

F. Becke: Intrusivgesteine der Ostalpen.

Der Vortragende hat vor wenigen Monaten in den Denkschriften der Akademie der Wissenschaften, m.-n. A., Bd. 75, eine Zusammenstellung der Gesteins-Analysen veröffentlicht, welche im Verlaufe der petrographischen Untersuchungen über die Gesteine der Zentralkette der Ostalpen mit Unterstützung der Akademie durchgeführt wurden. Der größte Teil derselben wurde im Laboratorium E. Ludwig in Wien, ein kleinerer Teil bei M. Dittrich in Heidelberg, ferner von A. Pfohl in Tetschen-Liebwerd, endlich im mineralogisch-petrographischen Institut der Universität Wien ausgeführt.

Aus der großen Zahl dieser Analysen sollen hier jene zusammenfassend besprochen werden, die an Gesteinen ausgeführt wurden, welche sich nach dem geologischen Auftreten, nach Stoff- und Mineralbestand als ursprüngliche Intrusivgesteine zu erkennen geben.

Innerhalb dieser in weiterem Sinn granitischen Intrusivgesteine lassen sich nach Auftreten, Mineralbestand und Struktur drei Gruppen unterscheiden: Tonalitgesteine, Zentralgneis, alte Granitgneise.

I. Tonalitgesteine. Zu diesen gehören die Gesteine des periadriatischen Randbogens von Salomon: Die Gesteine des Adamello-massivs, des Ulten-Iffingermassivs, der Rieserferner, ferner weit im Osten die Gesteine der sogenannten Südkärntner Aufbruchzone.

Alle diese Gesteine erweisen sich nach ihrem Auftreten als sichere Intrusivgesteine; die durchgreifende Lagerung ist stets deutlich erweisbar, Kontaktmetamorphose im Nebengestein ist nachweislich vorhanden, sie wird nur dann unscheinbar, wenn das Nebengestein kontaktmetamorpher Veränderung wenig zugänglich ist.

Der Mineralbestand ist der für Tiefengesteine dieser Art wohl-bekannt. Die Struktur ist die typische hypidiomorph-körnige oder granitisch-körnige der Tiefengesteine, insbesondere ist die feinere Struktur der Plagioklase durch wohl ausgeprägten Zonenbau mit anorthitreichem Kern und anorthitäreren Außenzonen stets ausgezeichnet ausgebildet.

Es fehlt nicht an lokalen Kataklasstrukturen sowie an gelegentlichen Neubildungen von Epidot, Muscovit, Chlorit; allein diese Minerale haben ein pathologisches Auftreten, sie sind als dem Gesteine ursprünglich fremde Neubildungen sofort erkennbar und vermögen die Erstarrungsstruktur wohl gelegentlich zu stören, aber nicht unkenntlich zu machen.

Diese Gesteine sind von Ganggesteinen begleitet, die teils kieselsäurereicher und ärmer an dunklen Gemengteilen sind als die Hauptgesteine (Aplite und lichte Tonalitporphyrite), teils mit dem Hauptgestein übereinstimmen und nur durch die Struktur abweichen (Töllite = echte Tonalitporphyrite), teils endlich an dunklen Gemengteilen reicher sind (Lamprophyre).

Die chemische Zusammensetzung wird hier durch Diagramme übersichtlich dargestellt. Es wird jene Modifikation des Osannschen Dreiecks verwendet, in welcher gezählt werden die molekularen Mengen von

$A_0 = (K, Na)AlO_2$, $C_0 = CaAl_2O_4$, $F_0 = (Ca, Mg, Fe)_2O_2$,
deren Verhältnis $A_0 : C_0 : F_0 = a_0 : c_0 : f_0$. Die Summe $a_0 + c_0 + f_0$ ist gleich 10 gesetzt.

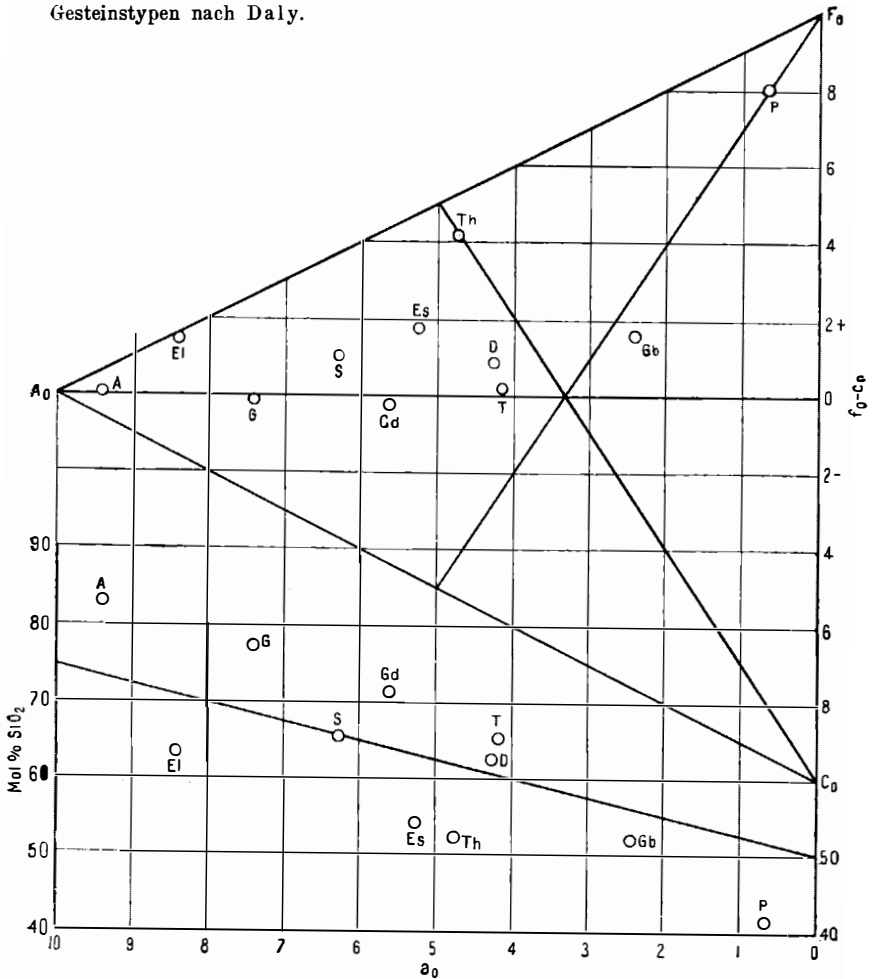
Unter das modifizierte Osannsche Dreieck ist eine Vertikalprojektion gezeichnet, in der die Molekularprocente SiO_2 eingetragen sind. Die Vertikalebene entspricht der von A_0 ausgehenden Höhenlinie des Dreiecks. Bei der gewählten Zählungsart der Oxyde ist

der Sättigungsgehalt SiO_2 ausgedrückt in Molekularprozenten SiO_2 proportional der Abszisse a_0 und sinkt von 75 bei $a_0 = 10$ herab auf 50 bei $a_0 = 0$. Auf diese Art läßt die Vertikalprojektion sofort erkennen, ob ein Gestein über- oder untersättigt ist mit SiO_2 .

Zum Vergleich sind nach den Zahlen von Daly¹⁾ die mittleren Zusammensetzungen einer Reihe von Gesteinstypen verzeichnet (Fig. 1.)

Fig. 1.

Gesteinstypen nach Daly.



¹⁾ R. A. Daly, Average chemical composition of igneous rocks. Proc. American Acad. of Arts and Sciences. Vol. 45, Nr. 7, January 1910, pag. 211. — Zur

I. Tabelle der mittleren Zusammensetzung der wichtigsten Tiefengesteine nach Daly.

		a_0	c_0	f_0	Mol. % SiO_2
Alaskit . . .	A	9.4	0.3	0.3	83.0
Granit . . .	G	7.4	1.4	1.2	77.1
Granodiorit . .	Gd	5.6	2.3	2.1	71.4
Quarzdiorit . .	T	4.8	2.8	3.1	65.5
Diorit . . .	D	3.3	2.4	4.3	62.0
Gabbro . . .	Gb	2.4	3.0	4.6	52.1
Peridotit . . .	P	0.7	0.6	8.7	41.5
Elaeolithsyenit	E	8.4	0.1	1.5	63.3
Syenit . . .	S	6.3	1.3	2.4	65.4
Essexit . . .	Es	5.2	1.5	3.3	54.6
Theralith . . .	Th	4.6	0.8	4.6	45.2

In derselben Weise sind nun die neuen Analysen von Tonalitgesteinen der Ulten-Iffingermasse und der Rieserferner in Fig. 2 zusammengestellt.

II. Tabelle der Tonalitgesteine.

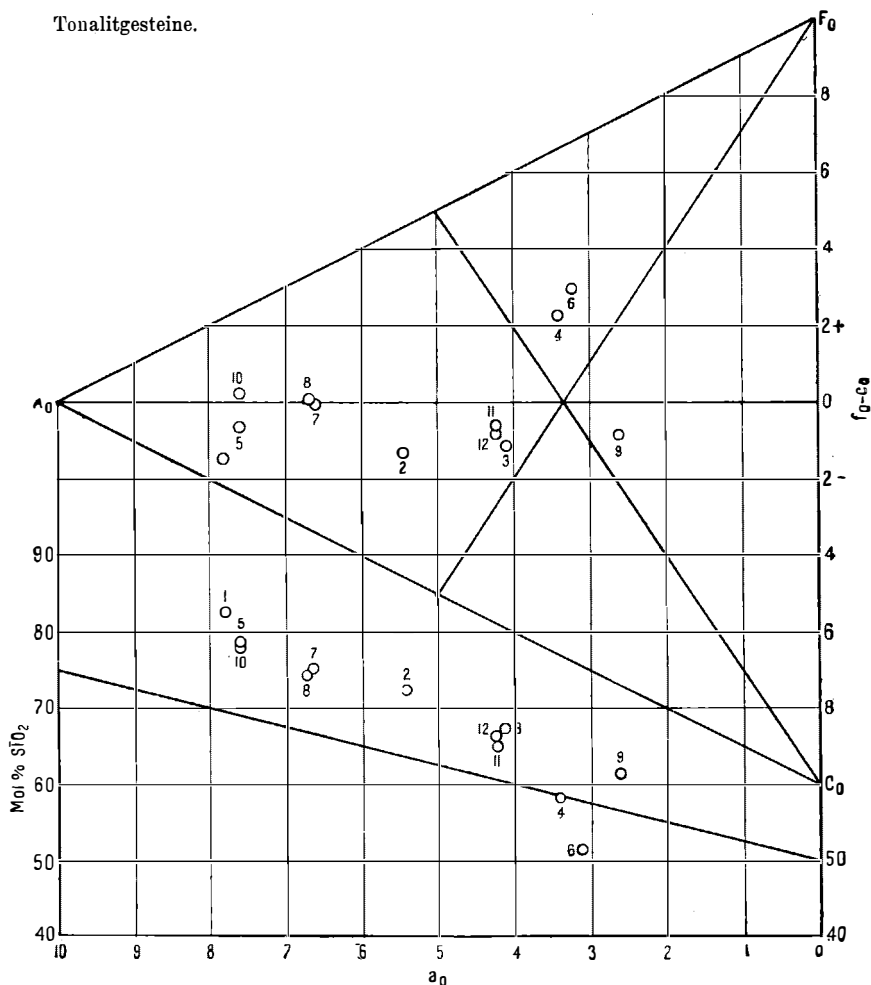
	a_0	c_0	f_0	Mol. % SiO_2
1. Tonalit-Aplit, Taufers	7.8	1.8	0.4	81.3
5. Lichter Tonalitporphyrit, Brugger- Alm	7.6	1.5	0.9	79.0
10. Quarzglimmerdioritporphyrit, Kreuz- berg bei Lana	7.6	1.1	1.3	78.5
7. Quarzglimmerdiorit, Gaul bei Lana	6.6	1.7	1.7	75.7
8. Feinkörnige Konkretion darin . .	6.7	1.6	1.7	74.6
2. Quarzglimmerdiorit, Zinsnock . .	5.4	2.9	1.7	72.3
3. Normal-Tonalit, Reinwald	4.1	3.5	2.4	67.2

Zeichnung ist gewöhnliches Koordinatenpapier verwendet. Für die Position im Dreieck dienen als Koordinaten a_0 und die Differenz $f_0 - c_0$; letztere wird in Einheiten aufgetragen, die halb so groß sind, wie die Einheiten für a_0 . Statt eines gleichseitigen Dreiecks erhält man ein gleichschenkeliges, das aber nur wenig von einem gleichseitigen abweicht. In dem Raum unter $A_0C_0F_0$ ist die Vertikalprojektion für SiO_2 untergebracht. Diese Darstellung läßt mit einem Blick die Position im Dreieck und den SiO_2 -Gehalt überblicken und verlangt nur ein einziges Koordinatengitter

	a_0	c_0	f_0	Mol. % SiO_2
11. Tonalitporphyr (Töllit), Egardbad, Salband	4.2	3.2	2.6	65.1
12. Tonalitporphyr (Töllit), Egardbad, Gangmitte	4.2	3.3	2.5	66.4

Fig. 2.

Tonalitgesteine.



9. Hornblendereicher Tonalit, Raffiner- tobel bei Lana	2.6	4.1	3.3	61.7
4. Dioritische Schlieren in 3	3.4	2.2	4.4	58.2
6. Kersantit, Abendweide	3.2	1.9	4.9	51.5

Wie man sieht, liegen im Dreieck die Analysenpunkte meist unter der durch A_0 gezogenen Höhenlinie, entsprechend hohen Werten von c_0 im Vergleich zu f_0 , ein charakteristischer Zug der Tonalitgesteine (hohe Werte von Al_2O_3).¹⁾ Das SiO_2 -Niveau bleibt bis zu niedrigen Werten von a_0 über dem Sättigungsniveau, nur die basischen dioritischen Schlieren erreichen es und der Lamprophyr sinkt darunter. Hohe Zahlen von a_0 erreichen nur der Aplit und die lichten Ganggesteine.

II. Zentralgneis. Der Zentralgneis der hohen Tauern wurde schon von den Geologen der Reichsanstalt in der Mitte des 19. Jahrhunderts als etwas besonderes erkannt und mit einer besonderen Ausscheidung auf der geologischen Karte von Hauer versehen. Nach der chemischen Zusammensetzung und dem Mineralbestand, nach dem Vorkommen basischer Ausscheidungen und aplitischer Adern handelt es sich auch bei diesen batholithischen Gesteinsmassen um ursprüngliche Intrusivgesteine. Allein die Metamorphose dieser Gesteine hat nicht nur die Lagerungsformen verwischt, so daß exakte Beweise durchgreifender Lagerung kaum mehr gefunden werden; auch die Mikrostruktur ist durchgreifend verändert worden, so daß von der ursprünglichen Erstarrungsstruktur nur Reste und Spuren in den „körnigen“ Varietäten vorhanden sind. Die normale Zonenstruktur der Plagioklase ist stets verloren gegangen. Aus dem Anorthitgehalt sind in großer Zahl feine Nadeln von Klinozoinit entstanden, durch deren schichtweise Anhäufung die alte Zonenstruktur in seltenen Fällen noch angedeutet wird. Zumeist ist aber die Erstarrungsstruktur völlig zerstört und hat einer ausgeprägten Krystallisationschieferung Platz gemacht. Diese ist kein rein mechanischer Vorgang. Vielmehr ist zu erkennen, daß unter Einwirkung jener Pressung und jener scherenden Differentialbewegungen, denen man Schieferung und Parallelstruktur der Gesteine zuschreiben muß, ein Krystallisieren und Wachsen der Gemengteile stattgefunden habe.

Auffallend ergibt sich dies aus der ebenflächigen Beschaffenheit der Glimmerblättchen der stark geschieferten Varietäten, welche dem Hauptbruch derselben ein glitzerndes Aussehen verleiht.

¹⁾ Hier und in der Folge ist ein Überschuß von Al_2O_3 über die Molekularzahl von R'_2 und CaO zu A_0 geschlagen. Vergl. M. Stark, diese Mitt. 23, pag. 532, 1904. — In Betreff der Analysenzahlen selbst muß auf die Arbeit in den Denkschriften der Akademie, Bd. 75, I. Hälfte 1913 hingewiesen werden.

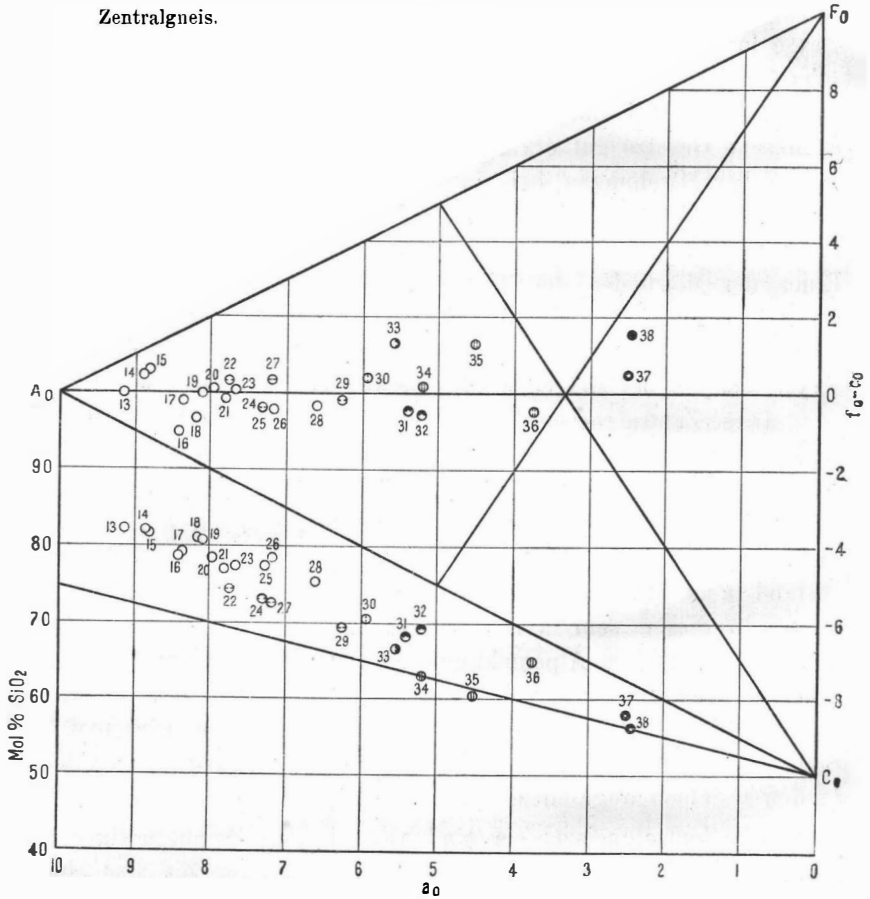
Bei dieser Umformung nehmen die Plagioklaskörner des Grundgewebes oft die inverse Zonenstruktur an, welche durch albitreicheren Kern und anorthitreichere Hülle charakterisiert ist; hierbei ist, nach der optischen Untersuchung zu schließen, der Unterschied zwischen Kern und Hülle meist nur wenige (4—10) Prozent im Anorthitgehalt; Kern und Außenzone gehen durch weiche, verschwimmende Übergänge ineinander über und die Abgrenzung der Anwachszone läßt scharfe Krystallumrisse vermissen. Während die normale Zonenstruktur der Plagioklase in Erstarrungsgesteinen durch physikalisch-chemische Gesetze gut erklärbar und mit den Krystallisationsregeln isomorpher Mischungen bei sinkender Temperatur in Einklang ist, fehlt es bis jetzt an einer allgemein angenommenen Erklärung der inversen Zonenstruktur der Plagioklase in den krystallinen Schiefern. Eines der Mitglieder der W. M. G., Herr Jesser, hat einmal gelegentlich eines Vortrages auf der Naturforscherversammlung in Dresden den Gedanken ausgesprochen, daß diese Struktur eine Folge der Krystallisation bei steigender Temperatur sein möchte.

Diese Zentralgneise sind, soweit bis jetzt bekannt, in den Ostalpen nur in der Region vom Brenner bis zum Katschbergpaß in 4 bis 5 großen Massiven vorhanden, die oberflächlich getrennt, in der Tiefe wahrscheinlich zusammenhängen. Sie stecken in einer eigentümlichen Schieferhülle, die durch Struktur und Mineralbestand aufs innigste mit den Zentralgneismassen verbunden ist. Innerhalb dieser sehr verwickelt zusammengesetzten Schieferhülle nimmt die moderne Alpentektonik eine starke Beteiligung mesozoischer Sedimente an. Der Komplex von Zentralgneis plus Schieferhülle wird als „Lepontinisches Tauernfenster“ bezeichnet und im Sinne der Deckentheorie als eines der tiefstliegenden Deckensysteme in den Ostalpen angesehen.

Die Zentralgneismassen sind von ziemlich mannigfaltiger Beschaffenheit. Von Gesteinen mit 75% Kieselsäure, die also einem ziemlich lichten Granit entsprechen (Forellengneis, Berwerth, mit eigentümlichen, als primäre Ausscheidung anzusehenden Muscovitfasern), finden sich durch unmerkliche Übergänge verbunden porphyrtartige Granitgneise, Syenitgneise, Tonalitgneise, die letzteren beiden durch gelegentliches Vorkommen von Pseudomorphosen von Biotit nach Hornblende ausgezeichnet. In weitem Bereich treten ferner basische Randfacies auf, die als Flöitite (quarzarme Gemenge

von Plagioklas, Epidot, Biotit), verschiedene Amphibolite bis zu fast reinen Hornblenditen, ja Serpentin und Topfsteinen ausgebildet sind; häufig lassen diese basischen Randfacies einen raschen Wechsel dunkler, basischer und heller, aplitischer Lagen erkennen. Zungen-

Fig. 3.



artig dringen solche Zonen von Bändergneis tief in die Kerne ein und in ihrem Verlauf finden sich öfter auch aplitisch geaderte Schiefergneise, ja echte Granatglimmerschiefer.

Die chemische Zusammensetzung der Zentralgneise unterliegt großen Schwankungen (vgl. Tabelle III und Fig. 3). Dementsprechend reicht a₀ von 2·5 bis 9·1; das SiO₂ liegt allerdings auch noch im

Mittel über der Sättigungslinie, doch ist dasselbe durchschnittlich etwas niedriger als bei den Tonalitgesteinen und bei den alten Gneisen.

Bereits bei $a_0 = 5.2$ kommen Werte an der Sättigungsgrenze vor. Eine wesentliche Unterschreitung der Sättigungsgrenze ist allerdings nicht beobachtet. Die niedrigen SiO_2 -Zahlen wurden bei den Gesteinen von syenitischem Typus gefunden, die hauptsächlich in einigen Teilen der Hochalmmasse beobachtet und von Berwerth in ihrer Verbreitung und Wichtigkeit erkannt worden sind. (Nr. 22, 24, 29 der Tabelle III.) Im Zillertaler Gebiet sind sie nur durch sehr stark geschieferte, biotitreiche Varietäten vertreten (30).

Beiden Gebieten gemeinsam sind die Tonalitgneise (31, 32); sie sind insbesondere im Hochalmmassiv, der Venediger Gruppe und in großen Teilen der Zillertaler Hauptkette verbreitet. Sie kommen der Zusammensetzung der typischen Tonalite (Rieserferner Normal-Tonalit, Tabelle II, Nr. 3) allerdings nicht völlig gleich, liegen aber immerhin schon jenseits des Mittels der Granodiorite nach Daly.

III. Tabelle der Zentralgneis-Gesteine.

	a_0	c_0	f_0	Mol. % SiO_2
13. Granitgneis (Forellengneis), Tauern-tunnel NSeite	9.09	0.48	0.49	78.9
14. Aplit, Rathausberg, Gastein (vgl. 22)	8.83	0.86	0.31	81.9
15. Aplit, Rotbach Zillertaler Kette (vgl. 23)	8.81	0.90	0.29	81.5
16. Aplit, Lassacher Winkel, Hochalm (vgl. 26)	8.38	1.29	0.33	78.9
17. Porphyrtartiger Granitgneis, Tauern-tunnel, SSeite	8.34	0.94	0.72	79.4
18. Granitgneis, aplitisch, Kolbenstuben, Stillup	8.16	1.18	0.66	81.0
19. Lieskele, Granitgneis, Hochalm . .	8.12	0.95	0.93	80.8
20. Porphyrtartiger Granitgneis, Nessel-rainer, Zillergrund	7.93	1.00	1.07	78.4
21. Schieferiger Granitgneis, Lafenn, Ga-stein-Tal	7.82	1.12	1.06	77.0
22. Granitgneis, Übergang zu Syenit-gneis, Rathausberg (vgl. 14) .	7.74	1.00	1.26	74.9

	a_0	c_0	f_0	Mol. % SiO ₂
23. Granitgneis, Rotbach, Zillertaler Kette (vgl. 15)	7·67	1·11	1·22	77·7
24. Syenitgneis, Ramettenwand, Hochalm	7·31	1·54	1·15	73·2
25. Porphyrtiger Granitgneis, geschieferte Randfac., Dornaubergklamm	7·24	1·55	1·11	77·8
26. Granitgneis, Lassacher Winkel (vgl. 16)	7·15	1·60	1·24	78·9
27. Dunkle Schlieren in 17, Tauern-tunnel	7·16	1·19	1·65	73·4
28. Porphyrtiger Granitgneis, Zemmgrund, Schliffstein	6·60	1·87	1·53	75·2
29. Syenitgneis, Oberes Hierkar, Gastein	6·26	1·94	1·80	69·7
30. Durbachitgneis (biotitreich, geschiefert), Bodenalpe, Zemmgrund .	5·96	1·81	2·23	70·5
31. Tonalitgneis, Maltatal	5·39	2·48	2·13	68·5
32. Tonalitgneis, Göge, Zillertalerkette	5·21	2·63	2·16	69·1
33. Hornblendegneis, Brandstatt, Maltatal	5·56	1·57	2·87	66·9
34. Floitit, Flugkogel, Gasteintal . .	5·17	2·30	2·52	63·6
35. Floitit, Einigkar, Oberstes Liesertal	4·56	2·08	0·36	60·3
36. Floitit, gangförmig, Rossrucken, Zillertal	3·74	3·34	2·92	65·0
37. Diorit-Amphibolit, Grosstrog, Zillertaler Kette	2·48	3·52	4·00	58·1
38. Biotit-Amphibolit, Hatzingalm, Gasteintal	2·44	2·99	4·57	56·9

III. Alte Granitgneise. In den Gesteinsmassen, welche den Tauern-Zentralgneis und seine Schieferhülle umgeben, stecken in innigem Verband mit Glimmerschiefern, Amphiboliten, Marmoren, Quarziten und Phylliten weitere Massen feldspatreicher Gesteine von der Beschaffenheit der Granitgneise. Ihnen fehlt häufig die Frische des Zentralgneises; viele Vorkommnisse zeigen Neubildungen von stumpf graugrünen, glanzlosen Flasern aus Chlorit und Sericit, die Feldspate zeigen sich dann äußerst stark zerbrochen; die Biotite, soweit sie erhalten sind, verdrückt, randlich mit Chloritneubildungen verfloßt. Die Gesteine machen einen toten; abgestorbenen Eindruck, der von dem frischen Glanz der Zentralgneise stark absticht. Natur-

lich gibt es auch Vorkommnisse, die besser erhalten sind, aber bei manchen schreitet die Verschieferung bis zu richtigen Diaphthoriten fort.

Das Nebengestein sind zumeist Schiefergneise oder Glimmerschiefer, Granatglimmerschiefer, die dann auch teilnehmen an der Diaphthorese.

Mit den Gesteinen der Zentralgneisgruppe haben die alten Intrusivgneise den Mangel der eigentlichen Erstarrungsstruktur gemein, welche nur in gelegentlichen, gewissermaßen versteckten Resten und spurenweise erhalten ist. Beide Gruppen enthalten eben Gneise und nicht Granite. Der Unterschied der beiden Gruppen dürfte darin zu suchen sein, daß die Zentralgneiskörper die letzten Gebirgsbewegungen in den Alpen unter Verhältnissen mitgemacht haben, die der Krystallisation ihrer typomorphen Gemengteile günstig waren; die alten Intrusivgesteine zeigen dagegen mehr oder weniger die Anzeichen rückschreitender Metamorphose.

Die Zentralgneise haben die Alpenfaltung wesentlich unter Krystalloblastese miterlebt, die alten Intrusivgneise haben sie als petrographisch tote Körper erlitten.

Die hier mitgeteilten Analysen beziehen sich hauptsächlich: auf die große Tschigatmasse und die Masse von St. Leonhard in Passeier bei Meran, auf mehrere Vorkommen in der Ötztaler Masse, auf die Masse des Kellerjochs bei Schwaz und die große Antholzer Masse nördlich vom Pustertal und südlich der hohen Tauern.

Die in neuerer Zeit von Hammer und John mit so schönem Erfolg untersuchten Augengneise des Vintschgaues gehören ohne Zweifel derselben Gruppe zu, und das gleiche dürfte von der Bundschuhmasse, den Granitgneisen der Schladminger Masse und wahrscheinlich auch der Bösensteinmasse gelten. Auch in den äußersten Ostalpen treten Gesteinmassen auf, die mit diesen alten Intrusivgneisen nahe verwandt sind.

Die folgende Tabelle gibt eine Übersicht der jetzt veröffentlichten Analysen der Gesteine dieser Gruppe.

IV. Tabelle, Alte Intrusivgneise.

	a_0	c_0	f_0	Mol. % SiO_2
39. St. Leonhard, Facies von 43 . . .	9·20	0·30	0·50	82·9
40. Wielenbach, Pegmatit-Randfacies				
von 44	9·08	0·40	0·52	82·7

	a_0	c_0	f_0	Mol. % Si ₂
41. Umhausen, Granitgneis	8·92	0·44	0·64	83·4
42. Söldnerkogel, Granitgneis	8·75	0·64	0·61	81·9
43. St. Leonhard (vgl. 39), Granitgneis	8·71	0·60	0·69	82·4
44. Oberrasen, Granitgneis, Antholzer Masse	8·48	0·66	0·86	81·9
45. Tauferer Schloßberg, stark diaphthori- tischer Granitgneis	7·78	1·30	0·92	80·6
46. Winterstall, Granitgneis	7·64	1·15	1·21	79·4
47. Kellerjoch, stark diaphthoritischer Granitgneis	7·86	0·63	1·51	79·7
48. Tschigat, Granitgneis, vgl. 51	7·19	1·34	1·47	74·9
49. Aufhofen, Granitgneis, Antholzer Masse	7·17	1·28	1·55	76·6
50. Silz, Granitgneis, fraglich ob Intrusiv- gneis	7·15	1·13	1·72	75·8
51. Partschins, Granitgneis, Tschigatmasse, vgl. 48	7·04	1·29	1·67	74·4
52. Aufhofen, basische Konkretion in 49	6·62	1·85	1·53	75·4
53. Acher Kogel, Granodioritgneis	6·18	2·38	1·44	77·5
54. Engelwand, Granodioritgneis	5·67	2·48	1·85	74·3

Wie aus der Figur 4 zu ersehen, herrscht hier eine Zusammensetzung, die sich von den typischen Graniten (Gr. Daly, Fig. 1) nicht sehr weit entfernt. Durchschnittlich ist das SiO₂-Niveau höher als in der Zentralgneisgruppe. Es fehlen hier — soweit die Kenntnis jetzt reicht — die reich entwickelten basischen Randfacies, die den Zentralgneis namentlich in der Hochalmgruppe auszeichnen. Gegenüber den Tonalitgesteinen liegt der chemische Unterschied weniger im SiO₂-Niveau als in der abweichenden Situation im Dreieck A₀C₀F₀. Die in der Figur 4 eingetragenen Punkte 59—61, H₀—H₅ beziehen sich auf Eklogite und Amphibolite des Ötztales¹⁾, welche in lagerartigen Massen in den Schiefergneisen stecken, den chemischen Bestand von Diabasen zeigen und keine Übergänge zu den alten granitischen Intrusivgneisen erkennen lassen; sie bilden eine durchaus selbständige Gruppe.

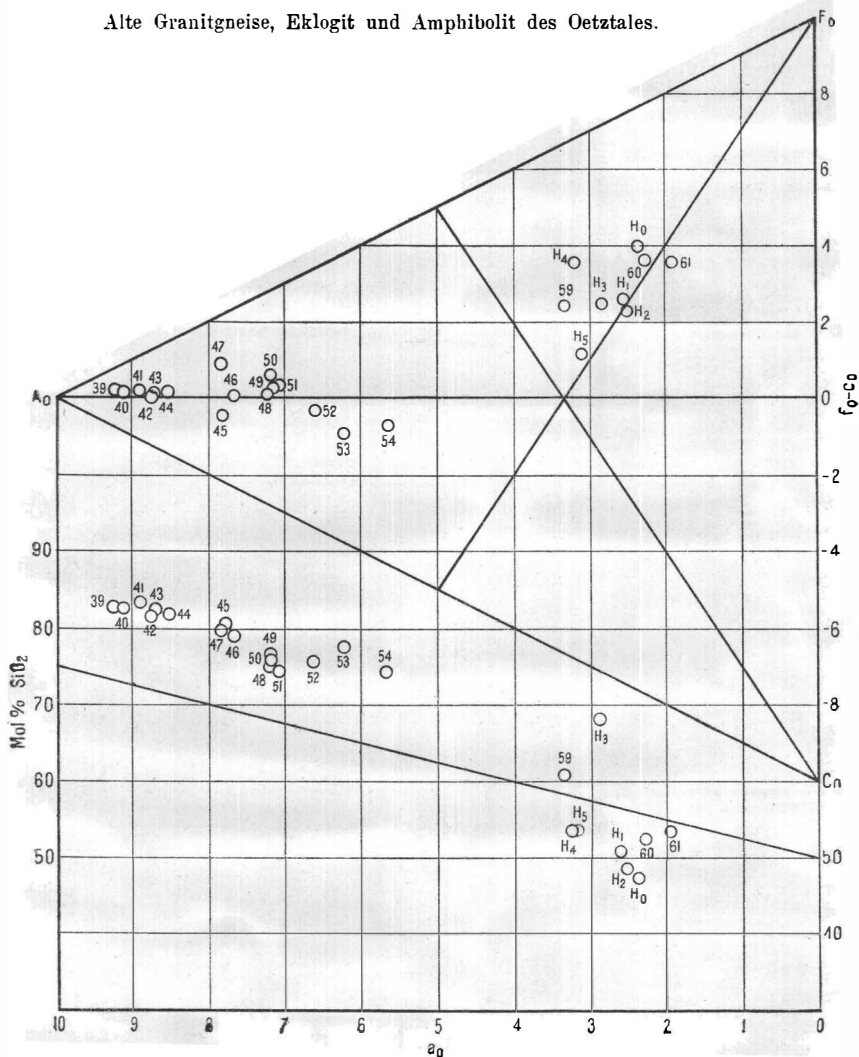
Aus dem Vergleiche der Tabellen II—IV und der zugehörigen Figuren geht wohl zur Genüge hervor, daß zwischen den drei Gruppen greifbare chemische Unterschiede vorhanden sind, die allerdings

¹⁾ Siehe L. Hezner, diese Mitt., 22. pag. 437 u. 505, 1903.

nicht so groß sind, daß man auf Grund einer einzelnen Analyse die Zuteilung zu der einen oder anderen Gruppe vornehmen könnte.

Fig. 4.

Alte Granitgneise, Eklogit und Amphibolit des Oetztales.



Alle drei Gruppen zeigen vielmehr weitgehende Verwandtschaft und zeigen einen gemeinsamen Typus, der sich in auffallenden Gegensatz stellt zu dem Bild, das die Gesteine von Monzoni und

Predazzo liefern, das man aus den von Romberg zusammengestellten Analysen ableiten kann. Hier liegen die Analysenpunkte näher an der Linie A_0F_0 und das SiO_2 -Niveau bleibt wesentlich unter der Sättigungslinie. Während die drei Gruppen der zentral-alpinen Gesteine die Charaktere der pazifischen Sippe zeigen, nähern sich die Gesteine des Gebietes von Predazzo-Monzoni der atlantischen Sippe.

