	1,70	4,82	4,75	0,50
MnN	0,03	0,04	0.06	0,05	0,03	0,11	0,25	0,02
MgO	0,54	0,70	0,73	0,60	0,98	4,51	2,08	0,56
CaO	0,63	1,41	1,65	1,74	0,82	8,55	6,02	0,29
Na_2O	3,40	3,52	4,36	4,21	3,59	3,37	4,09	0,48
K_2O	5,66	4,69	5,12	3,80	4,79	0,98	2,16	2,98
H_2O+	0,52	0,69	0,73	0,80	0,96	1,11	0,82	1,44
H_2O-	0,06	0,03	0,07	0,05	0,09	0,09	0,05	0,06
P_2O_5	0,22	0,36	0,23	0,20	0,20	0,41	0,54	0,10
CO_2					0,49			
S								2,44
Fe (ber.)								1,96
	100,27	100,19	100,10	100,33	99,99	100,17	100,35	99,85
			Molekularwerte n. Niggli:					
si	408	377	309	370	364	146	210	618
al	45	43,5	42	41,5	42,5	29	30	51,5
fm	12,5	15	16	15,5	19	35,5	31	27
c	4	8	8	9,5	4,5	25	21,5	2,5
alk	38,5	33,5	34	33,5	34	10,5	17,5	29
k	0,52	0,48	0,45	0,37	0,47	0,16	0,26	0,80
mg	0,34	0,36	0,31	0,29	0,39	0,52	0,83	0,25
ti	1,20	1,69	1,47	1,79	1,50	3,40	2,39	1,42
p	0,52	0,80	0,44	0,43	0,41	0,47	0,76	0,33
c/fm	0,32	0,53	0,50	0,61	0,24	0,72	0,69	0,093
								s 33

Die *Zentralgranite* haben, wie nach der mineralischen Zusammensetzung zu erwarten ist, den Chemismus sehr saurer Granite, die einem engadinitischen Magma entstammen (Analysen No. I und II). Der Granit von der großen Apophyse am Bristen-

seeli (Analyse No. III) ist etwas basischer und ist durch relativ hohen Alkali-Gehalt gekennzeichnet. Er gehört in die Reihe der rapakiwitisch-granosyenitischen Magmen.

Die *Quarzporphyre* variieren in ihrer Zusammensetzung sehr wenig. Sie sind durchwegs saure Gesteine mit angenähert granitischem Chemismus. Die Analysen IV und V weisen die Quarzporphyre ebenfalls zur Familie der engadinitgranitischen Magmen. Der Wert für fm beim Porphyr aus dem Maderanertal ist allerdings etwas hoch und verrät bereits eine Tendenz zur normalgranitischen Ausbildung, während der Quarzporphyr des Sellenertales einen Anklang zum rapakiwitischen Habitus aufweist.

Die Analysenwerte (No. VI) des *Hornblende-Biotit-Quarzdiorits* vom Roßbodenstock entsprechen in den Hauptzügen dem Chemismus eines normal-dioritischen Magmas, wobei c allerdings einen maximalen Betrag erreicht. Auffallend ist der niedere Wert für alk, was eine Tendenz des Dioritmagmas zur peléeitischen Ausbildung verrät.

Der *Lamprophyr* (Kersantit?) aus dem Klüsertal besitzt quarzdioritische Zusammensetzung (Analyse No. VII).

Die Analyse (No. VIII) des *Serizitschiefers* vom Bristenstäfeli zeigt Werte, welche außerhalb einer Eruptivgesteinszusammensetzung liegen. Die si-Zahl ist außerordentlich hoch, und der Tonerdeüberschuß beträgt fast 20 Einheiten. Außerdem ist der hohe k-Wert charakteristisch für tonige Sedimente.

Dieser Serizitschiefer besitzt also die Eigenschaften eines umgewandelten Sedimentes (toniger Sandstein). Er enthält viel Pyrit, welcher durch Berechnung in der Analyse die Werte für S und Fe lieferte.

Trotz der sedimentären Eigenschaften könnte man diesen Serizitschiefer für einen stark zersetzten, hochmetamorphen *Quarzporphyr* halten, wofür auch das geologische Auftreten und einige petrographische Eigenschaften eher sprechen.

C. Geologisch-tektonischer Teil.

1. Tektonik und Intrusion.

Alle Gesteine, die am Aufbau des Aaremassivs beteiligt sind, tragen den Stempel kräftiger mechanischer Metamorphose. Die meisten unter ihnen sind wiederholt orogenetischen und epirogenetischen Bewegungen unterworfen worden.

Die ältesten aarmassivischen Gesteine sind die *Paragneise* (Serizitgneise und Serizitschiefer) und der sedimentäre Anteil der *Mischgneise*. Wir wissen nicht, welcher erdgeschichtlichen Periode sie ihre Entstehung verdanken. Sicher ist nur, daß sie präcarbonisches Alter besitzen, sie können aber auch älter sein als Silur.

Bereits im Silur oder Devon intrudierten gabbroide bis peridotitische Magmen als Lagergänge in diese alten Sedimente und metamorphosierten sie bis zu einem gewissen Grade. Die Derivate dieser präcarbonischen basischen Intrusivgesteine haben wir als *Amphibolite* kennen gelernt. Als erstes granitisches Gestein drang im *Unter-Carbon* der *Erstfelder Orthogneis* in diese Sedimente ein und veränderte sie samt den basischen Vorläufern kontaktmetamorph. Dadurch und durch die gleichzeitige oder unmittelbar nachfolgende erste hercynische Faltung wurden diese zu kristallinen Schiefern umgebildet. Etwas später (zwischen Unter- und Obercarbon) folgte die Intrusion des Innertkirchner-Gastern-Aiguilles Rouges-Granites. Die Verwitterung und Abtragung arbeiteten der Gebirgsbildung intensiv entgegen und ebneten die Erhebungen in flachwellige Horste aus, welche durch vertikale Schollenbewegungen zeitweise wieder in tiefere Erdniveaux gesenkt wurden. Auf einer solchen peneplainartigen Landoberfläche lagerten sich in küstennahen, mulden- oder trogförmigen Flachmooren die carbonischen Schichten ab. Möglicherweise fanden bereits periodische Meerestransgressionen statt, jedoch sind im Carbon keine nachweisbar submarinen Bildungen vorhanden.

Im Obercarbon setzten wieder gebirgsbildende Prozesse ein (zweite hercynische Faltung), durch welche die Carbonsedimente bereits in ihre Unterlage eingefaltet wurden. In derselben Zeit oder unmittelbar nachher erfolgte die gewaltige Eruption der zentralen Aaregranite, welche die beschriebene durchgreifende Metamorphose der ältern Gesteine zur Folge hatte. Der Granit und seine Ganggefolgschaften haben die hercynisch vorgezeichneten Schieferungsflächen in ausgiebiger Weise zum Eindringen ins Nebengestein benützt. Daß so gewaltige Massen wie der Granit in die mächtigen überlagernden Schiefer eindringen konnten, ohne beträchtliche tektonische Störungen hervorzurufen, ist wohl kaum denkbar. Sie mußten sich doch irgendwie Platz verschaffen. *Königsberger* glaubt, daß die Aufrichtung der carbonischen Schichten (Wendenjoch) durch die Granitintrusion verursacht wor-

den sei, und vielleicht habe auch schon der etwas ältere Syenit eine teilweise Steilstellung bewirkt. Wie weit dies zutrifft, vermag ich nicht zu entscheiden, aber auf jeden Fall dürfen wir nicht annehmen, daß der Granit als völlig passive Masse in höhere Horizonte der Erdkruste gelangt sei. Die Erstarrung des Granites erfolgte noch unter mächtiger Überlagerung. Im obersten Carbon und vorwiegend im untern Perm intrudierten als letzte Abkömmlinge des zentralgranitischen Magmas die *Quarzporphyre*. Lokal kam es zu Effusionen und Tuffbildungen, deren Zentrum augenscheinlich durch die Gesteine des Tscharrengrates verkörpert wird. Die Tuffe sind meines Erachtens nicht submarin entstanden, denn sonst müßte man zwischen den einzelnen Schichten marine Sedimente finden, die jedoch nirgends festgestellt werden konnten.

Welche petrographische und geologische Beschaffenheit das Aarmassiv vor der alpinen Faltung besaß, können wir an andern benachbarten Orthogneis- oder Granitlakkolithen, wie Schwarzwald, Vogesen, Erzgebirge und sächsisches Granulitgebirge, die von der miocänen Faltung nicht betroffen wurden, am besten studieren.*) Diese außeralpinen Massive sind ungefähr aus gleichaltrigen Gesteinen aufgebaut und geben uns daher ein annähernd richtiges Bild von der präalpinen Beschaffenheit des Aarmassivs.

Im Perm schritt die Abtragung der paläozoischen Gebirge weiter. In der Trias begannen die Granit- und Gneismassive sich langsam zu senken, das Meer transgredierte z. T. über sie und lagerte die Schichten der Triasdolomite ab. Die Senkung hielt an, und im untern Dogger war bereits ein großer Teil der Massive unter das Meeresniveau getaucht. Im mittlern und obern Dogger fanden wieder partielle Hebungen statt und gaben Veranlassung zur Bildung von flachmeerischen Ablagerungen (Breccien, Konglomerate, Porphyrgerölle im Dogger der Kleinen Windgälle! — *C. Schmidt*). Während der Oberjura- und Kreidezeit befanden sich die Massivrücken tief unter dem Meeresspiegel. Der bis 400 m mächtige Malm dürfte das ganze Massiv bedeckt haben. Nach Ablauf der Kreideepoche setzte nach und nach die tertiäre Bewegung ein, die zur gewaltigen Auftürmung des Alpengebirges führte. Als die ungeheuren Schubkräfte von Süden her zu wirken begannen, standen die kristallinen Massive mit ihren Sedimentbedeckungen als starre, tief in der Erdkruste verankerte

* (Vgl. *S. K. Ray:* Beitrag zur Petrographie des südlichen Schwarzwaldes. — Schw. Min. u. Petr. Mitt., Bd. VI, 2.)

Massen da. Sie wurden von Süden her mit kolossaler Gewalt zusammengeschoben, teilweise nach Norden überkippt und als ganze Masse um einen bedeutenden Betrag in die Höhe gehoben. Die südlichen Massive (Tessinermassiv, Gotthardmassiv) wurden am weitesten nach Norden bewegt und an das Aarmassiv herangepreßt. Die Zentralgranite wiederum wurden in der Richtung gegen das Erstfelder Massiv disloziert, welches als gewaltiger Stauklotz wirkte. Die verschiedenen Gesteine reagierten sehr verschiedenartig auf den einseitig gerichteten Druck. Die beweglichere Sedimenthülle wurde in unzählige große und kleine Falten gelegt und z. T. als gewaltige Decken (helvetische Decken) über den Rücken

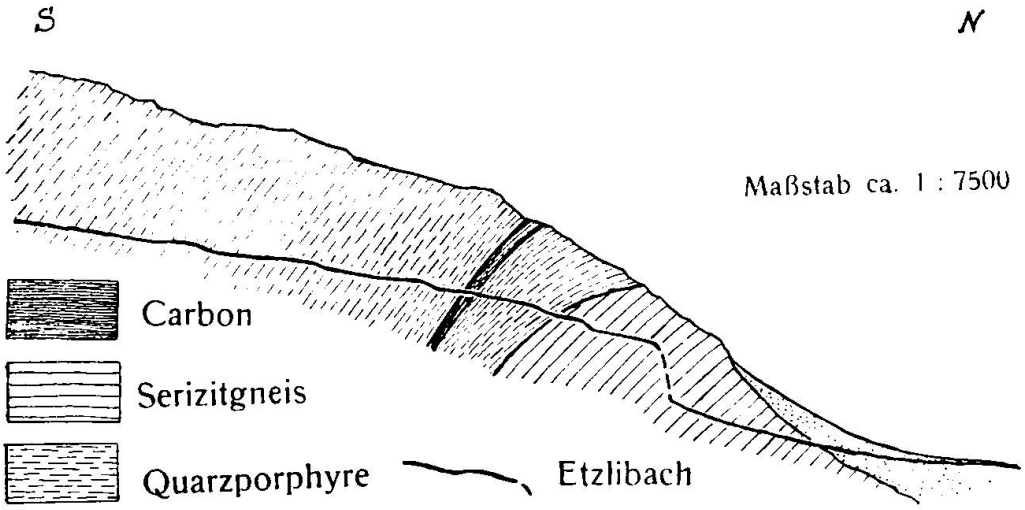


Fig. 2. *Querprofil durch die Etzlischlucht.*
Quarzporphyre mit Carbon, auf Serizitgneis überschoben.

des Massivs nach Norden hinweggeschoben. An zahlreichen Stellen, wie an den Enden des heutigen Massivs, bei Färnigen (Meiental), an der Jungfrau und am Wetterhorn etc. wurden die Sedimente als tiefe Mulden nach unten und rückwärts in die aarmassivischen Gesteine eingefaltet. Die Granitkerne leisteten der Faltung viel größern Widerstand. Sie wurden gepreßt, geschiefert und stellenweise (mechanischer Kontakt) in Schuppenpakete zerrissen, aber dank ihrer Beschaffenheit und der gewaltigen Überlagerung von der eigentlichen Faltung nicht ergriffen. Die kristallinen Schiefer wurden kräftiger beansprucht als die massigen Granite und Gneise. Sie wurden mächtig zusammengedrückt und besonders in den zwischen Granitkernen gelegenen Partien zu dünnlagigen, parallel struierten Schiefern gequetscht.

Manche massigeren Gesteinskomplexe wurden aneinander verschoben, wobei südlichere Massen auf nördlicher gelegene überschoben wurden (Taf. I, Prof. 4 und Fig. 2). Nur ausnahmsweise sind Eruptivgesteine des Aarmassivs in Falten einbezogen und auf größere Distanz verschleppt worden. Der Porphyr der Kleinen Windgälle ist ein klassisches Beispiel für die passive Verschleppung von älterm Kristallin durch jüngere Sedimentfalten. Seit der Entdeckung der Windgällenfalte wurde ihre Wurzel von jeher am Südabhang des Maderanertales gesucht. Der Porphyr der Windgälle mit seinen Carbonkonglomeraten und Tuffen muß zweifellos mit den Gesteinen des Tscharren in Beziehung gebracht werden. Am Tscharrengrat sieht man die Porphyr- und Tuffschichten nach oben flach nordwärts umbiegen und jedenfalls in den mehr oder weniger horizontal liegenden, wegerodierten Mittelschenkel der Windgällenfalte übergehen. Die Frage, ob nicht auch die Quarzporphyr-Carbon-Zone des Bristenstäfeli als Wurzel der Windgällenfalte in Betracht komme, möchte ich eher verneinen, denn diese Zone enthält keine Konglomerate und nur unsichere Andeutungen von Tuffen. Überdies sind die Quarzporphyre des Bristenstäfeli und der Etzlischlucht viel heller als diejenigen der Kleinen Windgälle und des Tscharren. Die Wurzelzone der Windgällenfalte zieht demnach vom Tscharren nach Südwesten in das obere Etzlital, wo sie jedenfalls nach oben auskeilt. Vielleicht kann man sie sich noch weiter nach Südwesten fortgesetzt denken und mit dem Färniger-Sedimentkeil in Beziehung bringen.

Die kristallinen Gesteine machten im übrigen keine bedeutenden Faltenbewegungen mit. Sie wurden durch den tertiären Schub nur gepreßt und unter Mithilfe von kontaktmetamorphosierenden Prozessen bis ins kleinste Detail zersetzt, entmischt oder sogar zertrümmert. Sie repräsentieren die Tiefenfacies der alpinen Faltung (*Alb. Heim*).

2. Beziehungen zwischen Morphologie und petrographisch-geologischen Verhältnissen.

Die Oberflächengestalt einer Landschaft wird bedingt durch ihren tektonischen Bau und die petrographische Beschaffenheit einerseits und durch die Art und Intensität der Verwitterung andererseits.

Obschon Verwitterung und Erosion in der Herausbildung von Geländeformen durchaus allgewaltig und eigensinnig arbeiten, ver-

mögen doch die geologischen und petrographischen Verhältnisse ihnen oft eine bestimmte Richtung zu geben. Die Gletscher und Flüsse vermochten zwar Quertäler, wie das Reußtal, Fellital und Etzlital zu schaffen, welche die verschiedensten Gesteinszonen ohne bedeutende Abweichung von der einmal gegebenen Richtung tief durchschneiden, ohne sich wesentlich an Unterschiede in der Härte oder Schieferung des Gesteins zu halten. Zwischen den Quertälern entstanden schroffe Quergräte, wie derjenige zwischen Reuß- und Fellital oder die Gipfelkette, welche vom Piz Giuf über Sonnigwichel und Felliruchen zum Bristenstock zieht. In den seitlichen alten Talterrassen sehen wir heute noch die Reste der verschiedenen ehemaligen Stadien der Talbildung. Horrenbächli, Freniberg und Bristenbergen (im Reußtal) sind solche Terrassen, welche übereinander die Lage drei verschiedener alter Talböden kennzeichnen.

Das Maderanertal ist ein ausgesprochenes Längstal, welches mit der tektonischen Mulde zwischen den Massiven des Erstfeldergneises und des Zentralgranites zusammenfällt. In seinem untersten Teil vermochten der Etzlibach und wohl auch der Granitstock von Hinter-Bristen der Talbildung eine schwache Ablenkung nach Nordwesten aufzuzwingen. Der massige Granitaplit mit den zähen Hornfelsen widerstand der Erosion mit mehr Erfolg als die geschieferten, brüchigen Serizitgneise. Südlich von ihm vermochte der Gletscher wieder etwas tiefer einzuschneiden, sodaß ein kleiner Trog entstand (Trockentälchen von Breitlaui!).

Das Etzlital ist in seinem obersten Teil ein Längstal, welches bei Müllersmatt in scharfer Kurve nach Norden zum Quertal umbiegt und sich nun in fünf Stufen zum Maderanertal hinabsenkt.

Viele kleinere Bäche im Etzli- und Fellital folgen den Schichtfugen des Gesteins, welche meist SW-NE-Richtung haben. Im Maderanertal und auf der Westseite des Bristenstockes haben sie sich jedoch quer durch die Schichten hindurch in das Gestein eingeschnitten. Der Bach des Grießerntales hat in die zerklüfteten, morschen Tuffe und Quarzporphyre des Tscharren ein außerordentlich wildes und gefährliches Tobel eingefressen, aus welchem bei jedem Hochwasser gewaltige Schlamm- und Schuttmassen herausbefördert werden.

Im allgemeinen Teil wurde darauf hingewiesen, daß die Gesteinsbeschaffenheit auf die Herausbildung verschiedener Gipfel- und Gratformen entscheidenden Einfluß besitze. Wenn schon der

gepreßte Granit nadelförmige Gestalten herausbildet, so müßte dies noch mehr für die stärker geschieferten, steilgestellten Paragesteine der Fall sein. Diese bieten jedoch dank ihrer Schieferung dem Frost und den Atmosphärilien viel größere Angriffsflächen dar und werden daher auch schneller abgetragen. Die Schieferzonen des Bristenstockes sind durch die Verwitterung völlig verfault und bilden deshalb so arg zerfallene Gräte und so steinschlaggefährliche Couloirs. Kein Stein sitzt fest auf dem andern. Die Quarzporphyre, Granite und Aplite sind gleichsam das stützende Gerüst des Berges.

Die architektonischen Formen der Gebirgsteile sind z. T. durch die Lagerungsverhältnisse und den petrographischen Charakter der sie aufbauenden Gesteine bedingt.

Zusammenfassung.

An der Zusammensetzung des untersuchten Gebietes sind folgende Gesteine beteiligt:

1. Der saure zentrale *Aaregranit* bildet im Süden eine zusammenhängende, in West-Ost-Richtung verlaufende Zone und sendet einige Apophysen und Stöcke in die nördliche Schieferhülle (Granit bei Hinter-Etzliboden, große Apophyse vorderes Etzlital-Bristenseeli-Fellital, Granitaplit bei Hinter-Bristen). Feinkörnige, parallel struierte, meist saure oder oft auch stark klastische Granite bilden die Randfacies des Aaregranits. Der Granit hat die nördliche Schieferhülle kontaktmetamorph umgewandelt. Er ist jünger als diese und hat obercarbonisches Alter.

2. Der *Syenit* des Piz Giuf bildet südlich des Granites eine zusammenhängende, schmale Zone. Er ist vom Granit injiziert und resorbiert worden und somit etwas älter als dieser.

3. *Quarz-Glimmer-Amphibol-Diorite* und *Granodiorite* treten in kleinen Stöcken und Linsen auf und sind als basische Differentiationsprodukte ebenfalls älter als der *Aaregranit.*

4. *Aplite, Pegmatite* und *Lamprophyre* sind die durch Differentiation entstandenen Ganggefolgschaften des Zentralgranites und injizierten von ihm aus die kristallinen Schiefer. Sie durchsetzen auch den Granit selbst und sind also jünger als dieser. Die Pegmatite (Mikroklinpegmatite) und Lamprophyre treten fast nur in der Nähe des Granites auf.

5. Die *Quarzporphyre* sind die jüngsten Eruptivgesteine im Aarmassiv. Sie treten als große Lagergänge und zahl-

reiche kleinere Apophysen auf, welche die injizierten Schiefer und gelegentlich auch den Granit samt seinen Apliten durchsetzen. Am Tscharren und in seiner Umgebung wechsellagern mächtige Porphyrlagen mit *Quarzporphyrtuffen.* Die Tuffe enthalten Brocken und Fetzen von Granit, Porphyr, Aplit und Carbonschiefern. Sie sind sehr wahrscheinlich im Perm entstanden.

6. Präcarbonische gabbro-peridotitische Eruptiva in der Schieferhülle wurden durch verschiedene Dislokations- und Kontaktmetamorphosen zu *Amphibolit, Serpentin, Topfstein* oder *Talkschiefer* umgewandelt. Manche Amphibolite besitzen brecciöse Struktur *(Eruptivbreccien).*

7. Die nördliche Schieferhülle des zentralen Aaregranits besteht, abgesehen von den eingelagerten Eruptivgesteinen, aus *Mischgneisen* und *Paragneisen.* Die mächtige Kontaktzone des Granits enthält *Hornfelse, Biotit-Injektionsgneise,* feldspatisierte *Gneise* und wahrscheinlich auch alte, stark metamorphosierte *Granite.* Mit dem Abstand vom Granitkontakt nehmen die Injektionen und Feldspatisierungen ab. An die Kontaktzone schließt sich im Norden ein Komplex von Paragesteinen, welcher aus *Serizitgneisen* und *-schiefern* besteht.

8. Die beiden Carbonzonen bilden tief eingesenkte, schmale Mulden, die stets von Quarzporphyren oder Tuffen begleitet sind. Sie enthalten anthrazitische Schiefer, welche durch die Quarzporphyre metamorphosiert wurden. Die nördliche Zone ist die mächtigere und zieht von Intschi über das Bristenstäfeli durch die Etzlischlucht nach Osten. Die südliche Zone ist teilweise in Fetzen und Linsen zerrissen worden (Tuffe) und streicht vom Tscharren nach Südwesten bis ins obere Etzlital, wo sie auskeilt.

9. Vom Maderanertal nordwärts nehmen die aplitischen Injektionen wieder zu. Sie gehören zur Kontaktzone des *Erstfeldergneises,* die bei Erstfeld in den *Erstfelder-Eruptivgneis* übergeht.

Die prägranitischen Gesteine des Aarmassivs wurden durch die hercynischen Faltungen und die basischen und granitischen Intrusionen zu kristallinen Schiefern umgeprägt. Die alpine Faltung hat ohne Ausnahme alle Aarmassivgesteine ergriffen, wobei allerdings die mechanische Beanspruchung der diversen Gesteinsarten eine selektive war. Alle wurden mehr oder weniger gepreßt und geschiefert. Die südlichen Teile des Aarmassivs wurden nach Norden gerückt und etwas überkippt. Gleichzeitig fand eine beträchtliche Hebung des Massives statt. Außer den Porphyren der

Kleinen Windgälle wurden keine kristallinen Gesteine direkt in Falten einbezogen. Die Wurzelzone der Windgällenfalte finden wir heute in der Quarzporphyr-Carbonzone zwischen Roßbodenstock und Tscharren und weiter nordöstlich aufgeschlossen.

Der Bristenstock und seine Umgebung sind der interessanten und reichhaltigen Mineralfundstellen wegen seit langem berühmt.

Die wissenschaftliche Bearbeitung der Kluftmineralien wurde von *J. Königsberger* (Lit. 20 und 22) in mustergültiger Weise durchgeführt, und die reichen Mineralfundstellen des Amsteger- und des Kärstelenbachstollens haben durch *E. Hugi* (Lit. 16) eine erste Bearbeitung erfahren. Aus diesem Grunde soll hier dieser Teil meines Arbeitsgebietes unberücksichtigt bleiben.

Auffallenderweise ist das Gebirge westlich des Reußtales viel ärmer an Mineralklüften. Die postmagmatische Tätigkeit der aarmassivischen Intrusionen scheint nach Osten zugenommen zu haben.

Bern, Mineralogisch-petrographisches Institut, Februar 1927.

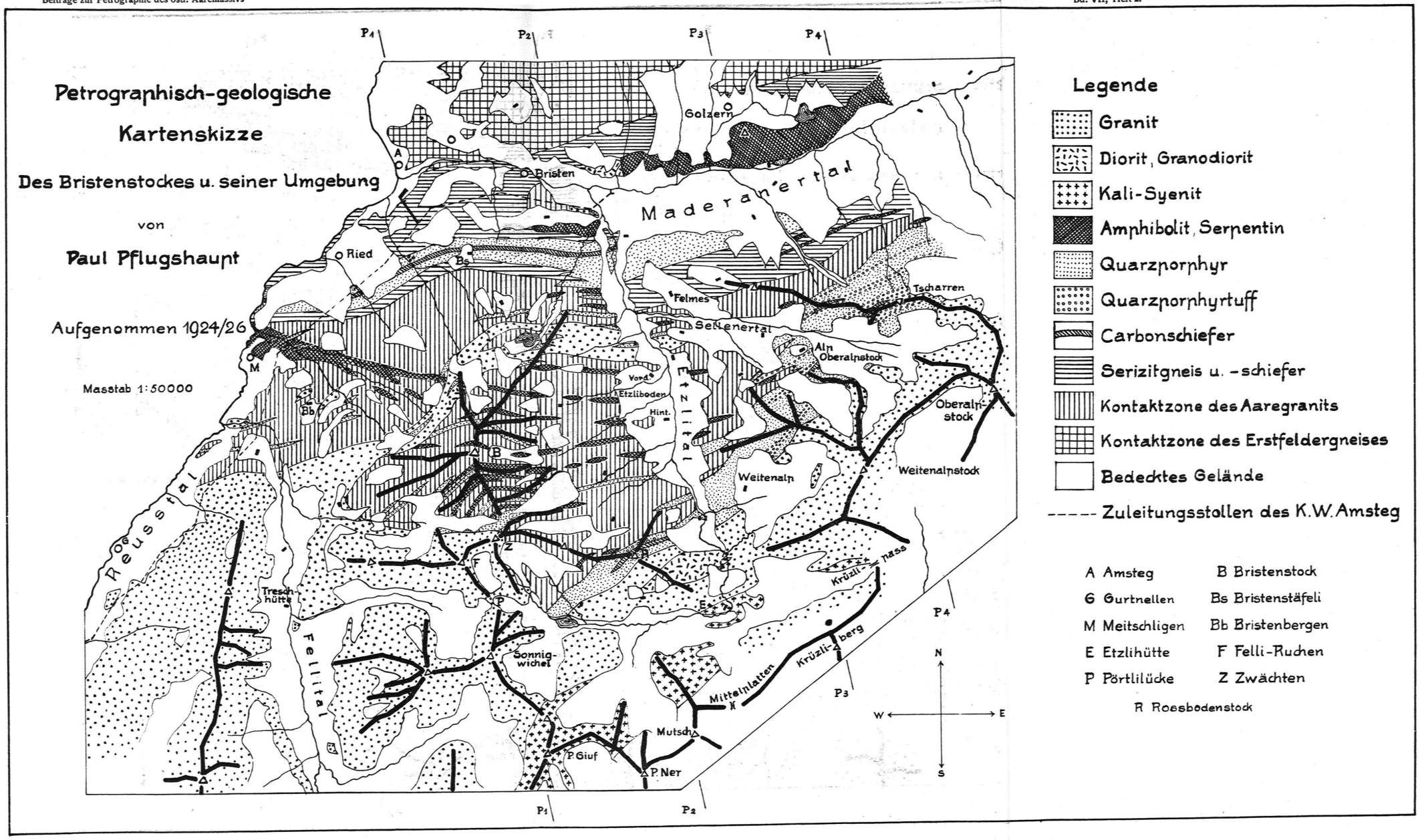
Benützte Literatur.

1. *A. Baltzer:* Das Aarmassiv (mittlerer Teil). Beitr. zur geol. Karte d. Schweiz, 24. Lieferung, 1888.
2. — Über die aplitische randliche Facies des Protogins an der Mieselen. — Mitt. d Bern. natf. Ges., 1901.
3. — Die granitischen Intrusivmassen des Aarmassivs. Neues Jahrb. f. Min., Geol. u. Paläont., Beil. Bd. XVI, 1903.
4. — Die intrusive Granitzone des westlichen Aarmassivs. Eclogae geol. helvet. XI, 3, 1910.
5. *B. G. Escher:* Über die prätriasische Faltung in den Westalpen mit besonderer Untersuchung des Carbons an der Nordseite des Tödi (Bifertengrätli). Zürcher Diss., 1911.
6. *O. Fischer:* Über einige Intrusivgesteine der Schieferzone am Nordrand des zentralen Granites aus der Umgebung der Sustenhörner (mittl. Aarmassiv). Tsch. Min. u. Petr. Mitt., Bd. XXIV, 1. u. 2. Heft, 1905.
7. *U. Grubenmann* u. *L. Hezner:* Zusammenstellung der Resultate über die von 1900—1915 im min.-petr. Institut der E. T. H. ausgeführten chemischen Gesteins- und Mineralanalysen. Vierteljahrsschrift d. naturf. Ges. Zürich, 61. Jahrg., 1916.
8. *Alb. Heim:* Untersuchungen über den Mechanismus der Gebirgsbildung im Anschluß an die Monographie der Windgällen-Tödigruppe. Basel 1878.
9. — Geologie der Hochalpen zwischen Reuß und Rhein, mit einem Anhang von petrograpischen Beiträgen von *C. Schmidt.* Beitr. zur geol. Karte der Schweiz, Bd. 25, 1891.
10. — Geologie der Schweiz. Bd. II, Die Schweizeralpen, Erste Hälfte, Leipzig 1921.

11. *E. Hugi:* Vorläufige Mitteilungen über Untersuchungen in der nördlichen Gneiszone des zentralen Aarmassivs. Eclogae geol. helvet. IX, 1906.
12. — Zur Petrographie und Mineralogie des Aarmassivs. Eclogae geol. helvet. XV, 4, 1920.
13. — Pneumatolytisch-hydrothermale Wirkungen alpiner Granitintrusionen. Eclogae geol. helvet. XVI, 4, 1921.
14. — Das Aarmassiv ein Beispiel alpiner Granitintrusionen. Vortrag, Vers. d. Schweiz. naturf. Ges., Bern 1922.
15. *E. Hugi* u. *H. Huttenlocher:* Bericht über die Exkursion A der Schweiz. geol. Ges. ins westl. u. mittl. Aarmassiv. Eclogae geol. helvet. XVII, 3, 1922.
16. *E. Hugi:* Über einige Gesteins- und Mineralvorkommnisse der Wasserstollen des Kraftwerkes Amsteg (Uri). Erste Mitt. Schweiz. Min. u. Petr. Mitt., Bd. III, 1923.
17. *H. Huttenlocher:* Vorläufige Mitteilung zur Petrographie und Geologie des westlichen Aarmassivs. Mitt. d. naturf. Ges. in Bern, Heft 1, 1921.
18. *H. Huttenlocher:* Beiträge zur Petrographie und Geologie des westlichen Aarmassivs. Jahrb. d. Philosoph. Fakultät II der Univ. Bern, Bd. I, 1921.
19. *J. Königsberger:* Einige Folgerungen aus geologischen Beobachtungen im Aare-, Gotthard- u. Tessinermassiv. Eclogae geol. helvet. X, 6, 1909.
20. — Geologische und mineralogische Karte des östl. Aarmassivs von Disentis bis zum Spannort, mit Erläuterungen. Freiburg i. Br. u. Leipzig 1910.
21. — Die Abhängigkeit der Facies einiger normaler Eruptiva in den Alpen vom Streichen der sie einschließenden Schichten. Schweiz. Min. u. Petr. Mitt., Bd. V, 1, 1925.
22. — Über alpine Minerallagerstätten, Mineralklüfte und Differenziation ihrer Paragenese. Schweiz. Min. u. Petr. Mitt., Bd. V, I, 1925.
23. — Zum Alter der Gneismetamorphose in den Alpen und deren Beziehung zum Carbon. Steinm. Festschr., Sonderbd. d. Geol. Rundsch., Bd. XVII a, 1926.
24. *R. Lotze:* Beiträge zur Geologie des Aarmassivs. Untersuchungen über Erstfelder Gneis und Innertkirchner Granit. Berlin 1914.
25. *P. Niggli:* Gesteins- und Mineralprovinzen. Bd. I, Berlin 1923.
26. — Der Chemismus der zentralen Aaregranite. Schweiz. Min. u. Petr. Mitt., Bd. IV, 1924.
27. *P. Niggli* u. *U. Grubenmann:* Die Gesteinsmetamorphose. I. Allgemeiner Teil. Berlin 1924.
28. *P. Niggli:* Über das Grundgebirge des Schwarzwaldes. Mitt. der Aargauischen naturf. Ges., Heft 17.
29. *A. Sauer:* Geologische Beobachtungen im Aarmassiv. Sitzungsbericht d. Kgl. Pr. A. d. W., Berlin 1900.
30. — Über Erstfeldergneise am Nordrand des Aarmassivs. Bericht ü. d. 38. Vers. d. Oberrhein. Geol. Vereins in Konstanz 1905.
31. *C. Schmidt:* Geologisch-petrographische Mitteilungen über einige Porphyre der Zentralalpen und die in Verbindung mit denselben auftretenden Gesteine. Neues Jahrb. f. Min., Geol. u. Paläont.,Beil. Bd. IV, 1886.
32. *W. Schmidt:* Gefügestatistik. Tschermaks Min. u. Petr. Mitt., Bd. XXXVIII, 1925.
33. *H. Schwenkel:* Die Eruptivgneise des Schwarzwaldes und ihre Beziehungen zum Granit. Tschermaks Min. u. Petr. Mitt., Bd. XXXI, 1912.

34. *W. Staub:* Geologische Beschreibung der Gebirge zwischen Schächental und Maderanertal, mit Karte. Beitr. zur geol. Karte d. Schw., Neue Folge, XXXIII. Lfg.
35. — Carbon und Porphyr im Maderanertal. Eclogae geol. helvet. XI, 1910.
36. *H. Suter:* Zur Petrographie des Grundgebirges von Laufenburg und Umgebung. Schw. Min. u. Petr. Mitt., Bd. IV., 1924.
37. *E. Truninger:* Geologisch-petrographische Studien am Gasternmassiv. Mitt. der naturf. Ges. in Bern, 1911.
38. *F. Weber:* Über den Kalisyenit des Piz Giuf und Umgebung (östliches Aarmassiv) und seine Ganggefolgschaft. Beitr. zur geol. Karte d. Schw., Neue Folge, XIV. Lfg., 1904.

Schweiz. Min. u. Petr. Mitt.
Bd. VII, Heft 2.

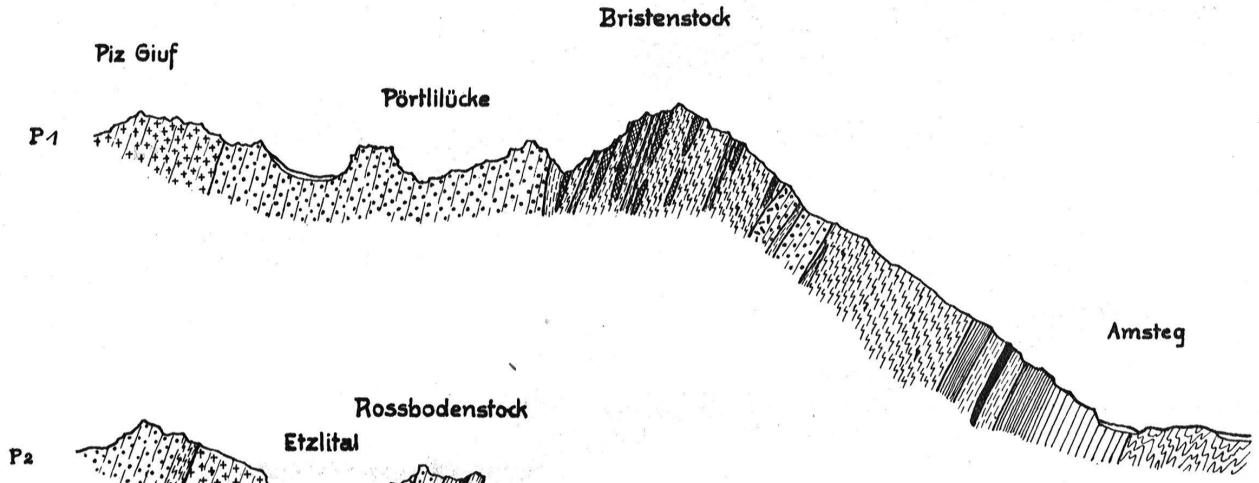


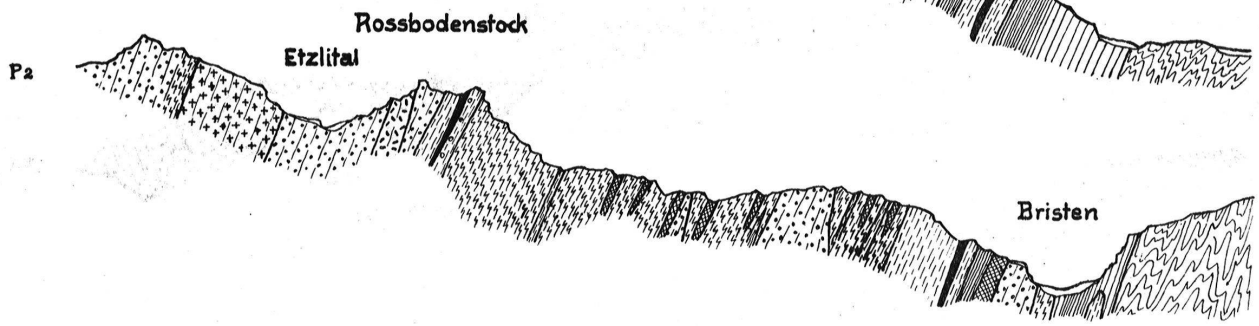
Leere Seite
Blank page
Page vide

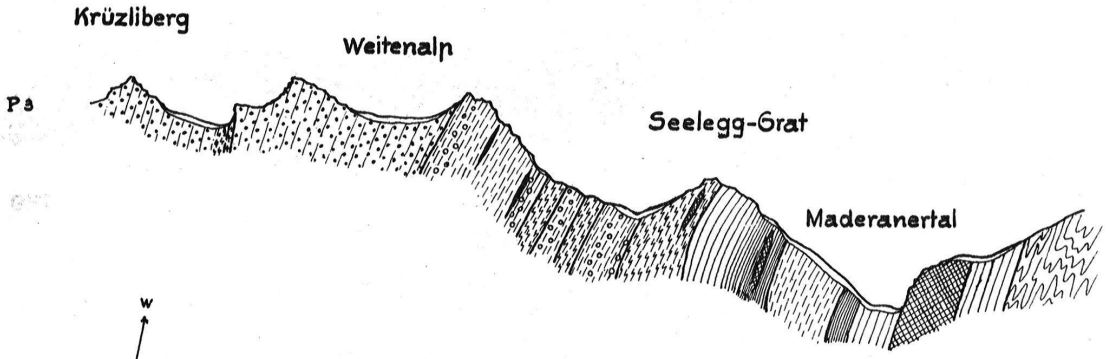
Schweiz. Min. u. Petr. Mitt.
Bd. VII, Heft 2.

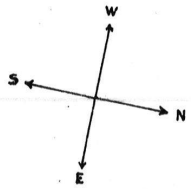
Tafel I

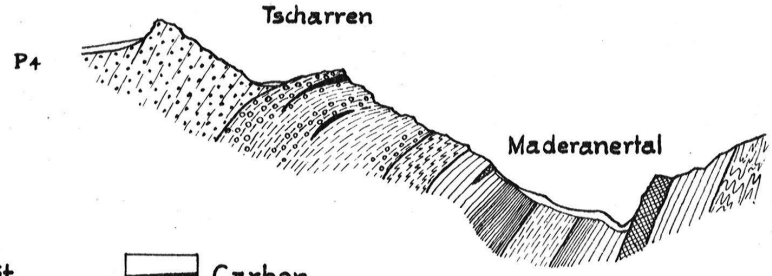
QUERPROFILE











Legende:

- Granit
- Diorit, Granodiorit
- Syenit
- Quarzporphyr
- Quarzporphyrtuff
- Amphibolite
- Carbon
- Kontaktzone des Granits
- Kontaktzone des Erstfeldergneises
- Serizitgneis
- Serizitschiefer

Masstab 1:50000

Leere Seite
Blank page
Page vide

Leere Seite
Blank page
Page vide

Schweiz. Min. u. Petr. Mitt.
Bd. VII, Heft 2.

Tafel II

Fig. 1

Fig. 2

Fig. 3

Fig. 4

Tafel II.

Fig. 1: Mikropertit, am Rand (links oben) sekundär albitisiert, wurmförmige Korrosion durch Quarz. — Granit, Felli-Ruchen. Nicols +, 46 × vergr.

Fig. 2: Orthoklas, primären lamellierten Plagioklas einschließend und sekundär albitisiert. — Quarzporphyr, Steinstock. Nicols +, 48 × vergr.

Fig. 3: Schachbrettalbit mit sekundärem Albitrand. — Porphyr der kleinen Windgälle. Nicols +, 46 × vergr.

Fig. 4: Quarzdiorit, idiomorphe Plagioklase, Hornblende (links oben), Quarz als Füllmasse. — Roßbodenstock. Nicols +, 48 × vergr.

Tafel III.

Fig. 1: Quarzporphyr mit gedrehtem und zerdrücktem Feldspatporphyroblasten, von Serizit umhüllt. — Bristenstäfeli. Nicols +, 26 × vergr.

Fig. 2: Quarzporphyrtuff, zerspratzte Quarze und Feldspäte, links oben eine kleine Bombe. — Tscharren. Nicols +, 25 × vergr.

Fig. 3: Quarzporphyrtuff, gestreckte Bombe aus sehr feinkörnigem Quarz (entglast). — Lungental nördl. des Tscharrengrates. Nicols +, 16 × vergr.

Fig. 4: Quarz, linsenförmig, mit Einschlüssen von Glas, Flüssigkeiten und Gas, sekundärer Anwachsrand ohne Einschlüsse. — Quarzporphyrtuff, Tscharren. Nicols +, 58 × vergr.

Schweiz. Min. u. Petr. Mitt.
Bd. VII, Heft 2.

Tafel III

Fig. 1

Fig. 2

Fig. 3

Fig. 4

Leere Seite
Blank page
Page vide