

Grundlagen und Konsequenzen der Verteilung der späthercynischen Massive im alpinen Raum

Autor(en): **Staub, Rudolf**

Objektyp: **Article**

Zeitschrift: **Eclogae Geologicae Helvetiae**

Band (Jahr): **49 (1956)**

Heft 2

PDF erstellt am: **13.09.2024**

Persistenter Link: <https://doi.org/10.5169/seals-162079>

Nutzungsbedingungen

Die ETH-Bibliothek ist Anbieterin der digitalisierten Zeitschriften. Sie besitzt keine Urheberrechte an den Inhalten der Zeitschriften. Die Rechte liegen in der Regel bei den Herausgebern.

Die auf der Plattform e-periodica veröffentlichten Dokumente stehen für nicht-kommerzielle Zwecke in Lehre und Forschung sowie für die private Nutzung frei zur Verfügung. Einzelne Dateien oder Ausdrucke aus diesem Angebot können zusammen mit diesen Nutzungsbedingungen und den korrekten Herkunftsbezeichnungen weitergegeben werden.

Das Veröffentlichen von Bildern in Print- und Online-Publikationen ist nur mit vorheriger Genehmigung der Rechteinhaber erlaubt. Die systematische Speicherung von Teilen des elektronischen Angebots auf anderen Servern bedarf ebenfalls des schriftlichen Einverständnisses der Rechteinhaber.

Haftungsausschluss

Alle Angaben erfolgen ohne Gewähr für Vollständigkeit oder Richtigkeit. Es wird keine Haftung übernommen für Schäden durch die Verwendung von Informationen aus diesem Online-Angebot oder durch das Fehlen von Informationen. Dies gilt auch für Inhalte Dritter, die über dieses Angebot zugänglich sind.

Grundlagen und Konsequenzen der Verteilung der späthercynischen Massive im alpinen Raum

Von **Rudolf Staub**

Mit 1 Textfigur

Erstmals tritt ein «alpiner Raum» als wohl individualisierter Wesenszug im werdenden Bau Europas in konkrete Erscheinung zu Beginn der Triaszeit. Wohl haben sich gewisse «Vorläufer» einer alpinen Zone auch schon früher bemerkbar gemacht, im Auftreten der auffälligen Silur/Devon-Tröge im heute ostalpinen Bezirk, in der Grauwackenzone der Nordalpen und in der karnischen Kette, oder während des Perms im Bereich besonders der Südalpen. Aber diese eben genannten Vorläufer umfassen noch keineswegs deutlich den heute alpinen Raum, sondern nur Einzelstreifen desselben, wenn auch doch schon in beträchtlicher Breitenentwicklung. Ähnliches lässt sich allerdings auch für die Trias noch erkennen, indem auch da auffallendere Sonderzonen gegenüber ausseralpinen Nachbarbezirken sich immer noch bloss auf ganz bestimmte und wohl abgrenzbare Abschnitte des gesamtalpinen Absatzraumes beschränken: auf die Sonderstreifen der mediterranen Trias der Ost- und der Südalpen, auf das Briançonnais der späteren Westalpen und auf ein zwischen diesen Faziesräumen sich einschaltendes Pseudo-Briançonnais, das in seiner Entwicklung deutlich schwankt und vermittelt zwischen dem Nordabschnitt der ostalpinen Triaszone und dem derselben weit vorgelegerten Briançonnais. Diese Sonderabschnitte mit einer eigenen, durchaus und nur für die alpine Zone Europas typischen Triasentwicklung nehmen jedoch bereits derartige Ausmasse an, dass wenigstens grosse und wichtige Hauptteile des späteren alpinen Gesamttraumes eine solche «alpine» Trias, im weiten Sinne des Wortes aufweisen, wir somit sicher berechtigt sind, die erste Individualisierung eines wirklich «alpinen» Raumes in die Triaszeit zu setzen. Dass neben der mächtig entfalteten Trias des Briançonnais, der Ost- und der Südalpen zwar auch weite Zwischengebiete sich abheben, mit oft sogar äusserst reduzierten Mächtigkeiten und nur einer kargen Aufgliederungsmöglichkeit der Triassedimente, ist wohl bekannt, aber diese Tatsache trägt zur näheren Aufgliederung des alpinen Gesamttraumes nicht wenig bei, und diese Aufgliederung des alpinen Querprofils der Triaszeit leitet ohne Unterbruch über in die grossen Hauptzüge der jurassischen Absatzräume und sie findet schliesslich ihr konsequentes Abbild auch in der tektonischen Entwicklung des werdenden Gebirges.

Für diese engen Zusammenhänge zwischen fazieller und tektonischer Aufgliederung des alpinen Raumes ist aber naturgemäss nicht die blosser Auflösung desselben in verschiedene an sich rein oberflächliche Faziesstreifen der Trias- und

der Jurazeit massgebend, sondern in erster Linie das Verhalten des tieferen Untergrundes und dessen geringere oder grössere Beweglichkeit. Kein Faziesraum bildet sich ohne die ganz konkrete Mitbeteiligung des kristallinen Untergrundes, und jede tektonische Regung in der Geschichte eines Absatzraumes, oder gar die Individualisierung der tektonischen Grundelemente beim Zusammenschub eines solchen, geht letzten Endes gleichfalls auf das Verhalten des tieferen Untergrundes zurück: auf seine alten Innenstrukturen, seine besonderen Schwächezonen, seinen Versteifungsgrad, seine Deformationsbereitschaft, seine tektonische Grundenergie. Der Schlüssel zum Verständnis der faziellen wie der tektonischen Geschichte eines Gebirges liegt damit in allererster Linie begraben in den Eigenheiten des tieferen Untergrundes.

Gebirge, die lediglich einen Zusammenschub von Sedimentserien erkennen lassen, decken solche Zusammenhänge nicht auf. Solche lassen sich auf jeden Fall dort nur durch rein spekulative Betrachtung vermuten, aber keineswegs näher konkret erfassen. Deshalb sind Gebirge ohne kristalline Kernzonen für ein wirkliches Verständnis der gebirgsbildenden Vorgänge, für die Erkenntnis der alten Ausgangslagen und deren sinngemässe Entwicklung kaum von Belang; denn es fehlen für solche Einsichten ganz einfach die dafür nötigen Grundlagen, das heisst die tiefer greifenden Aufschlüsse des kristallinen Untergrundes. Eine klare Einsicht in die Hintergründe der stratigraphischen und faziellen Entwicklungen und über diese hinaus auch der tektonischen Geschichte eines Gebirges lässt sich nur dort mit einiger Aussicht auf Erfolg gewinnen, wo auch der tiefere Untergrund der oberflächlichen Sedimentstösse über grössere Räume hin aufgeschlossen ist und wo damit derselbe, nach seiner Zusammensetzung und in seinem mechanischen Verhalten, konkret beobachtet und näher studiert werden kann. Das ist der Fall in den Gebirgen vom Typus der Alpen, und es sei mir im folgenden gestattet, auf einige dieser mir in langen Jahren offenbar gewordenen Zusammenhänge hinzuweisen.

Für die nähere Gestaltung eines Absatzraumes sind natürlich in erster Linie massgebend Hebungen und Senkungen. Ohne Senkung kein Absatzraum grösseren Stils, ohne Hebung, des Raumes selber oder seiner Nachbezirke, keine entscheidenden Wechsel in der faziellen Ausbildung der zum Absatz gelangenden Sedimente. Das primäre Geschehen bei der Entstehung eines Absatzraumes ist ohne Zweifel die Senkung, aber diese Senkungstendenz hat ihre natürliche Begründung bereits in anderen Vorgängen im tieferen Untergrund, im kristallinen Unterbau und selbst im Untergrund der eigentlichen Kruste. Die Bildung sinkender Räume ist nur möglich im Gefolge von Zerrungen in der festen Kruste; solche Zerrungen aber vollziehen sich in erster Linie und am natürlichsten längs älteren Diskontinuitätsflächen in derselben, und solche sind naturgemäss, seit dem Beginn überhaupt der Krustenbildung, ohne weiteres vorhanden in Form von tiefgreifenden Sprung- und Bruchsystemen, die einzelne Rindenschollen voneinander scheiden, dieselben umgrenzen und als bereits vorhandene und stets bequem wieder benutzbare Bewegungsflächen für jede spätere Beanspruchung der Kruste zur Verfügung stehen. Längs solchen Bruchsystemen können die Einzelschollen auseinander treiben oder einander aufgeschoben werden. Im ersten Fall kommt es zum grabenartigen Absinken eines Rindenstreifens zwischen von-

einander abdriftenden Schollen, im zweiten Fall unterbleibt jede Senkung und tritt an deren Stelle langsame, wenn auch ruckweise sich vollziehende Hebung, unter Umständen verbunden mit einer gewissen Kippung der Schollen von der Naht des Zusammenstosses weg. In beiden Fällen aber sind mit diesen Schollenbewegungen auch Strömungen im magmatischen Untergrund verbunden, die ihrerseits sich richten nach den besten bereits bestehenden Ausweichmöglichkeiten.

Wie entstehen solche Strömungen im magmatischen Untergrund? Absteigende Konvektionsströme bilden sich unter dünnen Rindenstreifen infolge vermehrter Kühlung des Magmas unter denselben, das Magma der Nachbargebiete wird dabei gegen diese Kühlzonen hin nachgesogen, es setzt sich in der Richtung auf dieselben auch seinerseits in Bewegung: der absteigende Konvektionsstrom unter einem dünnen Rindenstreifen ist solcherart ganz automatisch verbunden mit einer entsprechenden Horizontalströmung unter den benachbarten dickeren Krustenschollen gegen das Kühlgebiet hin. Wird die dünne Rinde dann einmal mit einiger Leichtigkeit zusammengestaut zum engen Faltenstrang oder zum verdickten Rindenwulst eines Gebirges oder gar eines ganzen Gebirgssystems, einer ganzen Kettenschar, so ist das nunmehr durch diese Rindenverdickung zur Tiefe zurückgedrängte Magma unweigerlich zu seitlichem Ausweichen gezwungen. Es entsteht so eine Strömung vom Gebirgsstrang weg, und zwar theoretisch nach beiden Seiten hin. Es kann aber sehr wohl auch der Fall eintreten, dass etwa gegen den Zwischenraum zwischen zwei gesonderten Gebirgssträngen ein solches Ausweichen des magmatischen Untergrundes nicht mehr oder nur noch schwer möglich ist, indem diese «Zwischenmassive», das heisst die sogenannten «Zwischengebirge», ja ohnehin gewaltig versteifte Blöcke mit somit beträchtlicher Krustenmächtigkeit darstellen. Der Abstrom subkrustaler Massen von den zusammengestauten Gebirgssträngen weg vollzieht sich dann nur nach der einen Seite hin, von den beiden Gebirgssträngen **und** vom dazwischen eingeschalteten starren Block weg, das heisst nur in einander entgegengesetzter Richtung. Bei dieser Konstellation wird dann das ganze Zwischengebiet zwischen zwei Gebirgssträngen, das heisst der ganze Raum des alten Zwischengebirgsblockes, von Zerreissung bedroht und schliesslich auch, längs alten Bewegungsflächen wirklich zerrissen. Die Folgen sind klar: starke magmatische Intrusionstätigkeit um die Rißstellen und schliesslich isostatisch bedingte Senkung des Zwischengebietes zu einem neuen Geosynklinalsystem, in dem sinkende Tröge und vorerst noch stabilere Gebiete einander ablösen.

Zerrung führt zur Grabenbildung und damit zur Einleitung einer Senkung: Zerrung bedeutet aber auch eine Reaktivierung alter Bewegungsflächen und verlockt den tieferen Untergrund zu magmatischer Aktivität. Das Magma der Tiefen findet hier neue Möglichkeiten zum Aufstieg in höhere Teile der Kruste und selbst an die Oberfläche. Zerrung bringt so erneute vulkanische Tätigkeit, Zerrung fördert aber auch die Aktivität des Magmas in der Tiefe. Nicht nur auf den Bruchflächen oder längs ganzen Bruchflächenscharen dringt dabei das Magma empor, sondern daneben ganz automatisch, wengleich weniger intensiv, auch in

der Nachbarschaft dieser Schwächezonen. Damit wird eingeleitet ein allgemeinerer Aufstieg des Magmas, die Aufschmelzung der Kruste, das Spiel der so mannigfachen Intrusionsvorgänge und damit schlussendlich auch jene mechanische Schwächung der Kruste durch fortgesetzte Einschmelzung derselben, die mit der Zeit diesen geschwächten Krustenstreifen reif für mächtigeren Zusammenschub macht. Je weiter aber bei diesen Vorgängen die noch undifferenzierten oder nur schwach differenzierten, somit in erster Linie basischen Magmen empordringen, umso grösser wird gegenüber der sich immer stärker reduzierenden leichten Kruste der Querschnitt der schweren Massen des magmatischen Untergrundes. Dieser grössere Querschnitt der schweren Massen bedingt gegenüber seiner Umgebung einen grösseren Schwerebetrag, was schliesslich, an alten oder an neu sich bildenden Brüchen, aber auch an scharfen flexurartigen Verbiegungen, ganz automatisch zu einem allgemeinen Einsinken des geschwächten Krustenstreifens führt: zur Bildung eines Senkungstrogens und damit eines neuen Sedimentationsraumes grösseren Stils, das heisst zur Geburt einer neuen, aber stetsfort sich auch weiter entwickelnden Geosynklinale.

Bruchsysteme, Intrusionen magmatischer Massen und sinkende Räume stehen damit ohne Zweifel in engem genetischen Zusammenhang. Es muss daher auch die Verteilung von Eruptivmassen in einem bestimmten Gebiete irgendwie in Beziehung stehen einerseits mit älteren Grenzflächen und vor allem Bruchsystemen, andererseits aber auch mit jüngeren Senkungsgebieten, das heisst den eigentlichen Haupttrögen eines werdenden Geosynkinalstreifens: alte Grenzflächen erleichtern das Aufreissen der Kruste, sie fördern damit den Aufstieg der magmatischen Massen, sie leiten gewissermassen die Intrusionen auf vorgebahnten Wegen aus der Tiefe empor in klar abgegrenzte Abschnitte der Kruste. Sie bestimmen damit mindestens vielfach die Lage der grossen jüngeren Granodioritkörper im älteren Grundgebirge. Der Aufstieg der magmatischen Massen aber führt seinerseits automatisch zu weiteren Senkungen und damit zur Einfügung von eigentlichen Sedimentationströgen. Bei diesem ganzen Mechanismus endlich ist nicht ausser Acht zu lassen, dass ein magmatischer Aufstieg sich naturgemäss dort am ehesten und auch am weitesten vollzieht, wo verschiedene Bruchsysteme sich scharen oder kreuzen, dass daher solche «Bruch-Kreuzstellen» in erster Linie den Aufstieg grosser Eruptivkörper erleichtern und die Lage der entstehenden Intrusivkörper bestimmen.

Theoretisch sind diese Dinge seit langem schon diskutiert worden, es dürfte aber reizen, diesem Zusammenhang einmal über den konkreten Raum der alpinen Geosynklinale näher nachzuspüren. Das Folgende sei ein Versuch, alle diese verschiedenen Vorgänge zu einem einheitlichen Bilde zu fügen.

Ausgangspunkt der Betrachtung ist naturgemäss das heute konkret vorliegende Bild der Verteilung der im Bau der Alpen so auffallenden späthercynischen Eruptivmassen. Es darf an sich als bekannt, wenngleich auch nicht als unbestritten vorausgesetzt werden. Drei grosse Hauptgruppen schälen sich in erster Annäherung heraus: die Eruptivstöcke der westalpinen Massive zwischen Mont Blanc und Mittelmeer, die Granodioritkörper und die Porphy-

gebiete der Schweizeralpen, zwischen Walliser-, Bündner- und Aarmassiv-Abschnitt, und die Südtiroler Eruptiva zwischen Klausen, Bozen und Val Sugana. Eine vierte Gruppe, die mit grosser Wahrscheinlichkeit gleichfalls zu dieser späthercynischen Eruptivgesellschaft der Alpen gehört, erscheint massiert um den östlichen Alpenrand, zwischen Semmering, Sekkauer Tauern? und Bachergebirge.

Zweierlei lässt sich erkennen:

In den Schweizeralpen eine deutliche Hintereinanderreihung von Eruptivmassen im Querprofil und damit eine Verteilung derselben auf heute ganz verschiedene tektonische Einheiten, im ganzen Raum zwischen Aarmassiv-, Gotthard-, Rofna-, Err/Bernina-, Dentblanche- und dem Südalpen-Bezirk.

In den Westalpen fast ausschliessliche Beschränkung derselben auf die autochthone Massivreihe zwischen Pelvoux resp. Rocheray am Arc und dem Mercantour. Die schmale «Migmatit-Zone» von Sapey in der Vanoise, die Massen der Besimaudite im Abschnitt der ligurischen Alpen und das Massiv von Savona spielen demgegenüber nur eine geringe Rolle.

Es folgen somit die Intrusionswege nicht allein nur verschiedenen Schwächezonen, die im alpinen Querprofil hintereinander gereiht, in generell ost-westlicher, das heisst der alpinen Hauptrichtung, verlaufen, sondern solche Wege fanden sich ganz offenbar auch in besonderen Schwächezonen, die quer zu diesem alpinen Normalstreichen stehen, das heisst generell N-S, genauer NNW-SSE streichen, somit in erythräischer Richtung verlaufen. Dieser erythräischen Richtung folgen ja generell die Westalpen zwischen der Maurienne und dem Mittelmeer; in diesem Streichen war im gleichen Abschnitt angelegt schon der westalpine Geosynklinalraum, diesem Streichen folgt naturgemäss auch der westliche Bruchrand dieses geosynklinalen Grabenstreifens, diesem Streichen folgen weiterhin aber auch schon die späthercynischen Eruptivmassen zwischen Maurienne, Pelvoux, Mercantour und Korsika. Eine einzige grosse «Eruptivlinie» liegt hier, wenn auch aufgelöst in die einzelnen Massivkerne, vor, in deutlich erythräischem Streichen.

Dieses erythräische Streichen macht sich aber auch in den Schweizeralpen geltend; einerseits in einer besonderen Häufung der den Aare- und Gotthard-Graniten südlich folgenden penninischen und ostalpinen Eruptivkörper in den Querschnitten Bündens und des Wallis, andererseits im deutlichen Zurücktreten derselben im Tessiner Abschnitt des Gebirges. Im Walliser Sektor erscheinen hinter dem Westabbruch des Aarmassivs die Granodiorite und Gabbros der Dentblanche-Masse und die Granite des Canavese, in Bünden schaltet sich zwischen das Ostende des Aare-Granites und die Albula-Julier-Bernina Eruptivsippe noch der besondere Stock der Rofna-Masse. Dass in den beiden genannten Sonderabschnitten des Walliser und des Bündner Sektors im jüngeren Mesozoikum auch die Ophiolithe und am Ende der Alpenfaltung auch die spätalpinen Massive ihre Hauptverbreitungen erlangen, zeigt nur, dass diese uralten Querzonen als eigentliche Schwächestreifen des alpinen Untergrundes sich auch durch die ganze Geosynklinalzeit und selbst

noch am Abschluss der alpinen Orogenese als weiter wirksam und die magmatischen Vorgänge leitend erwiesen haben. Aber auch der Ausbruch der Bozener Porphyre ist deutlich mit alten Bruchlinien erythräischer Richtung verknüpft, die sich heute erkennen lassen vom Golf von Tarent bis mindestens ins Unterengadin und wahrscheinlich sogar bis an den Bodensee und das Vulkangebiet des Hegaus, und dasselbe trifft vielleicht auch zu für die auffallende Eruptivgruppe der östlichsten Alpen zwischen Semmering und Bacher, die wohl mit dem mächtigen Bruchsystem zwischen dem ägäischen Meer, der Vardarlinie und Wien zusammenhängt.

Eine besondere Häufung der späthercynischen Eruptivmassen der Alpen an grossen, durch alte Bruchlinien geschaffenen Querzonen ist somit augenscheinlich: zwischen Korsika und Pelvoux in den Westalpen, im Sektor des Wallis mit Arolla- und Canavese-Graniten, im Abschnitt Bündens mit Rofna- und Albula/Bernina-Massen, im Sektor des Bozener Porphyrs und im östlichen Randgebiet der Alpen.

Die grössten Bruchsysteme des Mittelmeergebietes münden irgendwie in diese besonderen Eruptivzonen der Alpen ein. Als solche sind bekannt: die östliche Begrenzung des korso/sardischen Blockes und seiner nördlichen Fortsetzung in der westalpinen Massivreihe zwischen Mercantour und Pelvoux; der Abfall der Apenninen-Halbinsel gegen das tyrrhenische und das adriatische Meer, samt der Bruchzone zwischen Tarent, Ancona und Rimini, die über das Vicentin und durch die Südalpen bis Schuls sich bemerkbar macht, und schliesslich die grosse ägäisch-erythräische Bruchchar, die in Serbien sich aufsplittert in die Bruchlinien Ungarns und die östlichen Randbrüche der Alpen. Den tyrrhenischen Brüchen folgen im Westen die Intrusivmassen Korsikas, des Mercantour und des Pelvoux, östlich davon folgen Savona, Dentblanche und Canavese, heute durch längs den gleichen Brüchen erfolgte Transversalverschiebungen gegeneinander weitgehend verschoben; in späterer Zeit die Ophiolith-Achse zwischen Voltri und Val d'Aosta-Zermatt und die jungen Massive von Biella und Traversella. Auf Fortsetzungen der adriatischen Bruchlinien erscheinen die Massive Bündens mit Rofna und Albula-Bernina, später die Ophiolith-Achse Avers-Malenco-Oberhalbstein und schliesslich auch das Bergeller Massiv, auf einer östlicheren Seitenlinie Cima d'Asta und Bozener Porphyre, später Adamello, Predazzo und der vicentinisch-euganäische Vulkanismus.

Eine Mitbeteiligung dieser alten Bruchzonen an der Wegbereitung und eigentlichen Wegleitung aller dieser Intrusionen steht damit wohl ausser Zweifel: die erythräisch-verlaufenden Bruchsysteme spielen damit eine entscheidende Rolle für die Verteilung der alpinen Eruptivmassen im Grossen, das heisst für deren Lokalisierung längs ganz bestimmten Querzonen. Solche Querzonen liegen vor in den eigentlichen Westalpen, von der Maurienne an gegen Süden, im Walliser und im Bündner Abschnitt, im Sektor Südtirols und endlich den östlichen Alpen.

Längs diesen Querzonen gelangte das Tiefenmagma aber nur in gewissen besonders leicht zu durchbrechenden Arealen so weit in die Kruste empor, dass seine Erstarrungsprodukte effektiv auch sichtbar wurden, in Form von komplex gebauten Effusivmassen und von grösseren Granodioritstöcken. Diese

magmatischen Gesteine finden sich nur in ganz bestimmten Abschnitten der genannten Querzonen, während weite Gebiete zwischen denselben im betrachteten Zeitabschnitt, d. h. vom oberen Paläozoikum an, keine Spur eruptiver Tätigkeit aufweisen. Wir werden daher die heute erkennbare ganz konkrete Verteilung dieser Eruptivmassen innerhalb der gleichen Querzone genetisch näher zu begründen haben.

Im Abschnitt der Schweizeralpen folgen einander von Norden gegen Süden hin:

1. Die Achse des Aare-Granites, die jedenfalls unter der heutigen Wildstrubel-Senke auch noch in den Mont Blanc fortsetzt und dabei langsam abfiedert gegen die erythräische Richtung der eigentlich westalpinen Granitachse im Raume Pelvoux–Mercantour.

2. Das heute durch die Gotthard-Masse grösstenteils überfahrene Areal des Tavetschermassivs, ohne nennenswerte Granodiorit-Förderung.

3. Die Achse der Gotthard-Granite, besonders lokalisiert gegen das Ostende des Massivs, im Medelser Abschnitt, und vor der grossen Tessiner Querzone im Maggia-Gebiet, das heisst im Rotondo-Abschnitt.

4. Das nordpenninische Kristallengebiet, mit Ausnahme des in seinem Alter umstrittenen Cocco-Diorites ohne jede Spur sicherer Eruptivmassen späthercynischen Alters.

5. Das mittelpenninische Kristallin, an dessen eigentliche Frontzone in der Tambo-Decke Graubündens dann als späthercynisches Massiv die Rofna-Masse im Stirngebiet der Suretta-Decke sich anschliesst, mit mageren Ausläufern in den südlichen Tambo-Raum und die Nordabschnitte des Timun-Komplexes hinein. Im Wallis sind von diesen Rofna-Eruptivserien nur recht spärliche Zeugen bekannt; die Rofna-Masse scheint innerhalb der Schweizeralpen eine typische Eigenheit des bündnerischen Querschnittes zu sein.

6. Das Kristallin der südlichen Suretta- und der Margna-Decke erscheint, bis an den Sella-Raum heran, praktisch wieder durchaus frei von posthercynischen Eruptiva; höchstens könnte der zentrale Maloja-Augengneiss hier eine Ausnahme darstellen.

7. In den Eruptivmassen der Sella- und der Err-Decke, der Grevasalvas- und Corvatsch-Schollen, der Julier- und der Bernina-Decke folgt die mächtigste späthercynische Eruptivgesellschaft der zentralen Alpen, die eigentliche «Bernina-Masse», mit südlichen Ausläufern noch in den an sich isolierten Kernen der Campo-Decke im Puschlav und im oberen Veltlin. Gegen Osten kennen wir den primären Rand dieser mächtigen Eruptivprovinz, er ist in der Bernina- und der Sella-Decke klar aufgeschlossen und verläuft in deutlich erythräischer Richtung. Westwärts endet diese Bernina-Masse deutlich, in ihrer Veltliner Wurzelzone, bereits im Sektor östlich Val Masino mit dem Verschwinden des Brusio-Granites. In den Tessiner Wurzelzonen ist nichts dieser Bernina-Eruptivprovinz Vergleichbares erkennbar, im Walliser Sektor aber erscheint ein genaues Analogon derselben in der «Arollagranit»-Serie der Dentblanche und des Mont Mary. Wahrscheinlich schloss primär, vor dem Zusammenschub, weiter westwärts an dieselbe sich an das verwandte Massiv von Savona.

8. Jenseits des Bernina-Raumes und seiner südlichsten Ableger fehlen dann, durch die ganze südliche Campo-, die Scarl- und die Silvretta/Oetztaler-Decke bis hinab in die Südalpen, die jungpaläozoischen Eruptivmassen völlig.

9. Im südalpinen Kristallin erscheint der alte Kern von Valsassina, weiter im Südosten der Granit der Cima d'Asta, zwar noch umstrittenen Alters; dazwischen schalten sich, in der Catena Orobica und im Bozener Porphyrschild, die gewaltigen und langanhaltenden südalpinen Porphyrgüsse, deren letzte Ausläufer im Raume der Dolomiten bis weit in die Trias hinein sich erstrecken, in der vulkanischen Tätigkeit der Muschelkalk- und wohl sogar noch der Raiblerzeit. Im Westen reihen diesen Porphyrmassen jene von Lugano und der unteren Sesia sich an.

10. Die südlichste Kristallin-Masse der Alpen im Dom von Recoaro ist praktisch wieder völlig frei von späthercynischen Ergüssen und Intrusionen.

Es markieren damit die festgestellten Eruptivmassive deutlich die Existenz verschiedener voneinander klar getrennter Schwächezonen, die von allem Anfang an in der Längsrichtung des heutigen Gebirges orientiert waren und die durch ihr Zusammentreffen mit den eingangs erwähnten, auf erythräischen Linien liegenden alten Querzonen den besonderen Aufstieg magmatischer Massen an gewissen Stellen ganz wesentlich erleichterten. Man darf sogar wohl sagen, dass diese Schwächezonen überhaupt den Aufstieg der Magmen in ganz bestimmte Bezirke bedingten.

Längs- und querstreichende Schwächezonen in Form alter Bruchscharen haben die Verteilung der posthercynischen und auch aller späteren Eruptivmassen vorgezeichnet. Wir dürfen vielleicht von eigentlichen Längs- und Querspalten reden, die am einen Ort mit Leichtigkeit geöffnet und mit Eruptivmaterial gefüllt werden konnten, daneben jedoch über weite Strecken durchaus geschlossen waren und nur als mächtige Riss- und Bruchsysteme in feinen Fugen die Kruste durchzogen.

Gibt es nun Gründe für ein solches Aufreissen von Längsspalten in späthercynischer Zeit, auf denen dann, im besonderen an den Kreuzungsstellen mit dem Querspaltenystem der erythräisch-gerichteten Brüche, die magmatischen Massen in erster Linie empordrängen konnten? Wie wäre ein solches, gemäss der feststellbaren heutigen Verteilung der posthercynischen Eruptivgesteine sicher recht komplex erfolgtes Aufreissen des kristallinen Untergrundes der Alpen und ihrer Umgebung möglich geworden und wie würde ein solches im einzelnen denkbar und verständlich?

Eine Antwort auf diese Fragen und nähere Einsicht in die engeren Zusammenhänge zwischen den einzelnen Vorgängen sind nur im Gesamtrahmen des hercynischen Baues Europas zu suchen. Wie fügen diese Zusammenhänge sich in denselben ein und was für Vorgänge sind für dieselben verantwortlich zu machen?

Gewiss liegt hier ein weites Feld für mannigfache Spekulationen, es sollte jedoch der Versuch gemacht werden, in diese Beziehungen dennoch näher einzudringen. Ich möchte fürs erste die Dinge vielleicht sehen wie folgt:

An die Stelle oft beträchtlicher prähercynischer Geosynklinalräume mit zonenweise höchst beträchtlicher Tiefenentwicklung, das heisst mit eigentlichen

Tiefsee-Sedimenten und auch geosynklinalen Vulkanismus von der Art des ophiolithischen der Alpen, an die Stelle somit von höchst respektablen Schwächestreifen mit geringerer Krustendicke traten im Lauf des hercynischen Zusammenschubes mehr und mehr recht ausgeprägte Rindenanhäufungen; denn nicht nur Falten-, sondern auch Deckenbau ist aus den hercynischen Ketten Mitteleuropas und auch wieder aus der karnischen Kette der Alpen seit langem bekannt. Die einst unter den dünnen Geosynklinalböden lagernden Magma-Massen wurden durch diese orogenetisch bedingte mächtige Rindenhäufung in grössere Tiefe gedrängt und begannen seitlich abzufließen nach Gebieten mit geringerer Überlastung. Theoretisch hätte ein solcher Abstrom subkrustaler Massen von den verschiedenen Gebirgssträngen des hercynischen Systems nach beiden Seiten hin gleichmässig sich entwickeln müssen. Ein Ausweichen unter die mächtige Zwischengebirgsmasse zwischen den verschiedenen hercynischen Gebirgsästen stiess jedoch auf derartige Schwierigkeiten, dass der Abstrom in erster Linie vom Gebirgsstrang **und** vom Zwischengebirgsblock weg sich vollzog: vom karnischen Gebirgssystem gegen Süden, von den nördlichen Hercyniden gegen Norden.

In konkreter liegt folgender Bauplan vor: die Hercyniden Europas zerfallen in zwei grundsätzlich voneinander getrennte Äste, die auf zwei voneinander auch schon primär weit getrennten Geosynklinalräumen zur Bildung kamen. Aus einer nördlichen Geosynklinale wuchsen die «Gallo-Germaniden» empor: im Zuge Ardennen, Rheinisches Schiefergebirge, Harz, Sudeten, und im Süden abgeschlossen durch den Böhmisches Rücklandblock, der weit nordwärts als mächtige Decke ostalpinen Stils sich überschob bis über das sächsische Erzgebirge hinaus, und der westwärts über den Schwarzwald/Vogesen-Schild fortsetzt ins französische Zentralplateau. Schon im südlichen Schwarzwald ist Altpaläozoikum unbekannt, und solches fehlt von da an durch den ganzen alpinen Raum hindurch bis an den Nordeinsatz der ostalpinen Grauwackenzone. Der ganze, heute so weitgehend aufgegliederte und in der Folge in sich zusammengeschobene Raum zwischen Schwarzwald, Jura, Molassebecken, den autochthonen Massiven der Alpen, der helvetischen, penninischen und der oberostalpinen Deckenzone zeigt nirgends eine Spur von Silur oder Devon oder auch nur Untercarbon. Erst die ostalpine Grauwackenzone markiert, aber auch dies erst am Nordabfall der Silvretta-Decke, den Einsatz eines neuen prähercynischen Geosynklinalraumes im Süden eines uralten Hochgebietes; eines Senkungsraumes, der dann über die östlichen Zentralalpen hinweg in Verbindung stand mit dem altberühmten Paläozoikum der karnischen Alpen und ihrer südöstlichen Nachbarschaften. Zwischen die nördlichen prähercynischen Tröge als die Ursprungstreifen der Gallo-Germaniden und die steirisch/kärntnerischen Absatzräume der späteren Karniden und Steiriden schiebt sich so als mächtige Barre die ganze breite Zwischenzone vom südlichen Schwarzwald durch den heutigen Raum des Juragebietes und des Molassebeckens bis weit in die zentralen Alpen hinein: Helvetische, penninische, unter- und mittelostalpine Bauelemente der Alpen gehören **alle** dieser einen gewaltigen Zwischenzone an. In dieser Zwischenzone, diesem eigentlichen Zwischenmassiv schon weit vorhercynischen Ursprungs, das als solches auch die hercynischen

Ketten der Gallo-Germaniden radikal von den südlicheren Hercyniden im heute oberostalpinen und südalpinen Raume schied, sind die Urgründe für alle spätere Entwicklung der Alpen zu suchen. Vgl. hier und im folgenden Fig. 1, p. 304.

Bis weit in die Ostalpen hinein ist diese Auftrennung der hercynischen Räume durch die gewaltige Zwischenzone eines eigentlichen «Schweizer Grundblockes» durchaus gesichert. In ihrem ferneren Verlauf kann diese Zwischenzone aber, ganz entsprechend dem Schwinden des helvetischen, des penninischen und des grisoniden Raumes in den östlichen Alpen, an Breite verlieren, langsam niedersinken und solcherart den von paläontologischer Seite so oft geforderten näheren Zusammenhang etwa des Grazer Paläozoikums mit jenem Böhmens ermöglicht haben. In den karnischen Alpen aber überwiegen, auch nach so kompetenten Kennern des Gebietes wie HERITSCH und SCHWINNER, die mediterranen Formen recht deutlich, und auch für den geforderten Faunenaustausch zwischen Graz und Mähren-Böhmen ist nach SCHWINNER ein Weg «weiter im Osten» anzunehmen und damit gleichfalls kein direkter Zusammenhang. Vielleicht endete diese «schweizerische Zwischenbarre» ostwärts erst im Bereich der pannonisch-ägäischen Bruchzone, durchaus ähnlich wie später im Westen die Bernina/Dentblanche-Scholle etwa an den tyrrhenischen Brüchen niedersank und westlich derselben fehlte. Aber gerade die östlichen Fortsetzungen der nordalpinen Grauwackenzone im sogenannten «inneren Gürtel» der Nordkarpathen im Zips-Gomörer Gebirge etwa, weisen, fast eher noch im Gegensatz zu Graz, eine gegenüber Böhmen sehr lückenhafte Entwicklung des Altpaläozoikums auf, zum mindesten bis über die Theiss hinaus. Erst von hier an könnte im Grunde ein Ende der mächtigen «Schweizer Zwischengebirgsbarre» angenommen werden.

Es hebt sich so doch vom Querschnitt der Vogesen, ja sogar des Zentralplateaus bis hinüber an die ungarische Ebene und selbst in diese hinein, ein mächtiger alter Zwischenblock ab, der primär schon die prähercynischen Geosynklinalen, später als eigentliche mächtige Zwischengebirgsmasse dann auch die hercynischen Hauptketten Europas voneinander schied. Nach der hercynischen Orogenese, ja zu einem guten Teil schon während derselben, setzte im Untergrund der Abstrom der subkrustalen Magmen ein und zwar im Grundprinzip von den Gallo-Germaniden gegen Norden, von den Karniden gegen Süden hin. Die Folgen dieser entgegengesetzten subkrustalen Strömungen blieben nicht aus: es kam zum Aufreissen des ganzen Systems längs alten Bruchflächen; Grundschollen trennten sich, Zwischenschollen sanken grabenartig ein und wurden damit zu neuerlichen Absatzräumen. Und dies nicht nur im alten Zwischengebirge, sondern auch im hercynischen Kettengürtel selbst, wie gerade die mächtige Auflösung der deutschen Mittelgebirge dies zeigt.

Hinter dem Rheinischen Schiefergebirge kam es zur Ausbildung des ersten Pfälzergrabens, östlich desselben brach die hessische Senke nieder, es trennten sich Odenwald, Spessart, Harz und Thüringer Wald, Schwarzwald-Vogesen und böhmische Masse, Ardennen und Bretagne, Vogesen und Zentralplateau und dieses vom catalanisch-pyrenäischen und vom maurisch/korsischen Block. Auch der Grundbau der Alpen riss sich schon damals als Ganzes vom Block der deutschen Mittelgebirge, das heisst in erster Linie von Vogesen-Schwarzwald und böhmischer Masse, los; an Brüchen, die wohl als Vorläufer der

heutigen Donaubrüche und der auffälligen Kernstörungen am Nordrand der subalpinen Molasse gelten können.

In diesem ganzen in Auflösung begriffenen Schollenfeld Mitteleuropas entstanden die jungen Senken des europäischen Vorlandes des werdenden Alpensystems, vor allem im Raum des späteren Pariser Beckens und jenem der germanischen Triastafel, oder schliesslich auch im heutigen Jura und zum Teil sogar im Untergrund des nordalpinen Molassetroges. Aber gerade hier, bei dieser Aufsplitterung des hercynischen Baues Mitteleuropas, machen sich neben der Aktivität alter Längsbrüche auch Brüche anderer, vornehmlich «rheinischer» und «erythräischer» Richtung bemerkbar. Das zeigen neben dem Ostabfall des Rheinischen Schiefergebirges, des Odenwaldes und des Schwarzwaldes die Lage des Thüringer Horstes oder der Westrand des Fichtelgebirges und der böhmischen Masse, bis hinab nach Regensburg. Alte rheinische Bruchzonen setzten vielleicht fort bis in den Bereich der westalpinen Zentralmassive, in den Mont Blanc und die Belledonne, während erythräische Bruchelemente sich weiter kundtun in der Verteilung der Walliser und der Bündner Eruptivmassen oder in der Platzsetzung des Bozener Porphyrs. Dass ein solches Weiterstreichen ausseralpiner Bruchlinien in das Alpengebiet hinein durchaus möglich ist, zeigen unter anderem die Fortsetzungen der südwestlichen Randbrüche der böhmischen Masse in die östlichen Kalkalpen hinein.

In den eigentlichen Alpen aber erkennen wir in dieser Hinsicht folgende weiteren Zusammenhänge zwischen sich öffnenden, das Magma durch gewisse Schwächezonen leitenden Fugen, «Spalten» und Rissen, und der magmatischen Tätigkeit resp. der Platzierung der späthercynischen Eruptivstöcke und «Porphyr»-Gebiete.

1. Eine erste Fuge reisst auf längs den Bewegungsflächen, an denen das aarmassivische Carbon tiefgehend eingekeilt erscheint, vornehmlich zwischen heutigem Erstfelder und eigentlichem Aarmassiv. Diese gewaltige Fuge ermöglicht prinzipiell den Aufstieg des Aare-Granites und seiner Begleiter. Es handelt sich hier um eine typische Spaltenintrusion, wobei selbstverständlich die primäre Fuge durch den Intrusionsvorgang über lange Zeit stets erweitert und der bei dieser Erweiterung entstandene Raum automatisch mit nachdrängendem Magma nachgefüllt wurde. Bis der magmatische Zustrom von unten her abflaute, sei es im Gefolge eines Nachlassens der magmatischen Strömungen und damit auch der magmatischen Energie, oder im Gefolge erneuten Zusammenschubes der Schollen und damit verbundener Schliessung der Förderfuge. Das Gebiet südlich der Carbonkeile erwies sich als den Wegbereitern der Intrusion gegenüber bedeutend durchlässiger als jenes im Norden der Keile, was zusammenhängen könnte mit einer gewissen Aufrüttelung der südlichen, heute aarmassivischen Zone beim Aufschub auf die Carbonkeile und das vor denselben eher eng zusammengepresste Erstfelder Kristallin. Auffällig ist weiter die fast symmetrisch beidseits über die Tessiner Hochzone hinweggreifende Längenerstreckung der Aaregranitmasse und deren grösste Breitenentwicklung vor der Maggia-Querzone.

2. Eine zweite Intrusionsfuge ähnlicher Art, doch nicht mehr mit durchgehender Magmenförderung, zeichnet sich ab im Gotthardmassiv. Hier scheinbar beidseits einer Fuge, die durch die tief eingeklemmten Amphibolit-Züge der Gott-

hard-Zentralzone vorgezeichnet erscheint und einst durchgehend das ganze «Gott-hardmassiv» in eine nördliche und eine südliche Gneisszone – einfachst ausge-drückt – aufteilte. Dieser alten Aufteilung ist die Intrusion der Gotthard-Granite gefolgt, mit einer maximalen Entwicklung abermals vor der Maggia-Querzone, im Rotondo- und im Fibbia-Granit, und einer mächtigen Reakti- vierung in der Medelser Masse, hinter dem Ostabbruch des Aarmassivs im Tödi- Gebiet.

3. Im nordpenninischen Raum ist einzig, und auch dies nur vielleicht, die Cocco-Dioritmasse zu nennen, die durchaus auffälligerweise, wie die beiden westlichen Gotthard-Granitmassive, im Bereich der Maggia-Querzone liegt und deren Aufstieg damit auf erythräisch-gerichtete Bruchlinien zurückzuführen wäre. Möglich, dass sich von da auch weitere Beziehungen zum Gebiete von Lugano ergäben.

4. Im mittelpenninischen Raum der Schweizeralpen fällt an späthercyni- schen Stöcken praktisch nur in Betracht die Rofna-Masse. Deutlich gelegen hinter dem Ostabbruch des Aarmassivs und aufgestiegen in der Grenzregion zwi- schen dem südlichen Tambo-Kristallin und dem Timun/Stella-Kristallinkörper der heutigen Suretta-Decke. Wahrscheinlich waren auch hier tiefgreifende Carbonkeile wegweisend für die Intrusionswege resp. die der Intrusion voran- gehende Aufspaltung der Kruste, und es ist von weiterem Interesse, dass auch hier, genau wie im Falle des Aaregranites, die Intrusion vor allem am südlichen Innen- rand dieser Carbonkeile entscheidend vorwärts kam. Diese Carbonkeile wären als östliche Aequivalente des Briançonnais-Carbons aufzufassen. Sie sind zwar heute von der Suretta-Masse weit überfahren, liegen aber trotzdem deutlich zwischen Tambo- und Timun/Stella-Kristallin. Die Rofna-Masse re- präsentiert damit generell die alte Kreuzungsstelle eines Längsbruches alpiner Richtung mit einer Querbruchschar erythräischen Streichens, die sich auch im Ostabbruch des Gotthard- und des Aarmassivs auswirkt und wahrscheinlich auch – längs etwas westlicheren Bruchlinien – in der Intrusion der Medelser Masse oder im auffallenden östlichen Zusatz zur Aaregranitachse im Punteglias-Gebiet und im Tödi-Granit.

In den Westalpen ist der Rofna-Masse nur zu vergleichen der schmale Eruptiv- zug der sog. «Migmatite» von Sapey, die ich ohne weiteres als Rofnaporphyre deuten möchte, abermals am Innenrand des Briançonnais-Carbongrabens und da- mit durchaus analog gelagert wie die Rofna-Masse Bündens. Und abermals das- selbe gilt schliesslich von den der Rofna-Förderung durchaus entsprechenden Besimauditen der südlichen Westalpen. Diese ganze Zone von westalpinen Rofna-Gesteinen liegt aber klar in erythräischer Richtung, konform den äusseren Massiven und dem Carbongraben des Briançonnais. Über die Längsausdehnung der Rofna-Masse Bündens wissen wir leider infolge ihrer tektonischen Situation nichts, auf jeden Fall erreicht dieselbe weder das Wallis noch das Unterengadin. Die von WEGMANN seinerzeit erwähnten Aequivalente von Rofnaporphyrten im unteren Wallis bilden nur geringfügige Massen, die vielleicht den Anfang der langen Migmatitreihe von Sapey darstellen könnten.

5. Die nächstsüdliche Eruptivachse bedeuten die Bernina- und Arolla- Granite. Diese Begriffe im weitesten Sinne gefasst. Diese Eruptivmassen beginnen

im Osten mit den Monzoniten und Banatiten der Sella-Decke als dem im Prinzip noch innersten penninischen Raum und führen von da über die Albula-, Err-, Grevasalvas-, Corvatsch- und Julier-Granite bis in die eigentliche Bernina-Masse und deren Ausläufer in der Zone von Brusio. Vor dem alpinen Zusammenschub erreichte dieses Bernina-Massiv mit seinen Trabanten die ansehnliche Breite von wohl allermindestens an die 60 km, das heisst eine Ausdehnung quer zum alpinen Streichen, die jene aller bisher betrachteten Eruptivmassen der Alpen weit übertrifft. Der Querschnitt der Walliser Alpen zeigt eine analoge spätere Aufteilung der Arolla-Granite in verschiedene tektonische Körper, die Masse des Mont Emilius/Mont Mary und jene der Dentblanche, der endlich weit im Süden die Granite des Canavese sich anschliessen, durchaus analog wie in Bünden die kleineren Eruptivstöcke der Campo-Decke der Bernina-Masse im Süden angereicht sind.
















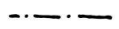




Massgebend ist für die Arolla- und für die Bernina-Eruptivserie das Vorhandensein alter erythräischer Bruchlinien im Untergrund, deren Richtung der Ostrand der Bernina-Masse über weite Strecken überhaupt folgt; aber die präzisere Lokation dieser Magmenförderung gerade in dem bestimmten Abschnitt des alpinen Querprofils, für den diese Eruptiva charakteristisch sind, wird abermals bestimmt durch Längsstörungen, Diskontinuitäten an alten Grenzflächen, an denen schon vorher verschieden struierte und auch verschieden zusammengesetzte Kristallinkörper aneinandergesetzt waren. Im Falle des Wallis lässt sich vielleicht eine uralte Bruchzone erkennen, die die Casannaschiefergruppe der Dentblanche-Zone als oberste Kristallinserie des vor-paläozoischen Grundgebirges in das Niveau der stratigraphisch bedeutend tiefer gelegenen und damit älteren Monte Rosa-Serie brachte. Auch an die merkwürdige Lokalisierung der Valpelline-Serie im späteren Dentblanche-Raum ist zu denken, die den Nachbargebieten, besonders den nördlich vorgelagerten, das heisst eben der Monte Rosa-Zone, fehlt, indem sie dort durch vorherige Heraushebung und dadurch bedingten Abtrag verschwunden ist. Die auffällige Konservierung der Valpelline-Serie im heutigen Dentblanche-Raum ist damit vielleicht als Ausdruck eines alten Längsgrabens aufzufassen, in welchem später gerade auch die Arolla-Granitmasse emporbrach, in ihrem innersten Kern mit dem berühmten Gabbro des Mont Collon etwa.

Für den Fall der Bernina-Masse Bündens aber dürfte, neben analogen «Valpelline-Gräben», vor allem massgebend gewesen sein der Gegensatz zwischen der konkordant die älteren Kristallinfolgen der Fedoz-Serie überlagernden süd-penninischen Casannaschiefergruppe der Maloja-Serie in der heutigen Margna-Decke, ja selbst in deren südlichsten Bezirken im Raume der Foppa-Zone der Val Malenco einerseits, dem vielfach quere Strukturen und wesentlich ältere Kristallinkomplexe aufweisenden ostalpinen Grundgebirge andererseits. Auch da kommen Carbonkeile mit ins Spiel: am Nordrand der Eruptivprovinz in der Carungas-Zone, inmitten derselben in der Err- und auch der Bernina-Decke, an ihrem Südrand am Sassalbo. Ein wesentlich anders geartetes «ostalpin» Kristallin stösst hier, mit anderer Innentektonik und anderer Zusammensetzung, recht unvermittelt an den Margna-Kristallinkomplex, wohl längs einer uralten tektonischen Flächenschar. Es ist der Beginn der Kristallin-Entwicklung der



Fig. 1. Die primäre Verteilung der späthercynischen Eruptivgesteine im alpinen Raum im Rahmen seiner weiteren Umgebung.

I = Aaregranit-Achse, II = Gotthard-Achse, III = Rofna-Achse, IV = Bernina/Dentblanche-Achse

-  Achse der Gallo-Germaniden, zwischen Ardennen, Harz und Schlesien
-  Schubrand der Böhmisches Masse zwischen Sachsen und Vogesen
-  System der «Donau-Brüche», = Südabfall des deutschen Mittelgebirgsblockes (10)
-  Molasse-Vortiefe der Alpen und Nordkarpathen
-  System der «Weichsel- und Molasse-Brüche» (11)
-  Pfälzer- und Eger/Karlsbader-Graben, im Süden Querlinie Vultur-Vesuv (12)
-  Alpine Längsrisse im Raum des «Schweizerischen Zwischengebirgsblockes (I-IV)
-  Primärer Verlauf der karnischen Kette und ihrer Fortsetzungen (V)
-  Diagonalachse Odenwald-Schwarzwald-Mont Blanc-Pelvoux (4)
-  Querzone Morvan-Crémieu-Pelvoux-Mercantour-Korsika (1)
-  Querzone Annecy und Besimauda (2)
-  Quer-Achsen Rheingraben-Dentblanche und ost-tyrrhenische Randbrüche (3)
-  Anlage der Maggia-Querzone (5)
-  Bruchachse Zürich-Glarus-Brescia und östlicher Randbruch des Apennins (6)
-  Bruchzone Niederrhein-Schwäbische Alb-Unterengadin-Trento, und Vogelsberg-Nördlinger Ries-Bozen, mit apulisch-garganisch-adriatischen Brüchen (7 und 7')
-  Bruchzone Thüringer Wald, Save- und Vardarlinie (8)
-  System der Lausitzer- und böhmischen Brüche und schlesische Randbrüche der Böhmisches Masse (9)
-  Eruptivachse Aare- und Mont Blanc-Granit (I)
-  Primäre posthercynische Eruptivzentren
-  Haupt-Eruptivachse Bernina-Dentblanche (IV)

Die grossen Pfeile sollen die Abstromrichtung der subkrustalen Massen vom hercynischen System weg veranschaulichen.

Die arabischen Ziffern der Legende beziehen sich auf jene der Figur.

A = Aarmassiv	E = Eisenkappel	Pr = Prag
Am = Amsterdam	F = heutige Lage von Florenz	R = Rofna
Ar = Ardennen	G = Gotthard	Ro = heutige Lage von Rom
Al = Schwäbische Alb	H = Hunsrück	Rh = Rheinlinie
As = Cima d'Asta	Hh = Harz	Rr = Rocheray
B = Bernina	Hb = Hamburg	Ri = Nördlinger Ries
B' = Bergamasker	J = Judicarien-Val di Non	S = Sesia
Be = Besimauda	K = Kaiserstuhl	Sv = Savona
Bz = Bozen	Kn = Köln	Se = Semmering
Ba = Bacher	Ko = Korsika	Sc = Schwarzwald
Bs = Brüssel	L = Lugano	Sg = Rheinisches Schiefergeb.
Bm = Bremen	Lo = London	T = Taunus
Bl = Berlin	Ly = Lyon	Th = Thion (Wallis)
Br = Breslau	M = Montblanc	Ts = Tasna
C = Canavese	Mc = Mercantour	U = Ulm
Cr = Crémieu	Mü = München	V = Veltlin
Cc = Cocco	O = Odenwald	Vg = Vogesen
D = Dent Blanche	P = Pelvoux	Vo = Vogelsberg
Do = Dôle	Ps = Paris	Vt = Vultur

ostalpinen Zentralzone, die in ihrem Eigencharakter nun durchhält bis in die Steiermark hinein und die gegenüber den nördlich vorgelagerten penninischen Kristallinaren ein neues Element darstellt. Im Kreuzungsgebiet dieser wichtigen Kristallingrenze und der damit verbundenen Längsbrüche mit den erythraisch-gerichteten Bruchzonen zwischen Glarus, dem Bodensee und Tarent kam es zur mächtigen Intrusion der Bernina-Masse. Gegenüber derselben sind die kleineren Eruptivstöcke im weiteren Süden, in der Campo-Decke des Puschlav und des oberen Veltlins nur als simple Ausläufer dieser gleichen Magmenförderung zu betrachten, analog den im Süden der Arolla-Masse im Canavese erkennbaren.

Von diesem Bernina-Stock, der später zur unterostalpinen Front der ostalpinen Decken sich herausbildete, fehlen dann, bis hinab in die Südalpen, alle Anzeichen späthercynischer Eruptiva. Das südliche Campo-Kristallin, jenes der Scarl-, der Silvretta- und der Oetztaler-Decke ist, samt dem Kristallinsockel der Catena Orobica, den Edolo-Schiefern oder noch den Brixener Phylliten, völlig frei von späthercynischen Granodioritmassen. Dann aber stellt, an der Nordfront der eigentlichen Südalpenscholle, das heisst im Süden des orobischen Wurzelstreifens der oberostalpinen Decke, der gewaltige Porphyrvulkanismus der nördlichen Südalpen sich ein, von der Sesia über Lugano und die Bergamasker Aufbrüche bis Val Trompia, die Judicarien, Val di Non und schliesslich zum mächtigen Porphyrschild von Bozen. Reste nördlicher Ausläufer oder Vorwerke dieses Porphyrvulkanismus sind dabei schon erkennbar in der Sandhubelplatte der Silvretta-Decke Bündens.

6. Diese grossartige Eruptivachse der südalpinen Porphyrfornation folgt der grossen Längsstörung, in der vom Pustertal ostwärts die klassisch hercynischen Züge der karnischen Kette sich einschalten, als gemäss ihrem Deckenbau sicher tiefgreifende Trennung zwischen oberostalpinem und südalpinem Kristallin-gebiet. Dass diese Porphyrförderung aber ihre maximalen Ausmasse erst von den Dolomiten gegen Westen hin erreicht, im Bozener Porphyrschild im besonderen, aber auch im Gebiet der Bergamaskeralpen und wiederum im Tessiner Abschnitt und jenem der Sesia, liegt daran, dass die grossen adriatischen Bruchzonen zwischen Tarent und Rimini erst dort mit dieser alten karnischen Längsstörung zur Überkreuzung kommen: einerseits auf der Linie Euganaen-Schio-Bozen, die vielleicht auch über den Brenner sich fortsetzte, andererseits auf der Linie Rimini-Brescia-Glarus. Die Porphyrgelände der westlichen Südalpen können auf Überkreuzungen des gleichen karnischen Längssystems mit der Maggia-Querzone der Tessiner Alpen sich entwickelt haben.

Damit dürfte die Verteilung der alpinen Granodiorit- und Porphyrmassen der späthercynischen Zeit zurückgeführt sein auf strukturelle Eigenheiten der voralpinen Grundgebirgsareale, auf die Existenz alter Grenzflächen in denselben, die im Anschluss an die hercynische Orogenese sich wieder neu belebten, durch Auflockerung des Schollengefüges infolge weitgehenden, mit der hercynischen Orogenese selber gekoppelten Aufreissens der alten hercynischen Zwischengebirgsmasse zwischen nördlichen und südlichen Hercyniden sich vor allem erweiterten, ja recht eigentlich sich öffneten zu konkreten Spalten, durch die dem aufdrängenden Magma ohne weiteres der Weg gewiesen

war. Spaltenintrusionen und -extrusionen, auf Längsbrüchen, auf Querbrüchen, bahnten sich den Weg durch die Kruste empor, stets kräftig akzentuiert und oftmals überhaupt bloss lokalisiert in den Kreuzungsgebieten der alten Brüche.

So können wir heute die besondere Verteilung der Eruptivstöcke und der Porphyrgebiete der Alpen in ihren Hintergründen recht wohl verstehen und wir begreifen nun auch die vielfach so auffallenden Blutsverwandtschaften zwischen im alpinen Querprofil voneinander weit getrennten und hintereinander gelagerten magmatischen Provinzen, auf die PAUL NIGGLI schon vor fast 40 Jahren aufmerksam gemacht hat, aus der blossen Tatsache, dass dieselben eben auf den gleichen alten Querzonen der erythräischen Bruchsysteme lagen, ja durch dieselben recht eigentlich genetisch miteinander näher verbunden erscheinen. Aber es wird eine schöne Aufgabe sein, in Zukunft allen diesen Zusammenhängen noch näher nachzuspüren. Für die Bernina/Dentblanche-Eruptivprovinz hoffe ich die genetischen Grundlagen nächstens noch ausführlicher darlegen zu können.

Die Verteilung der späthercynischen Eruptivmassen hat aber auch für die weitere Entwicklung der alpinen Geschichte ihre ganz besonderen Konsequenzen. Nicht nur in rein tektonischer Hinsicht, indem diese Granodiorit- und Porphyrgebiete nun als besonders steife, weil bisher noch nicht durchbewegte starre Massen beim alpinen Krustenzusammenschub sich besonders verhalten, dass auch an ihren Grenzflächen nun besonders gern Bewegungen sich einstellen, die starren Eruptivmassen daher vielfach die vorgelagerten Areale kristalliner Schiefer überschieben, im einzelnen die entstehenden Faltenzüge auch ablenken und stören, die Durchklüftung und damit schliesslich auch die morphologische Gestaltung dieser Eruptivgebiete eine ganz andere wird als jene ihrer blossen Grundgebirgsumgebung, sondern solche Konsequenzen der primären Verteilung der späthercynischen Eruptivmassen äussern sich bereits auch schon in der weiteren Ausgestaltung und besonderen Lenkung der geologischen Vorgänge während der direkt an diese Intrusionszeiten angeschlossenen geosynklinalen Geschichte des alpinen Raumes.

Vielfach geht, zunächst im Perm und meist auch durch die ganze Triaszeit hindurch, der Vorgang des Auseinanderreissens des alten Zwischengebirgsblockes im Raum des werdenden alpinen Trograumes weiter, doch lassen sich nun ganz verschiedene Reaktionen des Untergrundes auf diese Vorgänge erkennen. Einerseits können die eben entstandenen Intrusivmassen nicht ohne weiteres in sich selbst, das heisst in ihrem Inneren sich auftrennen, abgesehen vielleicht von seltenen, dafür besonders disponierten Fällen. Sie entfernen sich daher in quasi geschlossenem Verbände voneinander; die Grenzflächen der Eruptivstöcke werden, wo die Verzahnung derselben mit der Umgebung nicht zu gross ist, auch ihrerseits zu Bruchflächen, zwischen denen die zwischengeschalteten Gebiete einsinken und vorerst von den benachbarten Hochgebieten her mit Gebirgsschutt erfüllt werden, wie im Falle des Glarner Verrucano und vielleicht der ganzen nachfolgenden helvetischen Schichtreihe, die sich ja mit zunehmender Mächtigkeit und Vollständigkeit im Raum zwischen Aare-Granit und Gotthard

etwa einreihet. Die Eruptivgebiete bilden solcherart zwischen den reinen Schiefersenkungen vorerst eigentliche Hochzonen, auf denen die Eruptivmassen schliesslich blossgelegt werden, während ihr altes Dach und vielleicht ihre oberen Partien der Schuttanhäufung der zwischenliegenden Senken übergeben werden.

Andererseits ist durch das besondere Hochsteigen der Magmen- und sicher nicht immer nur der sauren, sondern vielfach auch recht basischer, wie im Bernina- und im Dentblanche-Gebiet – das isostatische Gleichgewicht in der Kruste gestört worden: die Eruptivareale leiden an zu grosser Schwere und sie sinken daher, wenn auch oft erst mit beträchtlicher Verspätung – das Streben nach Isostasie arbeitet langsam – nach einiger Zeit gegenüber den Nachbarbezirken in vermehrter Masse ein und werden damit zu eigentlichen Trögen. Das lässt sich erkennen etwa in der Verteilung der Trias nach Mächtigkeit und Fazies, das spielt aber oft auch schon direkt im Anschluss an die Eruptionen der Porphyrmassen, wie im Falle des marinen Perms der Südalpen. Das Spiel des Niederbruchs der Kruste im Anschluss an die hercynische Zeit und die derselben nachfolgenden Intrusionen ist auf jeden Fall ein äusserst mannigfaltiges und wechselvolles gewesen.

Massgebend für solche Einsichten sind natürlich die unmittelbar anschliessenden Zeiten des Perms und der Trias resp. deren Ablagerungen, während zur Jurazeit diese Beziehungen schon beträchtlich gestört erscheinen, durch die neu einsetzenden Zusammenschübe der alpinen Zeit, und weil die Geschichte der alpinen Absatzräume auch sonst gerade während dieser Jurazeit grundlegend sich ändert.

Was ist nun an solchen Beziehungen zwischen der Verteilung der Eruptiva und den werdenden Trögen der ersten Geosynklynalzeiten effektiv zu erkennen?

Die Einsenkung des Glarner Verrucanobeckens zwischen Aare- und Gotthard-Eruptivachse haben wir bereits erwähnt. Zu Beginn der Trias scheint dieselbe aber wieder zur Ruhe gekommen zu sein, um erst viel später, in jurassischer und kretazischer Zeit wieder aufzuleben und fortdauernd sich zu verstärken. Dafür kommt es aber nun zu einem vermehrten Aufreissen des Untergrundes zu beiden Seiten der im penninischen Raum als einsamer Fremdkörper wirkenden Rofna-Masse, die an den alten Grenzflächen sich nun kräftig senkt zu einem eigentlichen Rofna-Graben und in diese Senkung auch die benachbarten Gebiete der südlichen Tambo- und der Timun-Masse einbezieht. Diese Nachbargebiete liegen gewissermassen noch im Sog der niedersinkenden Rofna-Masse. Der Erfolg dieser Dinge ist die Ablagerung einer briançonnais-artigen Ferrera-Trias in grösserer Mächtigkeit, und diese Ferrera-Trias stellt nun gegenüber den germanischen Faziesbezirken der helvetischen und der nordpenninischen Trias gewissermassen den ersten noch isolierten Vorposten der erst weiter südlich dann kraftvoll einsetzenden und nunmehr über grosse Räume hin durchhaltenden ostalpinen Trias dar. Das Einsinken eines Rofna-Triasgrabens hat möglicherweise eine fortgesetzte Senkung des Glarner Verrucano-Troges überflüssig gemacht, indem die Krustenzerreissung sich nun eben südwärts in den Rofna-Bezirk verlagerte: was im Glarner Verrucano begonnen wurde, setzte zur Triaszeit in einem ganz anderen Abschnitt, im Rofna-Graben, sich fort.

Ganz analoge Vorgänge finden sich wieder im ostalpinen Eruptivbezirk und dessen nördlichen Nachbarschaften. Im Perm zunächst in erster Linie noch ausgedehntes Hochgebiet mit mächtigem Abtrag des Batholithen-Daches und völligem Zurücktreten des Verrucano, dafür weiterer Förderung von Porphyren. Der abgetragene Gebirgsschutt häufte sich hauptsächlich südlich des Eruptivbezirks, das heisst im Gebiet des Campo- und des Silvretta-Raumes an. In der Trias aber kam es, vielleicht nun angeregt durch weitere Krustenaufschmelzung und damit einhergehende Senkung im nördlichen Vorhof dieses Eruptivbezirkes, zu dezidierten Senkungen und zur Bildung ausgeprägter Triasmächtigkeiten gerade in diesem sinkenden Vorhof. Das wäre der Triastrog der Schamser Hauptdecke, der Splügener Kalkberge, des Gurschùs und des Weissberges etwa.

Im einzelnen verlaufen diese Dinge keineswegs kontinuierlich und geht die Schamser Trias nicht etwa ohne weiteres in die Entwicklung der ostalpinen Trias über. Sicher kommt der unterostalpine Eruptivbezirk mit Ausnahme seiner nördlichen Aussenposten in der äusseren Err-Decke dezidiert erst zu Beginn der Raiblerzeit zu stärkerer Senkung; aber dort geht dann die Sedimentation nunmehr im grossen Ausmass weiter bis in den Hauptdolomit und oft sogar den Plattenkalk, während umgekehrt der Schamser Raum wieder eine viel spärlichere Entwicklung der Obertrias zeigt, nachdem er seine Hauptsenkung, mit der nördlichen Err-Decke zusammen, bereits im Muschelkalk erlitten hatte.

Es senkte sich nun aber nicht nur das unterostalpine Eruptivgebiet seinerseits grabenartig ein, sondern diese Senkungen griffen weiter aus. Nach Norden in den Schamser Raum und gar die Margna-Decke, nach Süden in zunehmendem Masse durch den ganzen breiten Abschnitt der ostalpinen Decken, ja über eine schmale Schwelle über den austriden Zentralalpen sogar bis in die Südalpen hinein und durch dieselben hindurch bis mindestens über den Dom von Recoaro, das heisst das innerste noch erkennbare Hauptelement der Alpen. Warum blieb dieser Raum zwischen Bernina- und Bozener Masse nicht irgendwie isoliert als bisher wohl dokumentierte alte Hochzone zwischen den sinkenden Räumen noch weiter bestehen?

Im Südtirol setzten die posthercynischen Senkungen bereits in starkem Masse ein schon während des Perms, das vielfach, besonders in seinen jüngeren Abschnitten, marinen Charakter zeigt. Die Seiser Schichten illustrieren das Andauern, wenn auch zeitweise vielleicht Aussetzen der begonnenen Absenkung. Dann folgen, mit grossartigem Vulkanismus verbunden, die mächtigen Absätze des südalpinen Muschelkalkes, des Anis und des Ladins, vor allem im Schlerndolomit, bis in der Raiblerzeit die Dinge dann plötzlich stocken.

Das Aufreissen der Kruste ging hier, in der Umgebung der hercynischen Hauptkette, in erster Linie gegen Süden hin, wodurch schliesslich auch das ganze mächtige Zwischengebiet zwischen Bozener Schild und Bernina-Masse einbrach und geschlossen zur Senkung kam, ja mit dieser Absenkung die zunächst an der ostalpinen Front angestrebte Trogbildung bald weit übertraf. Solche Vorgänge könnten, zusammen mit einem weiteren Ausgreifen der subkrustalen Aufschmelzungen auch unter die oberostalpine

Scholle, das Durchhalten und sogar ständige Anwachsen der ostalpinen Entwicklung von der Bernina-, ja der Schamser Front bis in die Südalpen wohl erklären.

Auf solche Weise könnten die grösseren alpinen Triaströge, vom Briançonnais – der Westalpen und Graubündens – bis hinab nach Recoaro, sinngemäss nach ihrer Genese und ihrer Einordnung in den gesamtalpinen Raum verstanden werden.

Die Jurazeit bringt demgegenüber massive Veränderungen. Über die magere Entwicklung der helvetischen Trias lagert die mächtige helvetische Jura- und später auch die Kreideserie sich ab, gewissermassen in dem abermals sich neu wiederbelebenden alten Längsgraben des Glarner Verrucano, der zur Triaszeit quasi stillgelegt worden war. Über der kärglichen nordpenninischen Trias entstehen, besonders gegen die Briançonnais-Zone hin, die mächtigen Bündnerschiefererien des Jura und der Kreide, von Süden her immer stärker durchsetzt mit ophiolithischen Magmen. Der Rofna-Graben der Triaszeit wandelt, wie jener des westalpinen Briançonnais, sich um zum hochragenden Horst, er wird durch Auspressung des einstigen Grabens nunmehr zur Schwelle. Der südwärts daran angeschlossene Raum der südlichen Suretta- und der Margna-Decke wird über seiner schwächtigen Trias abermals mit mächtigen Bündnerschiefermassen zugedeckt. Die alten Gräben werden zu Schwellen, emporgemisst als Horste über die Nachbarräume im Norden und im Süden, aber diese Nachbarräume ihrerseits sind auch von innen her zum Sinken gekommen. Einerseits vielleicht durch plötzliches Einsacken zwischen den sich zunächst noch entfernenden älteren Eruptivzonen, andererseits aber wohl auch durch den Effekt subkrustaler Einschmelzung und dadurch fortgesetzter Krustenschwächung. Die Plötzlichkeit des Niedersinkens dieser triasarmen, lange sich haltenden Hochzonen zwischen älteren, stets mit Triassedimenten sich füllenden Grabenstreifen spricht eher für recht unvermittelt einsetzendes Niedersacken als für langsame und kontinuierliche Krustenaufschmelzung. So erscheint es auch durchaus sinngemäss, dass erst nach diesem Niedersinken der triasarmen Hochzonen zu ausgeprägten Senken die alten Grabengebiete zu Horsten und damit zu eigentlichen Schwellenzonen zusammengepresst worden wären, durch Unterschiebung gerade von diesen neuen Senken her. Die neu eingebrochenen penninischen Schieferträge aber vertieften sich jeweiligen südwärts in auffallendem Masse und es ist fraglich, ob darin bloss eine seitliche Zusammenpressung, Einmuldung gewissermassen, vor den sich vorbereitenden Schwellenzonen zum Ausdruck kommt; denn gegen Süden hin nehmen in diesen Schieferträgen immer wieder die Ophiolithe in entscheidender Weise zu und es ist ohne weiteres denkbar, dass schon vor ihrer Intrusion, nunmehr effektiv durch vermehrte Krustenaufschmelzung, das heisst das langsame Näherrücken der Ophiolith-Ströme, solche besonderen Senkungszonen erzeugt worden sind, wie sie ja auch durch das Auftreten der Radiolarite in diesen Sonderträgen auffällig illustriert werden. Doch damit wird der Rahmen dieser Studien bereits weit überschritten und es zeigt sich nur, dass viele Dinge in der alpinen Geosynkliale und ihrer Entwicklungsgeschichte auf neue Art zu klären sind.

Das Eine aber geht aus dieser, wenn auch vorderhand nur fragmentarischen Studie wohl hervor, dass die Verteilung der voralpinen Eruptivmassen ganz natürlich zurückgeführt werden kann auf die Vorgänge des Aufreissens des hercynisch geformten Untergrundes nach erfolgter Gleichgewichtsstörung durch die hercynische Orogenese selber, dass dieses Aufreissen sich abspielte längs natürlich gegebenen älteren Grenzflächen, dass die Intrusion der Massen in erster Linie erfolgte in den Kreuzungsgebieten verschieden gerichteter Bruchstörungen, dass diese gleichen Bruchstörungen weiterhin aber auch, nun zusätzlich unterstützt durch die Präsenz der eben gebildeten neuen Eruptivmassen, die mechanische Geschichte der werdenden alpinen Geosynklinale und deren langsame Differenzierung in sekundäre Schwellen- und Troggebiete leiteten und damit auch die Mannigfaltigkeit der alpinen Meere und deren Lebewelt in oft entscheidendem Masse berührten.

EINSCHLÄGIGE, DAS THEMA BERÜHRENDE
FRÜHERE ARBEITEN DES AUTORS

- STAUB, R. (1924): *Der Bau der Alpen*. Beitr. geol. K. Schweiz [NF] 52. Lfg.
- (1928): *Der Bewegungsmechanismus der Erde*. Bornträger, Berlin.
 - (1937/42): *Gedanken zum Bau der Westalpen zwischen Bernina und Mittelmeer*. 1. u. 2. Teil, Vjschr. naturf. Ges. Zürich 82/87.
 - (1944): *Die Gebirgsbildung im Rahmen der Erdgeschichte*. Vortrag SNG., Jahr.vers. Sils
 - (1948): *Aktuelle Fragen im alpinen Grundgebirge*. Schweiz. min.-petr. Mitt. 28.
 - (1950): *Betrachtungen über den Bau der Südalpen*. Eclogae geol. Helv. 42/2.
 - (1951): *Die Beziehungen zwischen Alpen und Apennin und die Gestaltung der alpinen Leitlinien Europas*. Eclogae geol. Helv. 44/1.
 - (1953): *Grundsätzliches zur Anordnung und Entstehung der Kettengebirge*. Kober-Festschrift. Univ. Wien.
 - (1954): *Der Bau der Glarneralpen und seine prinzipielle Bedeutung für die Alpengeologie*, Tschudi & Co. Glarus.
 - (1957): *Klippendecke und Zentralalpenbau, Beziehungen und Probleme*. Beitr. geolog. K. Schweiz [NF] 103. Lfg. [im Druck].

Die Einsicht in die bestehenden geologischen Karten wird zum näheren Verständnis der Arbeit weiter beitragen.
