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

Band: 46 (1966)

Heft: 2

Artikel: Geologie und Petrographie der Monte Rosa-Zone, der Sesia-Zone und des Canavese im Gebiet zwischen Valle d'Ossola und Valle Loana

Autor: Reinhardt, Bénédict

DOI: https://doi.org/10.5169/seals-36139

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: 15.08.2025

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

Geologie und Petrographie der Monte Rosa-Zone, der Sesia-Zone und des Canavese im Gebiet zwischen Valle d'Ossola und Valle Loana

(Prov. di Novara, Italien)

Von *Bénédict Reinhardt* (Basel)

Mit 42 Textfiguren, 3 Tabellen und 3 Tafelbeilagen

ABSTRACT

This paper deals chiefly with the Alpine metamorphism and structure of an area about 100 km² in the south-western part of the Lepontine Alps east of Domodossola. The area consists of two subvertical blocks of deformed and recrystallized pre-Mesozoic basement rocks—the "Monte Rosa-zone" in the north and the "Sesia-zone" in the south. These strike ENE and are believed to form the southwards dipping prolongations of the Alpine nappes, Monte Rosa and Dent Blanche respectively.

Chemical analyses of the predominantly leucocratic gneisses of the Monte Rosa-zone show a close similarity with the pre-Alpine intrusive rocks (granites, pegmatites, aplites) of the Monte Rosa-nappe. Structurally, the zone is an antiform developed during the Alpine orogeny and its main axis runs parallel to the regional strike. Mullion structures are observed in the core of the antiform. The gneissic shells of the mantle were deformed independently during the main phase of deformation.

Strips of allochthonous Mesozoic ophiolites and sediments (Bündnerschiefer) accompany the Monte Rosa-zone on its north and south side. Their present position indicates that they were thrust on to the Monte Rosa-gneisses before the uparching of the latter.

The Sesia-zone (south of the Monte Rosa-zone) is a polymetamorphic series of argillaceous, marly and calcareous metasediments, banded biotite-gneisses, granite-gneisses, and metadiorites. During the Alpine orogeny the Sesia-zone was compressed in a north-south direction into an upward diverging fanstructure. Before the main act of compression, the southern part of the zone was injected by (Tertiary?) porphyrites.

The Permian porphyries and the Triassic black dolomites and limestones on the southern border of the Sesia-zone belong to the "Canavese-series". The strati-

graphical sequence is normal with respect to the Sesia-zone. Intensive deformation, and disturbing influences of the "Insubric Line" affecting the Canavese along its entire length, impede a stratigraphical analysis in the studied area.

In contrast to the area south of the Insubric Line, the Monte Rosa-zone, as well as the Sesia-zone and the mentioned Mesozoic units, were subjected to a para- to post-kinematic Alpine recrystallization, varying in intensity and character from place to place. The isogrades run almost east-west and cross the rock series obliquely. On the one hand, the south-western outcrops of the studied area show a recrystallization of the greenschist type (quartz, albite, chlorite, sericite, epidote), while on the other, the gneisses in the north-eastern part are recrystallized in the staurolite-almandine-subfacies (cyanite, staurolite, plagioclase with more than fifty per cent anorthite in calcitic paragenesis, green hornblende, diopside). Moreover, the outcrops show a state of initial anatexis. Figure 36 shows the isogrades in the Sesia-zone.

There is ample proof that the rocks of the individual zones attained their present state in different ways: in the Sesia-zone, a regional epi-metamorphism preceded the main and final phase of Alpine crystallization; this cannot be recognised in the Monte Rosa-gneisses.

Numerous postcrystalline faults and shear-zones cut the area in N-S and WSW-ENE direction. In the Monte Rosa-zone a shift of about a thousand meters was detected along a north-south striking fault. The occurrence of diaphthoritic and strongly sheared rocks along the fracture-zones running WSW-ENE, and in their neighbourhood, shows that para- to late-crystalline movements took place locally. Two generations of NW-SE striking vertical joints were recognised: an older one of late-crystalline origin (tension joints with fissure minerals) and a younger one of the shear type (without fissure minerals) the eastern side of which has been displaced northwards with respect to the western wing.

RIASSUNTO

Questo lavoro ha lo scopo di descrivere la „Zona Monte Rosa" e la „Zona Sesia" nel settore ad oriente della Valle d'Ossola (Alpi Lepontine Sud-occidentali, Piemonte), con particolare riguardo ai problemi di carattere strutturale ed alla analisi del metamorfismo alpino.

La Zona Monte Rosa e la più meridionale Zona Sesia sono allungate secondo la direzione WSW-ENE, hanno giacitura subverticale e rappresentano il prolungamento meridionale dei ricoprimenti Monte Rosa e Dent Blanche. Entrambe le unità strutturali sono costituite da tipi litologici premesozoici, intensamente metamorfosati durante il ciclo orogenetico alpino.

La Zona Monte Rosa è rappresentata in prevalenza da gneiss leucocratici in parte occhiadini (gneiss ghiandolari), in parte a grana fine (gneiss minuti a due miche, chiari). I gneiss ghiandolari hanno passaggio sfumato con rari gneiss a biotite (± a granato e staurolite) di colore scuro. La genesi degli gneiss leucocratici sembra riferirsi ad un processo ultrametamorfico di età prealpina; nessuna osservazione è in favore di una loro origine intrusiva. Le analisi chimiche dimostrano tuttavia una stretta somiglianza fra gli gneiss Monte Rosa affioranti nell'Ossola ed i graniti intrusivi, le pegmatiti e le apliti del ricoprimento Monte Rosa. Dal punto

di vista tettonico, la Zona Monte Rosa costituisce una struttura a volta (Inghlese: „antiform") di età alpina il cui asse, parallelo all'allungamento dell'intera zona, ha andamento suborizzontale e direzione N 68 E. Nel nucleo di questa grande struttura prevalgono tettoniti di tipo cilindrico (B-tettoniti), mentre l'involucro gneissico è rappresentato da s-tettoniti intensamente ripiegate. Questo involucro esterno e costituito dalla sovrapposizione di successive coltri gneissiche separate, le une dalle altre, da superfici di scorrimento ove gli gneiss, estremamente laminati, si trasformano in scisti muscovitici. La struttura anticliforme della Zona Monte Rosa può quindi essere considerata come il prodotto dell'inarcamento di un complesso a scaglie meccaniche.

La Zona Monte Rosa è limitata a settentrione ed a meridione da due fascie di ofioliti con calcescisti: i loro contatti sono di natura meccanica. I due complessi litologici mesozoici manifestano frequenti piani di taglio interni e sembrano occupare una posizione alloctona rispetto alla Zona Monte Rosa. La loro presa di posizione è anteriore al fenomeno di inarcamento.

La Zona Sesia affiora a meridione della Zona Monte Rosa ed è costituita dai derivati polimetamorfici di originari sedimenti argillosi, marnosi e calcarei pre-ercinici, ai quali si associano gneiss biotitici zonati, gneiss biotitici granitoidi e dioriti metamorfiche. Fra gli gneiss biotitici zonati e gli gneiss biotitici granitoidi si osservano caratteristici passaggi sfumati. In questo complesso litologico non sono stati osservati contatti primari discordanti di natura intrusiva. E' quindi molto probabile che gli gneiss granitoidi traggano origine da un complesso di para-derivati metamorfici ad opera di un processo metasomatico (feldspatizzazione) di età prealpina. Le dioriti metamorfiche sono invece di natura intrusiva, ma non è possibile precisarne l'età, per quanto esse siano anteriori al ciclo orogenetico alpino. La Zona Sesia manifesta una forma a ventaglio; questa struttura è stata causata da un processo di compressione di età alpina, con direzione N-S. La fase di maggior compressione è stata preceduta, nella parte meridionale della Zona Sesia, dall'iniezione di filoni porfiritici (terziari?); questo fenomeno è molto importante per la ricostruzione cronologica della complessa evoluzione strutturale della regione.

Sul fianco meridionale della Zona Sesia affiora un complesso di porfidi (Permiano), di dolomie e di calcari neri (Trias) riferiti alla „Zona del Canavese" s. l. La loro successione risulta normale rispetto al cristallino della Zona Sesia; l'intenso scagliamento e l'influenza della „Linea Insubrica" ne impediscono tuttavia l'analisi stratigrafica. Diversi tipi di scisti a sericite ed a clorite sono equivalenti a gran parte degli „Scisti di Fobello e Rimella"; questa facies, fino ad ora considerate come membri della „Serie del Canavese", sono in realità dei tipi litologici della Zona Sesia intensamente laminati, così come aveva supposto Franchi (1905).

La Zona del Canavese è accompagnata dalla Linea Insubrica, fascia di intenso disturbo meccanico che separa le unità qui studiate dalle Alpi meridionali. Mentre i tipi litologici delle Alpi meridionali non hanno subito il metamorfismo regionale durante il ciclo orogenetico alpino, le facies cristalline affioranti a settentrione della Linea Insubrica hanno subito una blastesi alpina con caratteristiche da para a postcinematiche. L'intensità ed il carattere della ricristallizzazione è variabile: le isograde del metamorfismo alpino sono orientate in questa regione approssimativamente secondo la direzione E-W e tagliano obliquamente i limiti fra le diverse unità strutturali.

Nel Canavese il metamorfismo alpino è in prevalenza di tipo meccanico; pre-

valgono intense deformazioni laminanti, mentre i processi di ricristallizzazione sono modesti. I minerali riferibili geneticamente al metamorfismo alpino sono: calcite, dolomite, sericite, clorite, albite, epidoto, ecc.

Nella Zona Sesia sono stati riconosciuti tre distinti processi di ricristallizzazione metamorfica. Il più antico, di età prealpina, è contemporaneo alla granitizzazione verificatasi nella Zona Sesia ed ha carattere mesozonale. A questa fase sono attribuibili i numerosi filoni aplitici. Una deformazione di tipo paracristallino ha generato assi B più o meno verticali. Numerosi filoni pegmatitici, in gran parte discordanti, denotano la fine di questa più antica fase metamorfica.

Il secondo processo di ricristallizzazione è di natura epimetamorfica. Esso è associato ad un'intensa deformazione a carattere laminante con direttrici parallele alla scistosità preesistente, effetto della precedente fase metamorfica. I filoni pegmatitici sopra ricordati vengono ora laminati e ridotti in „boudins". Segue, nella parte meridionale della regione, l'intrusione di filoni porfiritici; non si puo stabilire con sicurezza l'età di questa manifestazione filoniana, benchè è probabile che essa sia in connessione con il sistema eruttivo terziario di Biella-Traversella. Non è quindi possibile definire con precisione nemmeno l'età di questo secondo processo di regenerazione metamorfica a carattere epizonale.

La terza ed ultima fase di ricristallizzazione è successiva alla presa di posizione dei filoni di porfiriti ed è certamente alpina. Essa ha dato origine nella regione studiata a diverse zone di metamorfismo: a SW si osservano rocce appartenenti alla „facies degli scisti verdi" di Eskola, ricche di albite, clorite, sericite, epidoto e quarzo; a NE la ricristallizzazione metamorfica si svolse, durante questa terza fase, in condizioni che rientrano nella „subfacies delle anfiboliti a epidoto ed oligoclasio" di Barth e Ramberg con la genesi, nelle rocce a chimismo gabbroide, di orneblenda verde comune, biotite, granato e oligoclasio; all'estremità Nord-orientale della Zona Sesia le paragenesi alpine relative al terzo processo di rigenerazione metamorfica contengono minerali della „facies anfibolitica" di Barth e Ramberg, quali la cianite, la staurolite, un plagioclasio con un tenore minimo in An del 50 per cento nelle rocce calcitiche, l'orneblenda verde scura ed il diopside. In questo settore fanno la loro comparsa le prime pegmatiti di età alpina. Oltre ai minerali ora ricordati, sono caratteristici in tutta la zona i relitti delle precedenti e più antiche assoziazioni metamorfiche. La deformazione conessa a questa terza fase ha determinato assi B suborizzontali o con pendenza modesta. I piani di scistosità sono paralleli a quelli delle scistosità preesistenti.

Nel cristallino della Zona Monte Rosa la ricristallizzazione metamorfica ha invece un carattere piuttosto uniforme con tendenza alla omogeneizzazione della struttura: gli gneiss ghiandolari tendono a trasformarsi in tipi omeoblastici. Anche in questa unità strutturale appare tuttavia una ben netta differenza nel metamorfismo a passare da oriente ad occidente. Tipi litologici primari, affetti solo da una laminazione alpina molto limitata, si trovano solo nei pressi di Pallanzeno (Gneiss di Pallanzeno); più ad oriente essi spariscono lasciando il posto a tipi più laminati. Si ricorda inoltre che le pegmatiti di età alpina si trovano solo ad oriente della linea Pizzo Togano–Alpe Nava, linea che taglia obliquamente le direttrici della Zona Monte Rosa.

E' quindi evidente che il processo di ricristallizzazione metamorfica alpina aumenta d'intensità verso NE. Secondo Winkler (1965) il passaggio dalla parte superiore della „zona degli scisti verdi" al limite ove compare il primo fenomeno di

anatessi comporta un aumento di temperatura di circa 240° C; questo intervallo termico corrisponde, nella regione studiata, ad una distanza orizzontale di circa 5500 metri, la distanza cioè che separa la Linea Insubrica nella Valle Loana da Malesco nella Valle Vigezzo, la località ove si osservano i primi passaggi sfumati tra le fasi mobili pegmatitiche e gli gneiss cristalloblastici della Zona Monte Rosa.

Un gran numero di faglie e di zone d'intensa laminazione tardocristallina tagliano la regione studiata secondo le direzioni N-S e WSW-ENE. Nella Zona Monte Rosa si osserva una faglia diretta N-S con rigetto di 1000 metri circa. La presenza di rocce diaftoritiche lungo le faglie WSW-ENE dimostra l'intensità di questi locali movimenti tardocristallini. Si osservano infine due generazioni di fessure, entrambe orientate secondo la direzione NW-SE; le prime si sono formate per contrazione durante la diminuzione di temperatura e contengono minerali di fessura, le seconde hanno genesi meccanica e non sono mineralizzate. Le faglie più recenti hanno determinato uno spostamento differenziale con dislocazione verso Nord della zolla orientale e verso Sud di quella occidentale.

INHALT

Vorwort 558

1 *Geographischer und tektonischer Überblick* 559

2 *Problemstellung* 563

3 *Monte Rosa-Zone* 569

31 Struktur der Monte Rosa-Zone 569

32 Das Kristallin der Monte Rosa-Zone 576

321 Augengneisse 576

322 Feinkörnige Zweiglimmergneisse 590

323 Disthenführende Muscovitschiefer 594

324 (Granat-Staurolith-) Biotitgneisse 595

325 Amphibolite 596

326 Mylonite 596

327 Pegmatite 596

33 Zusammenfassende Bemerkungen über das Kristallin der Monte Rosa-Zone 597

34 Das Mesozoikum beidseits der Monte Rosa-Zone 603

341 Ophiolithe 603

342 Bündnerschiefer 607

4 *Sesia-Zone* 608

41 Die Sesia-Zone als polymetamorphe Einheit 608

42 Die lithologische Gliederung der Sesia-Zone 619

43 Die Petrographie der Sesia-Zone 621

431 Al- und Si-reiche Metamorphite 621
432 Marmore und Kalksilikatgesteine 623
433 Amphibolite 624
434 Metadiorite 625
435 Granitgneisse 628
436 Aplite und Pegmatite 631
437 Porphyrite 633

44 Die Mineralien der Sesia-Zone 639

45 Die Mineralfazies-Bereiche 653

46 Die Struktur der Sesia-Zone und des Canavese 655

5 *Canavese* 659

51 Das Grundgebirge 659

52 Die permischen Porphyre 660

53 Die Sedimente 661

6 *Spät- bis postkristalline Prozesse* 663

7 *Schlussfolgerungen* 668

VORWORT

Die vorliegende Dissertation ist in den Jahren 1962 bis 1965 entstanden. Herr Professor P. Bearth hat dazu den Anstoss gegeben, indem er mich auf die faszinierenden Probleme aufmerksam gemacht hat, die auf italienischem Boden zwischen den Schweizer Kantonen Tessin und Wallis zu bearbeiten waren. Er war mir ein offener, kritischer und geduldiger Lehrer, der an der Entstehung der Arbeit stets regen Anteil genommen hat. Ich danke ihm auch an dieser Stelle herzlich dafür.

Die Laborarbeiten durfte ich im Mineralogisch-Petrographischen Institut der Universität Basel durchführen, wofür ich Herrn Professor E. Wenk zu grossem Dank verpflichtet bin. Ihm verdanke ich auch manche Anregungen und Ratschläge sowie die Durchsicht des Manuskripts.

Als Grundlage für die Feldaufnahmen diente die topographische Karte des „Istituto geografico militare" im Massstabe 1:25000, resp. deren Vergrösserungen auf 1:10000 und 1:5000. Die Reinzeichnung im Massstabe 1:25000 (s. Tafeln 1 und 3) wurde auf das Koordinaten-Netz der Landeskarte der Schweiz übertragen. Auch die Koordinaten-Angaben im Text und in den Figuren (z. B. Fig. 36) beziehen sich auf die Landeskarte der Schweiz (Blatt 285, „Domodossola").

Die chemischen Gesteinsanalysen (Spektralanalysen) wurden von Herrn Prof. Dr. H. Schwander ausgeführt, während die Umrechnung der Analysen liebenswürdigerweise mein Kollege Rolf Schmid nach neuer Methode besorgte. Für die meisterhaft angefertigten Dünnschliffe war Henry Hänni zuständig. Die Reinschrift des Manuskripts hat Frau L. Hähnle besorgt und Fräulein L. Aegerter hat sich der exakten Durchsicht des Literaturverzeichnisses angenommen. Allen gilt mein herzlicher Dank, besonders auch meinen Studienkollegen Heinz Wieland, Rolf Schmid und Ram Sharma, die nach meinem Skiunfall im Frühjahr 1965 viel Zeit für mich geopfert haben.

Einen besonderen Dank schulde ich der Bevölkerung von Trontano; die speditive Feldarbeit im Jahre 1963 war dank der grossen Gastfreundschaft der Familien Borelli Fernando, Jossi Gregorio und mancher anderer möglich.

Von ganzem Herzen danke ich meiner lieben Frau, die sich bis heute mit Freude um den Broterwerb unseres Hausstandes gekümmert hat und der oft unruhigen Entwicklungsgeschichte der Dissertation mit liebevoller Gelassenheit begegnet ist. Die vorliegende Arbeit ist dem Andenken meines Vaters gewidmet. Er hat mir die Augen für die Schönheiten der Natur geöffnet und mich damit in meiner Berufswahl beeinflusst, leider ohne diese noch erleben zu dürfen.

Studien- und Druckkostenbeiträge verdanke ich dem Dissertationenfonds der Universität Basel, der Basler Studienstiftung und der „Fides" Treuhandvereinigung, Basel.

1. Geographischer und tektonischer Überblick

(siehe Fig. 1 und Tabelle 1)

Zwischen dem Simplongebiet und der Westgrenze des Kantons Tessin sammeln sich die Gewässer eines stark verzweigten Flusssystems zum Toce, der bei Pallanza in den Lago Maggiore mündet. Seit 1515, dem Jahre der denkwürdigen Schlacht bei Marignano, gehört das Einzugsgebiet des Toce (Valle d'Ossola) zu Italien, nachdem es während insgesamt 15 Jahren von expansionsfreudigen Eidgenossen besetzt worden war (1410 bis 1422 und 1512 bis 1515). In jener Zeit ist die Bevölkerung von Domodossola wiederholt durch das Eindringen innerschweizerischer Truppen terrorisiert worden, und die Burgherren in der Umgebung von Masera mussten es sich sogar gefallen lassen, dass ihre herrschaftlichen Wohnsitze von roher Söldnerhand in Brand gesteckt wurden. Unsere südlichen Nachbarn haben jene Ereignisse aus ihrer Erinnerung verbannt und wissen, dass ich heute nicht mit kriegerischen Absichten, sondern mit dem guten Willen für Zusammenarbeit die Valle d'Ossola betreten habe.

Mein Arbeitsgebiet liegt südöstlich der vielfachen Tälermündung bei Domodossola. Es wird eingerahmt von der Valle d'Ossola im Westen, der Valle Vigezzo im Norden und der Valle Loana im Osten. Die südliche Grenze wird durch eine deutliche Kerbe gebildet, welche das Gebirge und seine nord-südgerichteten Wasserläufe quer durchsetzt. Dieser Einschnitt ist durch eine starke Störung bedingt und wird von Alpengeologen als „Insubrische Linie" bezeichnet.

Die Insubrische Linie begleitet den Alpenbogen auf seiner Innenseite vom Torrente Malone (nördlich Turin) bis über den Tonalepass hinaus, d. h. also auf einer Strecke von rund 300 Kilometern. Im hier zur Dis-

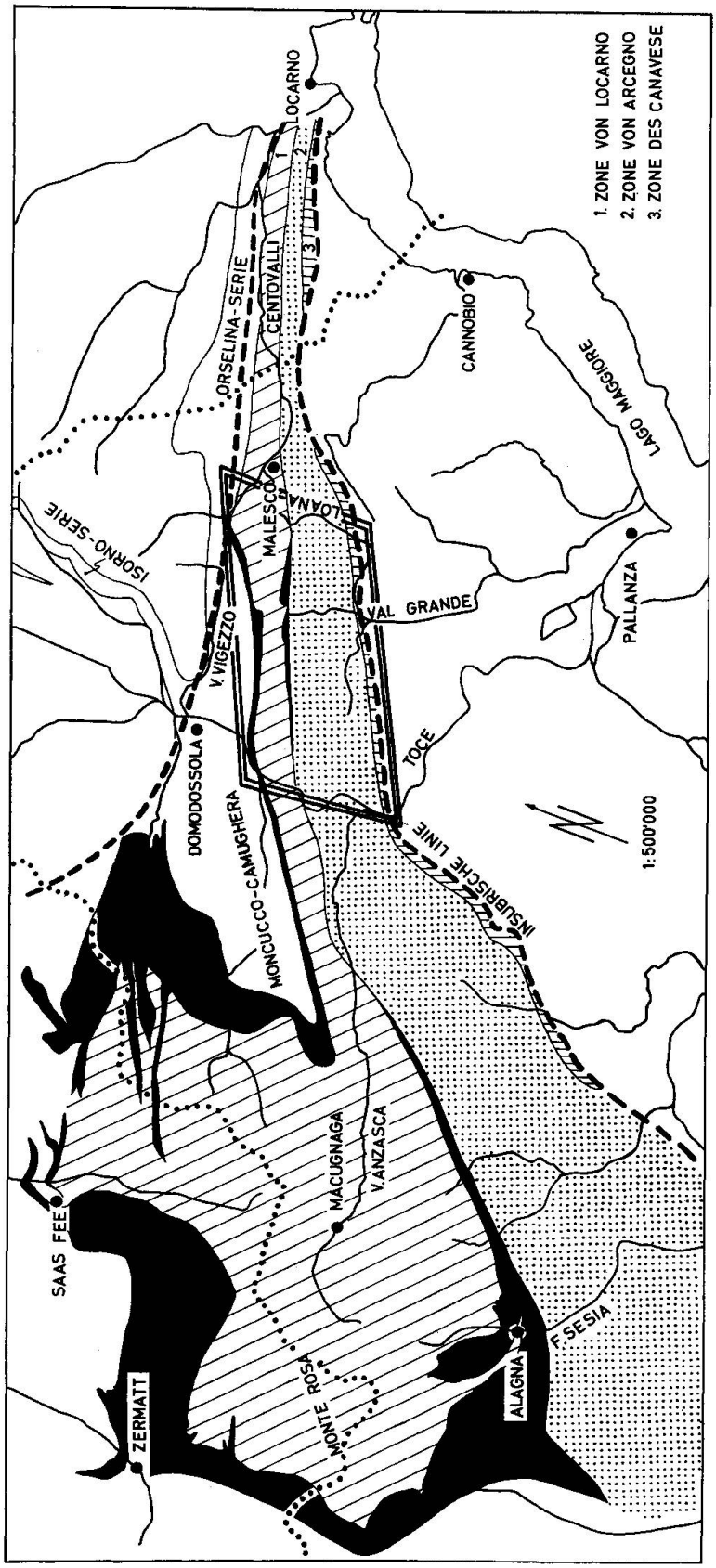


Fig. 1. Tektonische Übersicht. Das untersuchte Gebiet liegt ungefähr in der Mitte der dargestellten Region. Mit der punktierten Linie ist die Landesgrenze Schweiz/Italien angedeutet.

Schwarz: vorwiegend Ophiolithe (= Rahmen der Monte Rosa-Decke und der Monte Rosa-Zone).
Diagonal schraffiert: Monte Rosa-Decke und Monte Rosa-Zone.
Punktiert: Sesia-Zone.
Vertikal schraffiert: Canavese.
Unterbrochene Linien: Insubrische Störung und Centovalli-Störung.

Tabelle 1. *Tektonischer Überblick*

	Deckengebiet	*Verbindung über*	*Valle d'Ossola*	*Tessin*	
Liegend					Nord
	Mulde von Antrona (Trias, Ophiolithe und Bündnerschiefer)	Umbiegung von Vanzone	Ophiolith-Zug Villa d'Ossola-Quarata	Teil der Zone von Orselina (FORSTER 1948)	
	Augengneisse von Macugnaga (Teil der Monte Rosa-Decke)	Umbiegung von Vanzone	Monte Rosa-Zone	Zone von Locarno (KÜNDIG 1935)	
	Ophiolith-Zone von Zermatt-Saas Fee und höhere	Alagna	keilt streckenweise aus	nicht vertreten	
	Dent Blanche-Decke s. l.	Pilonet	Sesia-Zone = Zona Valsesia	Zone von Arcegno (WALTER 1950)	
	Mont Dolin-Zug	?	Canavese s. l.	Zone des Canavese (WALTER 1950)	
			= Tronco Fobello-Rimella-Losone del Canavese (Novarese 1929)		
Hangend					Süd

kussion stehenden Abschnitt ist die Störung zugleich die südliche Begrenzung der alpidisch metamorphen Zentralalpen, sind doch die nächst südlich folgenden Gebirgsteile (Seengebirge) während der alpidischen Orogenese weder regional durchbewegt noch umgewandelt, sondern lediglich blockweise verstellt und lokal mylonitisiert worden.

Das Arbeitsgebiet umfasst drei Zonen, die als schmale Streifen die Insubrische Linie in WSW-ENE-Richtung begleiten: die Monte Rosa-Zone mit ihren beidseitigen mesozoischen Begleitzügen, die Sesia-Zone und das Canavese. Die geologisch-petrographische Bearbeitung beschränkt sich auf diese drei Einheiten; lediglich die strukturellen Untersuchungen wurden nach Norden bis zur Melezza Occidentale (Valle Vigezzo) ausgedehnt. Streng genommen gilt darum die oben angegebene nördliche Gebietsgrenze nur für die Strukturkarte (Tafel III), nicht aber für die Petrographische Karte (Tafel I).

Die Augengneisse der Monte Rosa-Zone lassen sich westwärts in die Valle Anzasca verfolgen, wo sie mit den rückwärtigen, z. T. steilstehenden Teilen der Monte Rosa-Decke direkt zusammenhängen (BEARTH 1957, p. 167). Gegen Osten zieht die Zone dem Centovalli entlang in Richtung

Locarno (BLUMENTHAL 1952) und lässt sich über Bellinzona hinaus weiter verfolgen (mündl. Mitt. Prof. E. Wenk). Auf geologischen Kartenskizzen des Tessins bilden diese hellen Gneisse die „Zone von Locarno" (z. B. KÜNDIG 1934).

Die nördlich benachbarten mesozoischen Ophiolithe hängen im Westen mit der Muldenzone von Antrona (= Unterlage der Monte Rosa-Decke) zusammen und münden im Tessin in die „Zone von Orselina" (BLUMENTHAL 1952, FORSTER 1947). Gleichzeitig ist aber auch die Fortsetzung der bei Masera nach Osten umbiegenden Isorno-Serie in der Orselina-Zone zu suchen (WIELAND 1966). Die Zone von Orselina ist demnach als ein Komplex mehrerer miteinander verschuppter Einheiten aufzufassen. In den Paragesteinen jener Zone sind die unverkennbaren Äquivalente der mesozoischen Ophiolithe aus der Antrona-Mulde schuppenweise eingelagert (KNUP 1958).

Die südlich der Monte Rosa-Zone durchstreichenden Ophiolithe sind im Westen mit dem Grüngesteinskomplex bei Alagna zu verbinden. Dort unterscheidet G. V. DAL PIAZ (1965) zwei mesozoische Züge, in denen Ophiolithe eine grosse Rolle spielen: im Liegenden die Zone von Corno del Camoscio-Breithorn und im Hangenden die Zone Gressoney-Gran Tournalin. Diese zwei Züge sind ihrerseits Äquivalente der Ophiolith-Zone Zermatt-Saas Fee und der darüberliegenden Theodul-Rothorn-Zone auf dem Rücken der Monte Rosa-Decke (siehe Blatt Zermatt 1:25000).

Der Konzeption von ARGAND (1905) gemäss ist die Monte Rosa-Zone die Wurzel der entsprechenden Decke (s. Fig. 1). Solange mit dem Begriff „Wurzel" die rückwärtigen, steil abtauchenden Teile einer Decke gemeint sind, ist diese Bezeichnung brauchbar. Da aber mit diesem Ausdruck tektonische und genetische Vorstellungen verknüpft sind, gebe ich der Bezeichnung „Monte Rosa-Zone" den Vorzug und verstehe darunter das steilstehende Kristallin, das mit den rückwärtigen Monte Rosa-Deckenteilen bei Macugnaga zusammenhängt und sich ostwärts nach Locarno hinzieht. Nach dem Charakter ihres mesozoischen Rahmens zu urteilen (Bündnerschiefer und Ophiolithe), gehört die Monte Rosa-Zone zum Penninikum.

Die Sesia-Zone (= Zona Valsesia von NOVARESE, 1929, p. 150) ist im Westen bis in die Gegend von Levone und Balangero aufgeschlossen, wo sie unter Alluvionen verschwindet. Östlich unseres Arbeitsgebiets verringert sich ihre Mächtigkeit, und die Gesteine sind zunehmend verschiefert. Die sogenannte "Zone von Arcegno" bei Locarno (WALTER 1950, p. 131ff) kann als die östlichste, stark tektonisierte Partie dieses Abschnittes angesehen werden.

Obwohl keine direkte Verbindung zwischen Sesia-Zone und Dent Blanche-Decke s. l. besteht, wird die Zone aus petrographischen und geometrischen Gründen als Wurzel der genannten Überschiebungsdecke (Decke VI von Argand) betrachtet. In petrographischer Hinsicht zeigen beide (Dent Blanche-Decke und Sesia-Zone) eine Anlehnung an das Altkristallin der Südalpen (Seengebirge): in der italienischen Literatur (z. B. FRANCHI 1905, p. 289) wird die „Zona Dioritico-kinzigitica" (= Teil des Seengebirges) immer wieder mit der „Seconda Zona Dioritico-kinzigitica" (= Teil der Sesia-Zone) verglichen. Während aber, wie oben schon erwähnt, das Seengebirge alpin nicht metamorphe Sockelteile darstellt, sind grosse Gebiete der Sesia-Zone alpin metamorph.

Das Canavese begleitet die Insubrische Linie als mehrmals auskeilender Zug von Levone bis zum Tonalepass (NOVARESE 1929, CORNELIUS 1930). Nach den jüngsten Untersuchungen von A. BIANCHI und GB. DAL PIAZ (1963) handelt es sich im Westen um die ursprüngliche permomesozoische Bedeckung des Sesia-Kristallins; doch sind streckenweise die beiden Einheiten durch Seitenäste der Insubrischen Linie voneinander getrennt (BAGGIO 1963a). Die Canavese-Sedimente und ihre Porphyr-Unterlage zeigen eine deutliche Anlehnung an die südalpine (resp. ostalpine) Fazies. Darum sind Canavese und Sesia-Kristallin als Teile des südalpinen Faziesraumes anzusehen, welche in das alpine Orogen einbezogen und zum grossen Teil umgeprägt worden sind[1]).

2. Problemstellung

21. MONTE ROSA-ZONE

M. BLUMENTHALS Karte gibt genau Aufschluss über den Verlauf der Zone. Aus seiner Arbeit, aus P. BEARTHS Untersuchungen (1957, p. 168) und aus anderen petrographischen Studien, die sich auf Tessiner Boden mit der Zone befassen (KERN 1947, KNUP 1958) wissen wir, dass die Monte Rosa-Zone zwischen Macugnaga und Locarno aus einer relativ homogenen Augengneissmasse besteht, welche im Norden und Süden von mesozoischen Ophiolithen und Bündnerschiefern flankiert wird. Die süd-

---

[1]) Die italienischen Geologen ziehen nach ARGANDS Vorbild zur Definition der Faziesräume nicht paläogeographische, sondern tektonische Kriterien heran. Darum wird in der italienischen Literatur die Sesia-Zone zum Penninikum gezählt.

lichen Ophiolithe keilen allerdings öfters aus und treten im Tessin nicht mehr auf.

Vergleicht man die Beschreibung der Augengneisse von Macugnaga am westlichen Ende der Zone (BEARTH 1952a, p. 35) mit Beschreibungen von Tessiner Gneissen aus dem Bereich der Monte Rosa-Zone (KERN, p. 67, und KNUP, p. 94ff.), wird man sich andererseits der bedeutenden Unterschiede bewusst, welche Struktur und Mineralbestand betreffen. Gewisse petrographische Eigenschaften der Monte Rosa-Gneisse sind im Längsschnitt der Zone grösseren Änderungen unterworfen als im Querschnitt. Man wird dadurch an die Tatsache erinnert, dass die alpine Regionalmetamorphose im Tessin unter anderen Bedingungen stattgefunden hat als im Wallis (BEARTH 1958, p. 370, WENK 1962). Die aus diesen Feststellungen sich ergebende Aufgabe bestand weniger in einer Kartierung und stofflichen Feingliederung der Zone, als vielmehr darin, jene Veränderungen der Gesteine zu studieren, die von alpin epimetamorphen, porphyrischen Augengneissen zu alpin mesometamorphen Tessinergneissen hinüberführen.

Ein weiteres Problem, das durch die Erforschung der Monte Rosa-Geologie aufgeworfen worden ist, betrifft die Struktur. Die Profile von Argand zeigen, daß die Monte Rosa-Decke nach Ansicht des Autors eine liegende Falte bildet, deren Bau insofern Symmetrie besitzt, als Kern und mesozoische Hülle je einen liegenden und einen hangenden Schenkel bilden.

M. BLUMENTHAL hat 1952 im hier diskutierten Arbeitsgebiet eine ähnliche Symmetrie entdeckt: seine Querprofile zeigen, dass die Monte Rosa-Zone zu einer WSW-ENE-streichenden Antiklinale deformiert ist[2]). Diese Struktur wäre mit der Theorie von Argand in geometrischer Hinsicht gut vereinbar. Die Ophiolithe, welche nach Blumenthals Profilen den Nordschenkel des Wurzelgewölbes flankieren, entsprechen dem liegenden Schenkel der mesozoischen Hülle im Bereiche der Decke (= Mulde von Antrona). Die Ophiolithe am Südschenkel des Wurzelgewölbes entsprechen ihrerseits dem hangenden Schenkel der liegenden Falte von Argand (z. T. Ophiolith-Zone von Zermatt-Saas Fee; vergleiche dazu Kartenskizze 1, Tabelle 1 und Profile, Tafel II). Die sich entsprechenden Ophiolithe stehen miteinander in direkter Verbindung.

Die Detailkartierungen von P. BEARTH (1953 und 1954) im Gebiete der Monte Rosa-Decke haben aber gezeigt, dass die Struktur dieser

---

[2]) TRAVERSO erwähnt schon 1895, p. 64, eine Antiklinalstruktur südlich Santa Maria Maggiore im sog. „Gneiss di Valle Melezzo".

Decke keine liegende Falte ist. Prä-alpine, nicht deformierte Granitkontakte im Bereiche der Monte Rosa-Deckenstirn beweisen, dass der Kern der Decke keine Umbiegung erfahren hat. Die Instruktiv-Kontakte laufen quer zu dem von Argand postulierten Faltenscheitel. Das Kristallin der Monte Rosa-Decke ist nach BEARTH viel eher ein Schuppenkomplex, dessen einzelne, alpin nicht metamorphe Teile durch interne alpin überprägte Dislokationszonen voneinander getrennt sind (Fig. 2). Ausserdem

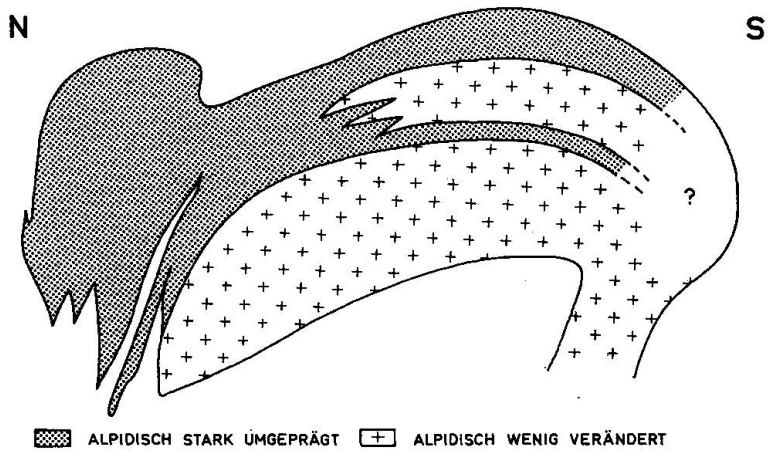


Fig. 2. Schematische Gliederung der Monte Rosa-Decke in alpidisch umgeprägte und alpidisch weniger beanspruchte Schuppen (nach P. BEARTH).

ist die mesozoische Hülle unvollständig: die Deckenstirn stösst streckenweise ohne mesozoische Zwischenlage an das Bernhard-Kristallin. Schliesslich hat der genannte Autor zeigen können, dass die Monte Rosa-Decke in petrographischer Hinsicht sehr viel mannigfaltiger ist als die „Wurzelzone". Nur ein geringer Teil der Gesteinstypen, die am Bau der Decke beteiligt sind, treten in der Wurzel auf. Die übrigen Gesteinskomplexe können nicht, wie in Argands Darstellung, mit sichtbaren Teilen der Monte Rosa-Wurzel verbunden werden.

Darum besteht heute ein Widerspruch zwischen dem geschlossenen Wurzelgewölbe von Blumenthal und den neuen Erkenntnissen der Monte Rosa-Geologie im Bereich der Decke. Das Wurzelgewölbe kann nicht mehr als die analoge Struktur einer liegenden Falte im Bereich der Decke betrachtet werden. Um einer besseren Deutung näher zu kommen, hat sich eine detaillierte strukturelle Untersuchung des Gewölbes der Monte Rosa-Zone aufgedrängt.

22. SESIA-ZONE

Die Begrenzung der Sesia-Zone, wie sie von Stella auf dem Foglio 15 „Domodossola" 1 : 100 000 dargestellt wird, ist revisionsbedürftig geworden. Es hat sich nämlich herausgestellt, dass der grösste Teil des vom Sesia-Kristallin abgetrennten Canavese aus verschieferten Sesia-Gesteinen aufgebaut ist. Die Schwierigkeit der Abgrenzung ist vor allem darin begründet, dass der südliche Teil der Sesia-Zone zusammen mit dem Canavese stellenweise so intensiv laminiert ist, dass beide Einheiten zu einer kaum mehr trennbaren Phyllonit-Serie verschweisst sind. Diese Tatsache erklärt, warum Novarese die „Scisti di Rimella e Fobello" zum Canavese zählte und, wie übrigens auch Stella, die Grenze Sesia-Zone-Canavese dort legte, wo Sesia-Gesteine gegen Süden in schiefrige (lies verschieferte) Typen übergehen. Franchi macht schon 1905 (p. 294) auf diese Kartierungsschwierigkeit aufmerksam und erwähnt erstmals die Möglichkeit, dass Teile der „Scisti di Rimella e di Fobello" aus phyllonitisiertem Sesia-Kristallin bestehen. Auch Traverso (1895, p. 75) bestreitet die Ansicht Taramellis (1885), wonach die Chlorit-Serizit-Schiefer von Finero und der oberen Valle Loana spätpaläozoische bis triadische Sedimente seien! (Es handelt sich tatsächlich um ursprünglich hochmetamorphes, phyllonitisiertes Kristallin der Sesia-Zone.) In jüngerer Zeit gelangen auch Baggio (mündl. Mitt.) und Bertolani (1964) zum Schluss, dass der grösste Teil der bis dahin als Phyllite des Canavese betrachteten Gesteine in Wirklichkeit stark tektonisierte Sesia-Gneisse darstellen.

Die ursprünglichen Beziehungen zwischen Sesia-Zone und Canavese sind also im untersuchten Gebiet gestört. Die Kontakte sind tektonischer Art und durch die starken Schieferungs- und Störungseffekte (Insubrische Linie!) stark verschleiert. Aufgearbeitetes Sesia-Kristallin ist im Canavese nicht gefunden worden. Unser Arbeitsgebiet hat sich somit als ungeeignet erwiesen, um darin die Beziehungen zwischen Canavese und Sesia-Zone zu studieren.

Die petrographische Gliederung der Sesia-Zone versprach von Anfang an Unerwartetes: aus den knappen Kartierungsrapporten von Mattirolo, Franchi, Stella und Novarese im „Bollettino R. Com. Geol. d'Italia" geht deutlich genug hervor, wie komplex das Sesia-Kristallin ist. Der Massstab der damaligen Kartierung wird diesen Verhältnissen in keiner Weise gerecht. Die genannten Geologen haben ursprünglich die Zone in drei Einheiten unterteilt, die sich im Streichen von Westen nach Osten ablösen. Es sind dies:

1. Micascisti eclogitici	(Mit Eklogiten vergesellschaftete Muscovitglimmerschiefer)
2. Gneiss Sesia	(Granitgneisse und Bändergneisse)
3. Seconda Zona Dioritico-kinzigitica	(Gabbros, Diorite, Biotit-Granat-Sillimanitgneisse ± Graphit).

Die Beobachtungen, die zu dieser Einteilung geführt haben, stammen von GERLACH (1869), PARONA (1886), ARTINI und MELZI (1900). Die Abschnitte 1 und 2 sind gegeneinander nicht klar abgrenzbar und bilden zusammen eine grosse SW-NE-gerichtete Linse, die sich von Lanzo bis zu den Sesia-Tälern erstreckt. Darum hat NOVARESE (1902) den Begriff „Ellissoide Sesia-Val di Lanzo" geprägt, welcher 1 und 2 umfasst. ARGAND (1911) hat alle drei von Westen nach Osten sich folgenden Einheiten inklusive Canavese mit der Bezeichnung „Sesia-Zone" zusammengefasst und das Ganze als Wurzelzone der Dent Blanche-Decke angesehen. Schon GERLACH (p. 99) zählt zu seiner „Sesia-Gneissmasse" alle bis ins Valle Vigezzo streichenden Gesteine dieser Zone, beschreibt daraus aber nur Granitgneisse und Bändergneisse. NOVARESE versucht (1929, p. 150) mit dieser verworrenen Terminologie aufzuräumen, indem er präzisiert, dass

Sesia-Gneisse	(s. oben unter 2) eine von Artini und Melzi beschriebene petrographische Einheit darstellen,
Sesia-Zone (Argand)	eine tektonische Einheit ist, die unrichtigerweise auch das Canavese einschliesst, und dass endlich
Ellissoide Sesia-Lanzo	ein Gesteinkomplex ist, der sich von Lanzo bis zum Sesia-Tal ausdehnt. Der letzte Begriff ist darum sinnvoll, weil die „Micascisti elogitici" fliessende Übergänge zu den Sesia-Gneissen besitzen.

In derselben Arbeit führt NOVARESE den Begriff „Zona Valsesia" ein, der ähnlich wie Argands „Sesia-Zone" eine tektonische Bezeichnung ist, mit dem Unterschied jedoch, dass NOVARESE das Canavese als tektonisch selbständige Einheit ausklammert. Dieser Ansicht haben sich in der Zwischenzeit auch die Geologen nördlich der Alpen angeschlossen, ohne jedoch den Terminus „Sesia-Zone" fallen zu lassen. Somit ist heute

Zona Valsesia (NOVARESE 1929)	=	Sesia-Zone (der neueren schweiz. Literatur)

Dass aber beide Einheiten (Sesia-Zone und Canavese) streckenweise zu einer tektonischen Einheit verschweisst sind (wie z. B. in unserem Arbeitsgebiet), wurde weiter oben schon gesagt.

Heute zeigt sich, dass das Unterteilungsschema der Sesia-Zone einer Revision bedarf. Nach den italienischen Karten 1:100000 zu schliessen, gehört der Abschnitt östlich des Toce, mit dem sich unsere Arbeit befasst, zur „Seconda Zona Dioritico-kinzigitica". In Wirklichkeit sind die Gesteine, die dazugehören, einerseits mit den „Gneiss Sesia" von Artini und Melzi identisch und andererseits mit den Dioriten der „Seconda Zona Dioritico-kinzigitica". Die Kinzigite fehlen hingegen vollständig, es sei denn, dass die Tonerdesilikat-Gesteine unserer nördlichen Para-Serie (s. S. 621) alpin-metamorphe Kinzigite darstellen. Es ist darum ratsam, den Abschluss einer umfassenden petrographischen Bearbeitung des ganzen Komplexes abzuwarten, bevor man erneut an eine Zonengliederung im obigen Sinne denkt.

Eine der wichtigsten Aufgaben in der Sesia-Zone besteht heute darin, den Anteil der alpidischen Metamorphose abzuschätzen. Wir wissen, dass am SE-Ende der Zone die mit Eklogiten vergesellschafteten Glimmerschiefer keine regionale alpine Metamorphose erfahren haben (A. Bianchi und Gb. Dal Piaz, 1963). Die Muscovitschiefer und Eklogite treten nämlich als Einschlüsse in den nicht metamorphen permischen Porphyriten des Canavese auf, und die Metamorphose der Einschlüsse ist identisch mit jener im Kristallin der Sesia-Zone. Die alpinen Bewegungen scheinen in jenem Gebiet auf SW-NE streichenden Störungslinien (= Ausläufer der Insubrischen Linie) lokalisiert zu sein (P. Baggio, 1963a). Im selben Abschnitt ist aber, nach einer mündlichen Mitteilung von G. V. Dal Piaz, der nördliche Rand des Sesia-Kristallins in der alpinen Biotit-Zone rekristallisiert. Im Gebiete des Ossolatals ist dieses Problems bis heute noch nicht angepackt worden. Wir wussten, dass die Gneisse nördlich der Sesia-Zone (Monte Rosa-Zone) alpin metamorph sind, und dass die Sedimente des Canavese (südlich der Zone) trotz intensiver alpiner Durchbewegung eine geringe Umkristallisation aufweisen. Ein genaues Studium der Strukturen und der Kristallisationsverhältnisse musste abklären, wie gross der Beitrag der alpidischen Orogenese in der dazwischenliegenden Sesia-Zone ist.

23. CANAVESE

Die innerhalb unseres Gebietes am Südrande der Sesia-Zone aufgeschlossenen Porphyre und Sedimente gehören zum Abschnitt Fobello-

Rimella-Losone des Canavese s. l. Als erster hat TARAMELLI (1885) die im Valle Loana aufgeschlossenen Sedimente mit den mesozoischen Gesteinen von Montalto (= Canavese s. str.) in Zusammenhang gebracht. PORRO (1896) beschreibt dieselben Gesteine aus der Umgebung von Finero, und die Kartierung von FRANCHI, NOVARESE und STELLA zu Beginn unseres Jahrhunderts vermittelt ein genaues Bild über den Verlauf der permo-mesozoischen „Mulde", die zwischen Seengebirge und Sesia-Zone verläuft. Die vollständigste Beschreibung davon gibt NOVARESE (1929). Der westlichste Abschnitt, zwischen Levone und Montalto (= Canavese s. str.) zeigt die ursprünglichsten Verbandsverhältnisse und enthält stratigraphische Serien, die vom Perm bis zur Kreide reichen (P. BAGGIO, 1963a). Dieser Abschnitt hat später seinen Namen für die tektonische Bezeichnung des ganzen, mehrmals unterbrochenen Sediment-Zuges hergeben müssen, so dass wir heute zwischen Canavese s. str. (stratigraphische Serie zwischen Levone und Montalto) und Canavese s. l. (tektonische Einheit zwischen Sesia-Zone und Seengebirge) unterscheiden müssen.

Über die Beziehung Canavese-Sesia-Zone wurde weiter oben schon berichtet. Da im untersuchten Abschnitt Schuppen-Tektonik, starke Lamination und Störungen die primären Verbandsverhältnisse verschleiern, wird in der vorliegenden Arbeit nur ein Inventar der Canavese-Gesteine gegeben, ohne auf stratigraphische Probleme näher einzugehen. Der geologische Verband wird kurz erörtert.

3. Die Monte Rosa-Zone

31. STRUKTUR DER MONTE ROSA-ZONE

311. Das Gewölbe-Querprofil zwischen Valle d'Ossola und Valle Antoliva

Die Profile 1 bis 7 (Tafel II) illustrieren die hier beschriebenen Verhältnisse. Das Axialgefälle in diesem Abschnitt unseres Arbeitsgebietes besitzt ENE Richtung und beträgt im Mittel 9°; dies geht auch aus der Fig. 3a hervor, welche eine Sammelprojektion von s-Flächen, Faltenachsen, Stengelungsrichtungen und Mineral-Elongationen darstellt: die Linearen bilden im SW des Diagramms ein scharfes Maximum, fallen also nach NE ein. Die s-Flächenpole des „Wurzelgewölbes" bilden in der Projektion einen geschlossenen π-Kreis ab. Achsenmaximum und π-Kreis

stehen senkrecht aufeinander; die Richtung der Linearen stimmt also überein mit dem Axialgefälle der Megastruktur. Die Profile zeigen nacheinander die Querschnitte der Monte Rosa-Zone von der Valle d'Ossola bis zur Antoliva. Wie schon aus diesen Profilen ersichtlich ist, tauchen die Megastrukturen entsprechend dem allgemeinen Axialgefälle ostwärts ab. Ausserdem geht aus diesen Darstellungen hervor, dass das Gewölbe aus vier scharf voneinander getrennten Schalen besteht.

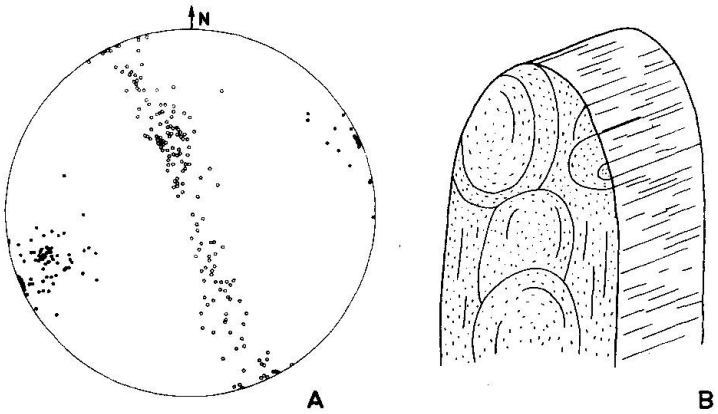


Fig. 3A. Flächentreue Sammelprojektion von B-Achsen (Punkte) und s-Flächenpole (Kreise) im Abschnitt Valle d'Ossola–Valle Antoliva der Monte Rosa-Zone. (Projektion der oberen Halbkugel.) Die Abbildung zeigt, dass die Antiklinale der Monte Rosa-Zone in ENE Richtung abtaucht.

Fig. 3B. „Mullion structure" in den Monte Rosa-Gneissen bei Beura. Auf der Kluftfläche sind Querschnitte von Walzen-ähnlichen Gebilden sichtbar. Das Gestein ist extrem stengelig (Stengelungsrichtung = B ist parallel zu den gewölbten Seitenflächen).

Die innersten, in den Steinbrüchen von Beura gut aufgeschlossenen Teile bestehen aus z. T. turmalinführenden, feinkörnigen Zweiglimmergneissen und porphyrischen bis grobflasrigen Augengneissen. Beide Typen besitzen in jenen medianen Partien der Zone die Struktur von B-Tektoniten, d. h. es handelt sich meist um stengelige Gneisse. In grösseren, mehr oder weniger homogenen Bereichen erscheinen die Gneisse nach der Richtung WSW-ENE stark gestreckt und um diese Achse gerollt. Das Gestein besitzt keine definierte s-Fläche; das einzige Struktur-Element ist die B-Achse: beim Zerschlagen zerfällt das Gestein in Stengel, und aus grösseren Verbänden wittern langgestreckte Walzen heraus. In solchen zeigt der Glimmer eine Regelung tautozonal b; die Projektion seiner Flächenpole bilden Gürtel in ac des Gefüges. Durch die Walzen werden oft Falten vorgetäuscht, besonders wenn nur Teile davon sichtbar sind. Doch viele Aufschlüsse (s. Fig. 3b) zeigen, dass es sich vielmehr um eine

Art gewölbter Klüftung handelt, welche tautozonal zur B-Achse verläuft (die Zylinderflächen liegen parallel b). Ähnliche Strukturen werden in der angelsächsischen Literatur als „Mullions" beschrieben. Der stengelige Gneisskern wird von plattigen Augengneissen eingehüllt, an deren Basis Muscovitschieferlagen auftreten.

Die nächst äussere Schale des Gewölbes bildet ein Paragesteins-Zug, der den ostwärts abtauchenden Gewölbekern umhüllt und im Grundriss (s. Karte) eine nach Westen offene U-Form darstellt. Er besteht aus plattigen, dunklen Biotitgneissen ± Staurolith und Granat. Die Auflagerungsfläche ist glatt und oft mit Muscovitschieferlagen gepolstert. Im Bereich des Gewölbescheitels sind zwischen dem Paragneiss-Zug und den liegenden Augengneissen Diskordanzen von bis zu 30° festgestellt worden. Die Mächtigkeit der dunklen Biotitgneisse ist in der Scheitelpartie wesentlich grösser als in den Schenkeln der Anti-Form. Verfaltungen kommen häufig vor. Stets bleibt die Verfaltung auf das Innere des Paragesteinszuges beschränkt — nirgends wurde eine Faltung der Kontaktflächen zum Nebengestein beobachtet, abgesehen natürlich von der Gewölbe-Umbiegung selbst.

Die dritte Schale besteht wiederum aus hellen Gesteinen. Dieser Mantel von Augengneissen zeigt im Profil eine deutliche Asymmetrie: der Südschenkel ist sehr viel mächtiger als der Nordschenkel. Die Auflagerungsfläche ist wiederum glatt und sehr häufig von Muscovitschiefern begleitet. In der Scheitelpartie liegen chaotische Verfaltungen vor. Da fremdartige Gesteinszwischenlagen fehlen, ist es unmöglich, den Stil der Faltung zu analysieren. Mit den folgenden Figuren sind einige charakteristische Deformationsbilder aus dieser Schale dargestellt. Im Nordschenkel (z. B. Steinbruch bei der Ovesca-Mündung, Villa d'Ossola) sind Streckungen und teilweise Boudinierungen der Gneisslagen in vertikaler Richtung häufig. Die Streckungsrichtung liegt bezogen auf das Gefüge parallel a, d. h. in der s-Fläche aber senkrecht zur B-Achse. Fig. 4a zeigt eine starke Boudinierung. Derartige Streckungen können sehr wohl die geringe Mächtigkeit des Nordschenkels als Folge tektonischer Prozesse erklären.

Die Fig. 4b, c und d zeigen Bilder, wie sie in der Scheitelpartie des äusseren Gneissmantels häufig sind: im nördlichen Teil sind vorwiegend südvergente Falten vorhanden (Fig. 4b), in der medianen Partie des Scheitels kommen sowohl nord- wie südvergente Falten vor (Fig. 4c), und weiter südlich folgen Gneisspakete mit vorwiegend nordvergenten Falten (Fig. 4d). Die gesamte Mächtigkeit wird durch diese komplexe Verfaltung stark vergrössert. Es ist sehr wahrscheinlich, dass Gneissmaterial aus dem jetzt ausgedünnten Nordschenkel in die Scheitelpartie

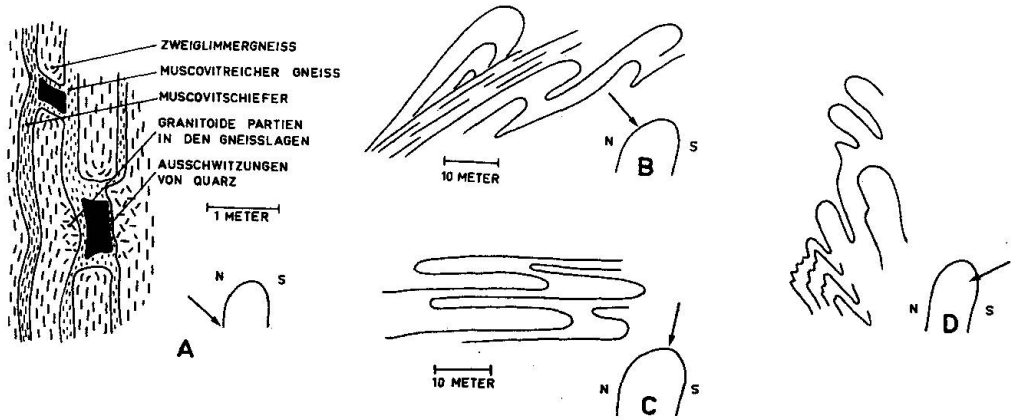


Fig. 4A. Boudinage im basalen Teil des Nordschenkels des Gewölbes in der Monte Rosa-Zone (beachte Profilskizze und Pfeil). Die Streckungsrichtung verläuft parallel zur s-Fläche, aber quer zur Gewölbeachse.

Fig. 4B. In den nördlichen Teilen des Gewölbescheitels kommen vorwiegend südvergente Falten vor. Ort: Alpe Sassoledo.

Fig. 4C. Die mediane Scheitelpartie zeigt sowohl nord- als auch südvergente Falten. Ort: Costa Ragozzale.

Fig. 4D. In südlichen Partien des Gewölbescheitels dominieren nordvergente Falten. Ort: Pizzo Togano, Westwand.

hinaufgequetscht worden ist. Der Südschenkel dürfte am ehesten die ursprünglichen Mächtigkeitsverhältnisse aufweisen. Dort sind wenig Verfaltungen beobachtet worden, und ausserdem sind im Südschenkel jenes Gneissmantels die Augengneisse und Granitgneisse sowie die porphyrischen Granitoide mit ihren ursprünglichen Texturen am besten erhalten. All dies spricht also für eine geringe tektonische Überprägung des Südschenkels.

Als äusserste Schale der Anti-Form folgen dunkle Granat-Biotitgneisse. Diese sind im Bereich des Gewölbescheitels wegerodiert und hängen nicht mehr über das Gewölbe hinweg zusammen. Auch in den tieferen Schenkelpartien keilen sie aus, was jedoch eine Folge mechanischer Vorgänge sein kann (Profil 2 und 4). Die Auflagerungsfläche ist auch hier glatt und nicht verfaltet, obwohl im Paragneisskomplex selbst intensive Verfaltungen, ähnlich wie in den inneren Paragesteinen, auftreten.

Das Mesozoikum besitzt nur mechanische Kontakte zum Monte Rosa-Kristallin. Es ist auf der Südseite der Zone etwas spärlicher als auf der Nordseite und keilt öfters aus. So ist es zum Beispiel an der Talsohle der Valle d'Ossola nicht aufgeschlossen. Der nördliche Muldenzug ist wesentlich mächtiger und lässt sich ohne Unterbruch durch das ganze Gebiet

verfolgen. Beide Muldenzüge weisen intern Verschuppungen auf, und es gibt keinen primären Kontakt zwischen verschiedenartigen mesozoischen Gesteinen.

Die Monte Rosa-Zone bildet also zusammen mit den benachbarten mesozoischen Zügen einen steil aufgewölbten Schuppenkomplex. Die Entstehung des Gewölbes und die Ausbildung der Kleinfaltenachsen, Stengelstrukturen, Mineral-Elongationen und mechanischen s-Flächen (Muscovitschiefer) gehören zeitlich zur Haupt-Deformationsphase der alpinen Orogenese. Die Deformation ist überall von einer Um- resp. Rekristallisation begleitet und überholt worden. Ob die Verschuppung der Monte Rosa-Gneisse eine prä-alpine Anlage oder die Folge frühalpiner Überschiebungen ist, kann nicht abgeklärt werden, da die trennenden, alpin-tektonischen Bahnen, welche die Monte Rosa-Gneisse durchziehen, nirgends auch in das Mesozoikum einmünden. Gegen das Zustandekommen des Schalenbaus als Folge der alpinen Überschiebungen spricht der Umstand, dass nirgends auf den internen Schieferungsflächen mesozoische Gesteine gefunden worden sind. Sollte es sich trotzdem um wichtige alpine Dislokationsflächen handeln, so müssen die Überschiebungen der Aufwölbung vorausgegangen sein.

312. Die Antoliva-Querstörung

Mitten durch das breite, nordwärts entwässerte glaziale Kar, welches zwischen Pizzo Togano und Pizzo Ragno liegt, zieht eine NS-Querstörung. Zwischen dieser und dem Valle d'Ossola ist ein homogenes östlich gerichtetes Axialgefälle von 9° ermittelt worden. Östlich von dieser Störung ändern sich diese Verhältnisse unvermittelt: das Axialgefälle ist dort westwärts gerichtet (s. Fig. 5 und Strukturkarte; auf der Strukturkarte ist mit grossen Pfeilen das in einzelnen Regionen charakteristische Axialgefälle unter Berücksichtigung der extremen Werte angegeben). Zur Berechnung der Sprunghöhe entlang der Störungslinie dient der innere Paragesteinszug: im Westen taucht sein Gewölbescheitel unterhalb Fornale di Rina (südlich A. Nava) auf einer Höhe von 1600 m ü. M. ab (s. Profil 4 und Fig. 5). Unter der Annahme eines Axialgefälles von 9° lässt sich ein weiteres Abtauchen der Scheitellinie um 680 Meter auf der Strecke bis an die Antoliva-Störung berechnen. In der Nähe der Störung beträgt demnach die Höhe des Gewölbescheitels der Paragesteine noch 920 m ü. M. Dicht östlich der Störung sind wieder die innersten Teile des Gewölbes mit ihren feinkörnigen, turmalinführenden Zwei-

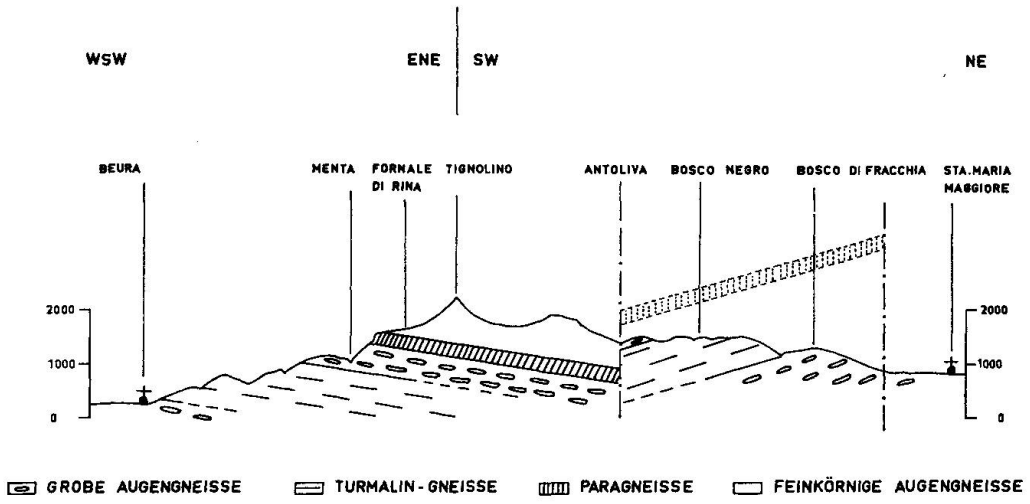


Fig. 5. Längsprofil durch die Monte Rosa-Zone. Das Profiltrassee verläuft genau im Scheitelbereich des Gewölbes; daher zeigt der Schnitt einen ± waagrechten Schichtverlauf. Im Abschnitt Antoliva–Sta. Maria ist der Paragesteinszug in die Profilebene projiziert (vgl. Profil 8). Horizontaler und vertikaler Massstab sind gleich.

glimmergneissen aufgeschlossen. Der Scheitel des inneren Paragesteinszuges selbst ist dort bereits wegerodiert, doch lässt sich seine Höhe auf ca. 2000 m ü. M. berechnen (s. dazu Profil 8 Tafel 2). Die Sprunghöhe beträgt demnach ca. 1000 Meter!

Die tangentiale Verstellungskomponente ist wesentlich kleiner: um 300—400 Meter erscheint der östliche Flügel nach Norden verschoben. Am Aussenrande der Ophiolithe ist keine Verstellung sichtbar, da die Mächtigkeit des Mesozoikums sich im ausgleichenden Sinn ändert (s. Fig. 6).

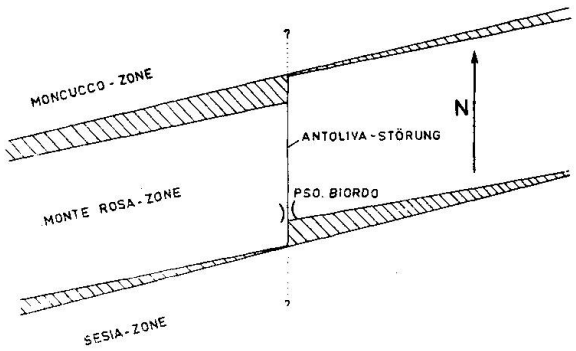


Fig. 6. Kartenskizze der Monte Rosa-Zone im Gebiet der Antoliva-Querstörung. Schraffiert = Mesozoikum.

313. Der Abschnitt Valle Antoliva-Malesco

Die Profile 8, 9 und 10 illustrieren diesen Teil der Zone. Auch ein Blick auf die Strukturkarte genügt, um festzustellen, dass sich die Störungen hier häufen und das Gewölbe in mehrere Blöcke zerlegen. Jeder Block hat sein eigenes Axialgefälle, was nichts anderes heisst, als dass die einzelnen, durch Störungen voneinander getrennten Teile der Monte Rosa-Zone sich spätalpin unabhängig voneinander bewegt haben. Die Bewegungen haben sich in einer WSW-ENE-streichenden und steilstehenden Ebene abgespielt. Nur das Axialgefälle ändert von einem Block zum andern, nicht aber das Azimut.

Zu den Querstörungen gesellen sich Längsstörungen, welche geradlinige Ausläufer der Centovalli-Störung darstellen. Infolge der Zerlegung (längs und quer) in einzelne Schollen wird die Gewölbe-Struktur im östlichsten Abschnitt unseres Gebietes zerstört. Die Profile 9 und 10 zeigen, dass die Zone in Schuppen zerlegt ist. Auffallend ist auch die Zunahme der Mächtigkeit der Monte Rosa-Zone. Möglicherweise ist diese Erscheinung primär bedingt. Andererseits ist auch eine durch Verschuppung entstandene oder durch anatektische Vorgänge bedingte Verdoppelung der Mächtigkeit nicht ausgeschlossen. Die starke Bewaldung jenes Abschnittes erschwert die Abklärung dieser Fragen.

In den letzten Profilen 8, 9 und 10 wird die Pegmatit-Intrusion angedeutet. Die spätalpinen Pegmatite werden ostwärts immer häufiger. Sie verlaufen vorwiegend parallel oder subparallel zu den s-Flächen.

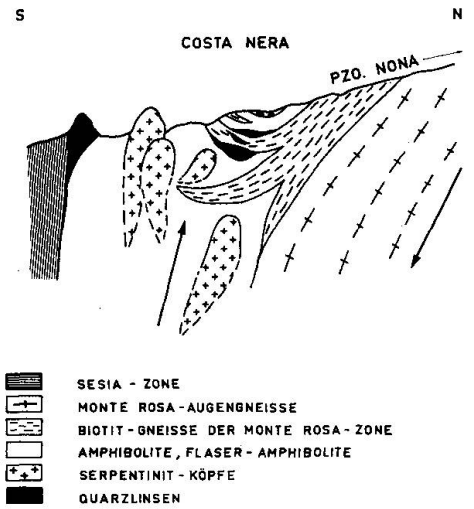


Fig. 7. Querprofil durch die Schuppenzone beim Lago Geccio. Die Pfeile geben die Richtung der Relativbewegung an.

314. Die Schuppenzone von Geccio

In den Südhängen des Pizzo Ragno (Lago del Geccio) ist das Mesozoikum (meist Ophiolithe) mit den Gneissen der Monte Rosa-Zone stark verschuppt. Flasrige Amphibolite und gewöhnliche, feinkörnige Amphibolite bilden die Hauptmasse des Mesozoikums, in welchem sporadisch „Serpentinitköpfe" und Lamellen von Biotitgneissen stecken. Die Fig. 7 ist ein Versuch zur Deutung dieser sehr komplexen Zone. Mit Pfeilen ist die vermutete Relativbewegung von Mesozoikum und Monte Rosa-Gneissen angedeutet.

In morphologischer Hinsicht ist der oberste Talkessel von Geccio sehr interessant: die vielen Serpentinitköpfe ragen als Erosionsrelikte aus der Amphibolitmasse heraus. Ihre Stromlinienformen und die deutliche Gletscherriefung — beides mehr oder weniger EW laufend — verraten die glaziale Überprägung der Geländeformen.

32. DAS KRISTALLIN DER MONTE ROSA-ZONE

321. Augengneisse

Die Hauptgemengteile sind Quarz, Plagioklas, Kalifeldspat, Biotit und Muscovit. Als Übergemengteile treten in allen Typen Chlorit, Serizit, Apatit und schwarzes Erz (z. T. Ilmenit) auf. Sporadisch werden Titanit, Epidot und Turmalin in sehr geringen Mengen beobachtet.

3211. Der Granitgneiss von Pallanzeno

Nördlich Pallanzeno ist in einem Steinbruch (Koord.: 6634/1003) ein massiges, porphyrartiges Gestein aufgeschlossen, das unter den Augengneissen der Monte Rosa-Zone dem alpin nicht metamorphen Ausgangsmaterial wohl am nächsten steht. Die bis 5 cm grossen, reliktischen Mikroklin-Porphyroblasten sind nach der Kornform geregelt (Regelung nach B-Achse), doch sonst erscheint das Gestein massig. Der grobblättrige, in Putzen angeordnete Biotit ist schlecht geregelt. Eine Paralleltextur in der „Grundmasse", d. h. zwischen den grossen Kalifeldspatkristallen, ist darum kaum sichtbar.

Der perthitische Mikroklin ist schwach kataklastisch, und auf den Rissen, die ihn durchsetzen, haben sich Karbonat und Serizit frisch angesiedelt. Die Mikroklingitterung ist längs Rissen stärker ausgeprägt als in ungestörten Kornbereichen. Die randliche Korrosion des Mikroklins

durch Oligoklas-Myrmekit ist spärlich und die Myrmekit-Warzen sind nie grösser als 0,1 mm. Der neugebildete Plagioklas ist fein-granoblastisch und besitzt einen An-Gehalt von 10—12%. Einzelne strukturelle Relikte der primären, grobkörnigen Plagioklasgeneration sind im Zerfliessen begriffen. Ihre Regeneration ist mit einer Ausscheidung von Serizit verknüpft. Jene primären, idiomorphen Plagioklase, welche in Mikroklin-Relikten eingeschlossen sind, entgehen zwar der Deformation, da sie durch den Kalifeldspat gepanzert sind. Trotzdem werden sie, wenigstens zum Teil, umgewandelt. Figur 8a zeigt einen derartigen Plagioklas-Einschluss, der fleckenweise serizitisiert ist und der am Rand gegen den Mikroklin hin Quarz- und Plagioklassäume ausbildet. Die nicht mit Serizit gefüllten Teile des Plagioklases sind sauber und besitzen einen An-Gehalt von 20% — sie sind also deutlich basischer als der neugebildete Plagioklas. Es dürfte sich hier um intakt gebliebenen Plagioklas der primären Generation handeln. Der frische Plagioklas-Saum ist optisch gleich orientiert wie das grosse Plagioklaskorn. Der Quarz-Saum bildet seinerseits ein zusammenhängendes Ganzes, denn er löscht rundherum gleich aus. Ähnlich wie das Plagioklas-Zwischenkorn frisst sich Quarz in die umgebende Mikroklinmasse hinein und verdrängt diese. In unserem Beispiel sind demnach folgende Veränderungen des Mineralbestandes sichtbar:

Mikroklin Plagioklas (20% An)	⟶	Quarz Plagioklas (10—12% An) Serizit Calcit (auf Rissen ausserhalb des dargestellten Bereiches)

Der Biotit ist grobblättrig und besitzt noch die Kornumrisse der primären Generation. Nahezu jedes Korn zeigt Deformationsspuren wie Verbiegungen, Brüche oder Knitterung. Randlich sind die Blättchen oft ausgefranst und etwas chloritisiert. Auf Spaltflächen sind kleine Erz- und Titanitkörner ausgeschieden, selten auch solche von Epidot. Die Biotitkörner werden vom jüngeren Serizit umwachsen (Fig. 8b). Der dunkle Glimmer scheint hier ein teilweise entmischtes Relikt zu sein.

Im grobporphyrischen Gneiss liegen feinkörnige, biotitreiche Schollen. Sie sind linsenförmig und konkordant im Gneiss angeordnet. Ihre Grösse beträgt einige Dezimeter. Meist ist das Schollengestein homogen, doch treten darin auch helle, plagioklasreiche Schlieren und manchmal auch bis zu 1 cm grosse, idiomorphe Plagioklas-Porphyroblasten auf. Diese erweisen sich unter dem Mikroskop immer als granuliert: ein feinstes

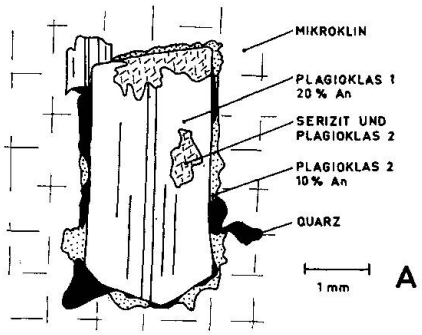


Fig. 8A. Augengneiss von Pallanzeno: primärer Plagioklas-Porphyroblast in Mikroklin eingeschlossen. Teile des Plagioklaskorns sind mit Serizit gespickt. An der Grenze zu Mikroklin werden auf dessen Kosten Plagioklas- und Quarz-Säume gebildet.

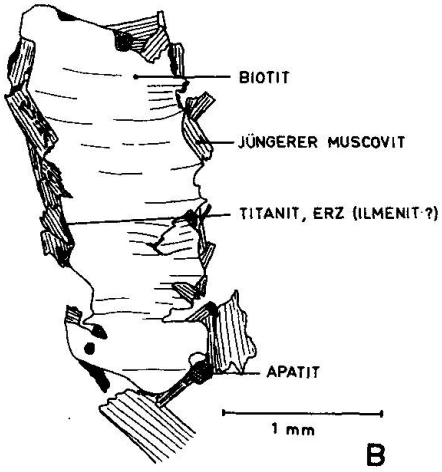


Fig. 8B. Der Biotit der grobporphyrischen Augengneisse von Pallanzeno ist undulös und teilweise verbogen. Titanit- und Erz-Ausscheidungen (Ilmenit?) an den Korngrenzen sind häufig. Der jüngere Muskovit lagert sich an den Biotit an.

Grobporphyrischer Granitgneiss von Pallanzeno. Probe Re V VI 1
Koord.: 6634/1003

Gew.-% der Oxyde		Niggli-Werte		Modus		Äquivalentnorm
SiO_2	65,2	si	265,6	Quarz	24	26,4
Al_2O_3	16,7			Plagioklas	35	34,0
Fe_2O_3	1,4	al	40,1	Mikroklin	18	3,8
FeO	3,6	fm	26,5	Biotit	17	15,5
MnO	0,07	c	10,9	Muscovit	5	17,7
MgO	1,6	alk	22,5	Apatit	x*)	0,5
CaO	2,5			Titanit	x	0,6
Na_2O	3,0	k	0,47	Zirkon	x	–,–
K_2O	4,1	mg	0,37	Erz	x	1,0
TiO_2	0,7	ti	2,1	Chlorit	x	–,–
H_2O^+	0,6	T	17,6	Calcit	x	0,5
	99,47	t	6,6		100	100,0

An-Gehalt von Plagioklas: Modal: Relikte 20% An
Neu: 10 bis 12% An
Norm: 21,0% An

*) x = < 1%.

Biotitscholle in obigem Granitgneiss. Probe Re V VI 3
Koord.: 6634/1003

Gew.-% der Oxyde		Niggli-Werte		Modus		Äquivalentnorm
SiO_2	65,7	si	265,5	Quarz	28	28,5
Al_2O_3	16,6			Plagioklas	45	44,0
Fe_2O_3	1,0	al	39,5	Biotit	26	18,2
FeO	4,2	fm	27,1	Apatit	x	0,5
MnO	0,08	c	14,7	Mukovit	x	4,8
MgO	1,6	alk	18,6	Erz	x	0,7
CaO	3,4			Chlorit	x	–,–
Na_2O	3,3	k	0,30		100	96,7
K_2O	2,2	mg	0,36			
TiO_2	1,0	ti	3,0	übrig (Kat.-%)		
H_2O^+	1,2	T	20,9	Al^{+++}		2,2
	100,28	t	6,2	H_2O^+		1,0
					100	99,9

An-Gehalt von Plagioklas: Modal: Oligoklas
Norm: 34% An

granoblastisches Gefüge von neuem Plagioklas und Serizit erfüllt den Raum des primär idiomorphen Plagioklases. Einzelne Schollen sind zoniert: die peripheren Teile enthalten mehr Plagioklas. Die Grenze zum Nebengestein ist stets scharf und durch eine grobblättrige Biotithaut markiert. Der Gneiss, der unmittelbar aussen auf die Biotithaut folgt, ist frei von Mikroklin-Porphyroblasten. Die kalifeldspatfreie Zone misst einige Zentimeter.

Beide Gesteine, porphyrischer Augengneiss und biotitreiche Scholle, wurden analisiert.

3212. Die Augengneisse von Beura und Villa d'Ossola

Diese Gesteine, in mehreren Steinbrüchen beiderseits des Toce aufgeschlossen, können als „Normal-Typen" der Monte Rosa-Augengneisse gelten. Sie führen weniger Biotit und besitzen im Mittel einen etwas saureren Plagioklas als die Pallanzeno-Gneisse.

Grössere Unterschiede betreffen die tektonische Fazies: die „Beura-Gneisse" sind intensiver durchbewegt als die Granitgneisse von Pallanzeno. Dies ist schon makroskopisch an der Anordnung und Form der Kalifeldspäte und an der Regelung des Biotits zu sehen. Die Mikroklinporphyroblasten sind nach der s-Fläche oder nach der Gefüge-Achse b (beide parallel zum Streichen der Monte Rosa-Zone) eingeregelt. Man unterscheidet demzufolge S- und B-Tektonite.

In S-Tektoniten ist eine Plättung der Kalifeldspäte, verbunden mit einer Einschlichtung der etwa quer oder schief zu s stehenden Porphyroblasten sichtbar. In Schnitten quer zur s-Fläche sind alle Stufen der Regelungsmechanik zu sehen (Fig. 9). Das Beispiel a in dieser Figur ist selten: ein querstehender Porphyroblast erscheint gewaltsam gestaucht, da seine sperrige Lage eine Einschlichtung erschwert. Häufiger sind Bilder wie b, c, d, aus denen sich eine schrittweise Boudinierung der Porphyroblasten ableiten lässt. Bezeichnend für die parallel zur s-Fläche ausgewalzten Augen sind die Biotitlagen, welche die weissen Linsen umschmiegen.

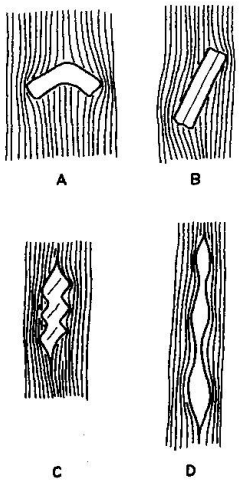


Fig. 9. Deformation und Einschlichtung der Kalifeldspat-Porphyroblasten in den Augengneissen von Beura und Villa d'Ossola.

A Stauchung eines querstehenden Porphyroblasten.
B Idiomorpher Phorphyroblast.
C Boudinierung des Mikroklinkorns.
D Ausgewalzter und teilweise umkristallisierter Porphyroklast; er ist polymikt und enthält Mikroklin, Plagioklas und Quarz.

In B-Tektoniten ist eine Streckung der Kalifeldspäte nach einer Richtung ausgeprägt. In Schnitten parallel zu dieser Achse (= Schnitte tautozonal b) ist das Gestein von S-Tektoniten kaum zu unterscheiden. Schnitte senkrecht zur Streckungsrichtung (= ac-Schnitte) zeigen hingegen eine absolut richtungslose, porphyrartige Textur. Derartige stengelige Augengneisse sind besonders in der medianen Partie der Monte Rosa-Zone verbreitet (z. B. Steinbrüche Koord. 6660/1022 in Beura und Koord. 6634/1009 südlich von Villa d'Ossola).

Der Plagioklas dieser Augengneisse bildet ein feinstes, granoblastisches Gefüge. Daneben sind immer auch myrmekitartige Bildungen vorhanden. In einigen Typen finden sich fortgeschrittene Stadien der Mikroklinverdrängung durch Plagioklas: so treten, speziell in stark durchbewegten Partien, Plagioklas-Porphyroblasten an die Stelle der Mikroklin-Porphyroklasten.

Quarz ist grobkörnig und in monomineralischen Nestern oder in S-Tektoniten lagenweise angeordnet. Er ist undulös und die Körner sind gegenseitig verzahnt.

Augengneiss mit stark umkristallisiertem Mikroklin. Probe Re V V 4
Koord.: 6634/1005

Gew.-% der Oxyde		Niggli-Werte		Modus		Äquivalentnorm
SiO_2	69,8	si	339,2	Quarz	35	23,8
Al_2O_3	14,7			Plagioklas	36	39,0
Fe_2O_3	0,8	al	42,1	Mikroklin	15	24,0
FeO	2,1	fm	16,0	Biotit	12	7,9
MnO	0,05	c	9,9	Muscovit	2	3,2
MgO	0,6	alk	32,0	Apatit	x	0,5
CaO	1,9			Titanit	x	0,2
Na_2O	3,5	k	0,48	Erz	x	0,6
K_2O	5,0	mg	0,27	Zirkon	x	–,–
TiO_2	0,4	ti	1,5		100	99,2
H_2O^+	0,7	T	10,1			
	99,55	t	0,2	übrig (Kat.-%)		
				H_2O^+		0,9
					100	100,1

An-Gehalt von Plagioklas: Modal: 12% An
Norm: 18,8% An

Augengneiss mit schwach umkristallisiertem Mikroklin. Probe Re B 6
Koord.: 6660/1022

Gew.-% der Oxyde		Niggli-Werte		Modus		Äquivalentnorm
SiO_2	72,5	si	381,7	Quarz	32	33,3
Al_2O_3	15,0			Plagioklas	29	33,5
Fe_2O_3	0,5	al	46,5	Mikroklin	23	11,5
FeO	1,8	fm	14,8	Biotit	10	7,4
MnO	0,04	c	9,6	Muscovit	6	13,6
MgO	0,6	alk	29,1	Apatit	x	0,5
CaO	1,7			Erz	x	0,4
Na_2O	3,0	k	0,47	Zirkon	x	–,–
K_2O	4,1	mg	0,32	Chlorit	x	–,–
TiO_2	0,4	ti	1,6		100	100,2
P_2O_5	0,19	T	17,5			
H_2O^+	0,8	t	7,8			
	100,63					

An-Gehalt von Plagioklas: Modal: 15 bis 20% An
Norm: 21%

Der Biotit ist stets einwandfrei rekristallisiert und zeigt nirgends die bei Pallanzeno beobachteten Entmischungserscheinungen. Ausserdem ist seine Körnigkeit hier bedeutend geringer und die Regelung nach der

s-Fläche (resp. nach b in B-Tektoniten = Gürtel in ac) ist sehr viel deutlicher ausgeprägt.

Für die chemische Analyse wurden zwei Proben gewählt, die sich makroskopisch nur durch den Grad der Durchbewegung unterscheiden. In der Probe B 6 sind die idiomorphen Umrisse der Mikroklin-Porphyroblasten häufiger und besser konserviert als in der Probe V V 4, wo die Augen viel intensiver ausgewalzt erscheinen. Die mikroskopische Untersuchung zeigt zudem, dass die Probe V V 4 besser umkristallisiert ist. Die Mikroklin-Porphyroklasten sind darin wesentlich stärker in Plagioklas umgewandelt als in der Probe B 6, wo nur schwache Myrmekit- und Zwischenkornbildungen auf Kosten von Mikroklin auftreten.

3213. Die alpidische Metamorphose der Augengneisse

Im untersuchten Abschnitt können in den Augengneissen Veränderungen des Mineralbestandes und der Textur beobachtet werden, welche sich zeitlich auf die letzte, grosse Durchbewegungs- und Umkristallisationsphase beziehen lassen.

Das „Zerfliessen" der Mikroklinrelikte

Wie schon erwähnt, werden auch idiomorphe Kalifeldspäte stets von Rissen durchzogen, welche in ihrer Gesamtheit ein grobmaschiges, oft von blossem Auge sichtbares Netz bilden. Dadurch zerfällt der Mikroklin in Bruchstücke mit polygonalen, nahezu isometrischen Kornformen. Oft bleibt die Orientierung der einzelnen Teilkörner unverändert. Meist ist aber mit der Granulierung ein Zerfliessen der Grosskörner verknüpft, d. h. die zerlegten Mikroklin-Porphyroblasten erscheinen parallel zur s-Fläche linsen- bis lagenförmig ausgewalzt. Dann aber sind die einzelnen, polygonalen Bruchstücke aus ihrer ursprünglichen Lage herausgedreht und neu angeordnet; sie bilden zusammen ein lückenloses Mosaikpflaster und täuschen auf diese Weise ein granoblastisches Gefüge vor. Auf den Kornfugen zwischen den Kataklasten ist auch bei starker Gleitung und Drehung der Körner kein Mörtel ausgebildet. Die Kornzerlegung war also von einer Kalifeldspat-Rekristallisation begleitet, welche die Spuren der intergranularen Gleitung fortlaufend verwischte. Die kräftige Kataklase führt, von der Rekristallisation begleitet, ohne Umweg über die Kleinkornbildung direkt vom grobkörnigen Porphyroblasten zum mittelkörnigen, granoblastischen Gefüge. Diese Veränderung ist makroskopisch am „Zerfliessen" der idiomorphen Kalifeldspäte zu erkennen (s. Fig. 9d).

Die Rekristallisation des Plagioklases

Der primäre Plagioklas der Augengneisse ist nirgends mehr erhalten. In den Pallanzeno-Gneissen sind davon noch strukturelle Relikte sichtbar: mitten im Plagioklas-Rekristallisationsfüge schwimmen einzelne grössere Körner, welche mit Serizit gefüllt sind. Die Serizit-Einschlüsse sind ungeregelt. Die peripheren Teile der Relikte sind abgeschert und ausgewalzt; sie bestehen aus feinstkörnigem Plagioklas und nach der s-Fläche geregeltem Serizit. Die Plagioklasmasse der Relikte ist unter Ausscheidung von Serizit (manchmal auch von Calcit und Epidot) rekristallisiert, doch sind die Umrisse der primär basischeren Plagioklasgeneration vereinzelt noch erhalten (z. B. Fig. 8a). Von diesen Ausnahmen abgesehen ist aber Plagioklas so stark rekristallisiert, dass von der alten Generation nichts mehr zu sehen ist. Der An-Gehalt der Neubildungen schwankt zwischen 0—5 und 15%. Oligoklas ist häufiger als Albit.

Von West nach Ost nimmt die Korngrösse des neugebildeten Plagioklases zu. Das Wachstum des neuen Gefüges vollzieht sich auf Kosten der primären Plagioklasmenge, zu einem geringen Teil auch auf Kosten des Mikroklins.

Myrmekitbildung

a) Anfangsstadien

Auf den Korngrenzen zwischen polygonalen Mikroklinkataklasten, wie sie weiter oben beschrieben worden sind, siedelt sich sehr oft feinstkörniger Albit oder Oligoklas als „Zwischenkorn" an. Die Eigenschaften dieser Neubildungen sind folgende:

Das Zwischenkorn weist dieselbe optische Orientierung auf wie einer der Mikroklin-Nachbarn. Die Verwachsungsfläche der beiden gleichorientierten Körner ist die ursprüngliche Mikroklin-Mikroklin-Grenze. Ich bezeichne im folgenden das gleichorientierte Mikroklinkorn als „Substratkorn". Das Wachstum des Zwischenkorns vollzieht sich auf Kosten des zweiten Mikroklin-Nachbarn, mit dem keine orientierte Verwachsung besteht. Das Zwischenkorn frisst sich warzen- oder pilzförmig in die Kalifeldspatmasse hinein; ich nenne den verdrängten, vom Zwischenkorn korrodierten Mikroklinnachbarn „Wirtkorn". Das Wirtkorn ist immer optisch anders orientiert als das Zwischenkorn, und somit auch anders als das Substratkorn. Zwischen gleichorientierten Mikroklinkörnern entsteht kein Plagioklas-Zwischenkorn. Fig. 10a zeigt einige Beispiele.

Die Zwischenkörner sehen im Prinzip alle gleich aus: mit ihrer flachen

Plagioklas-Neubildungen in den Augengneissen der Monte Rosa-Zone.

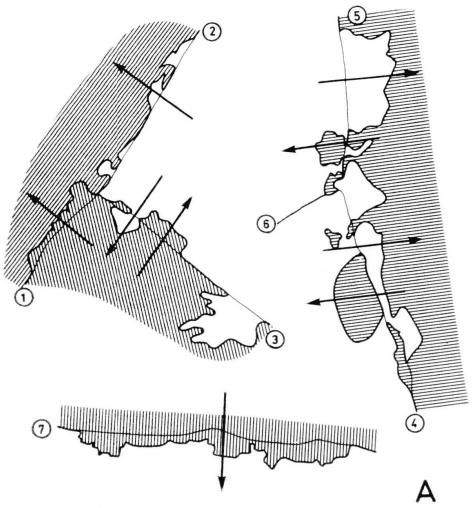


Fig. 10A. Plagioklas-Zwischenkornbildungen auf den Korngrenzen von Mikroklin. Die Hauptwachstumsrichtungen des Zwischenkorns an den verschiedenen Korngrenzen sind mit Pfeilen angedeutet.

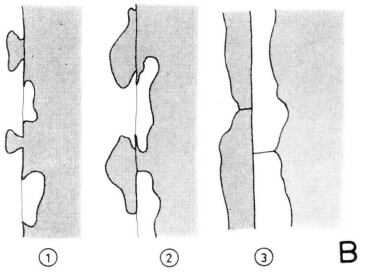


Fig. 10B. Schritte in der Entwicklung der wechselseitig orientierten Albitsäume zwischen zwei Mikroklinkörnern (weiss und grau). Die Anfangsstadien sind gekennzeichnet durch Zwischenkornbildungen mit diametral entgegengesetzten Hauptwachstumsrichtungen.

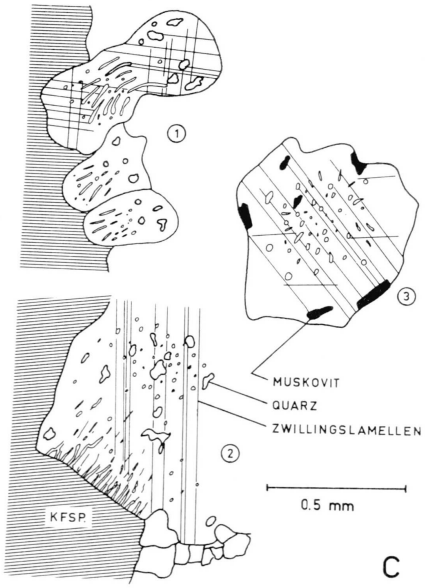


Fig. 10C. Die Entstehung hypidiomorpher Plagioklaskörner aus Myrmekit. 1 und 2 sind noch als Myrmekite erkennbar. Es bilden sich im Plagioklas Zwillingslamellen nach dem Albit- und Periklingesetz, und die Quarzeinschlüsse sammeln sich zu grösseren Körnern. In 3 erfolgt zudem Ausscheidung von Serizit. Der nächste Schritt entspricht einer „Selbstreinigung" durch das Ausscheiden der Einschlüsse.

Basis stossen sie an ihr gleichorientiertes Substratkorn (gleiche optische Orientierung — gleiche Schraffur in der Abbildung), mit der konvexen Seite voran fressen sie sich in das benachbarte Wirtkorn hinein. Mit

Pfeilen ist jeweils die Hauptwachstumsrichtung Substratkorn-Wirtkorn angedeutet. An den Korngrenzen 1, 2 und 7 gibt es nur eine Hauptwachstumsrichtung; mit andern Worten: von den beiden angrenzenden Kalifeldspatkörnern ist das eine Wirtkorn, das andere Substratkorn. An den Korngrenzen 3, 4 und 5 wachsen die Zwischenkornbildungen in beide Richtungen, d. h. die benachbarten Mikroklinkörner sind jedes für sich gleichzeitig Wirtkorn und Substratkorn. An diesen Grenzen kommt es bei fortgeschrittenem Wachstum der Zwischenkörner zur Ausbildung wechselseitig orientierter Albitsäume (s. STERN, 1964, FRASL, 1953): zwei an derselben Korngrenze nahe beieinander gelegene Zwischenkörner, welche diametral entgegengesetzte Hauptwachstumsrichtungen besitzen, trennen sich gegenseitig von ihrem Substratkorn los. Fig. 10b zeigt einige Schritte dieser Entwicklung.

Die Voraussetzung für die Entstehung des Zwischenkorns scheint eine besondere gegenseitige Orientierung der Mikroklin-Nachbarn zu sein. Die geeignetste gegenseitige Lage ist diejenige, welche es beiden Nachbarn erlaubt, sowohl als Substratkorn als auch als Wirtkorn aufzutreten. Das Zwischenkorn wächst in beide Richtungen (Korngrenzen 3, 4 und 5). Die nächstbeste Lage gestattet dem einen Korn die Rolle des Substratkorns, dem andern jene des Wirtkorns. Das Zwischenkorn wächst nur in einer Richtung (Korngrenzen 1, 2 und 7). Eine ungünstige gegenseitige Lage ist schliesslich jene, welche für beide Nachbarn die Rolle sowohl des Substratkorns als auch jene des Wirtkorns und damit der Zwischenkornbildung überhaupt ausschliesst (Korngrenze 6). Alle drei Varianten sind jeweils auf kleinstem Raum zu beobachten.

Als Wirtkorn eignet sich nur Mikroklin, jedoch können sowohl Mikroklin als auch Plagioklas die Rolle des Substratkorns übernehmen. Die Innenstruktur der Zwischenkörner ist, von wenigen Ausnahmen abgesehen, mikroskopisch nicht erfassbar. Sie erscheint aber stets inhomogen. Die Körner sind durch kleinste Einschlüsse verunreinigt; in einigen Fällen konnte Quarz nachgewiesen werden. Es handelt sich demnach um myrmekitähnliche Bildungen, worauf ja auch schon die warzen- und pilzförmigen Umrisse hinweisen. Daneben kommen Zwischenkornbildungen vor, welche eine parkettierte Auslöschung und zinnenförmige Umrisse aufweisen. Ich vermute, dass es sich dabei um Schachbrett-Albit handelt (s. Fig. 10a, Korngrenze 7). In der Tat sind Übergänge von diesen sehr kleinen Zwischenkornbildungen sowohl zu grossen Myrmekiten als auch zu Schachbrett-Albit vorhanden. Die Zwischenkornbildungen können als embryonale Stadien von Myrmekiten und verwandten Verdrängungserscheinungen aufgefasst werden.

b) Die Myrmekite

Diese sind in unserem Gebiete stets Neubildungen auf Kosten von Mikroklin. Es handelt sich also um Myrmekite im Sinne von BECKE (1908) und nicht um Korrosionserscheinungen von Plagioklas durch Kalifeldspat, wie sie weiter im Osten, d. h. im Centovalli, von KERN (1947) beschrieben worden sind. In den Augengneissen ist deutlich zu sehen, dass diese Gebilde aus den Zwischenkornbildungen hervorgehen.

Die schwammförmigen Gebilde wachsen vom Rand her allseitig ins Mikroklinkorn hinein und behalten ihre pilzförmigen Umrisse sowie die schlauchähnlichen Quarzeinschlüsse bei. In stark durchbewegten Gesteinen ist aber ein unruhiges, poikilitisches Gefüge als Resultat der Umwandlung häufig. Die ursprünglichen Umrisse sind verwischt und die Quarzstengel erscheinen zu runden Einschlüssen zusammengeschrumpft. Nur die Myrmekite innerhalb der noch vorhandenen Mikroklinrelikte sind gepanzert und darum mechanisch intakt geblieben; die übrigen sind vom Mikroklinwirt abgeschert und deformiert. Hier ist die Myrmekitbildung fortlaufend von Bewegungen begleitet worden.

Sehr oft entstehen aus heranwachsenden Myrmekiten durch Ausscheidung der Quarztropfen hypidiomorphe Plagioklaskörner. Diese Entwicklung ist von Deformationen und auch von Zwillingsbildungen im Myrmekitplagioklas nach dem Albitgesetz und/oder Periklingesetz begleitet (Fig. 10c). Gleichzeitig wird oft Serizit ausgeschieden.

Schachbrett-Albit anstelle von Myrmekit ist besonders in Na-reichen und Ca-armen Augengneissen verbreitet, in welchen der neugebildete Plagioklas den An-Gehalt von 5% nicht überschreiten kann. Dort bildet sich der parkettiert verzwillingte Natrium-Feldspat auf Perthitlamellen oder -adern und auch längs Rissen oder Grenzen zwischen Mikroklinkörnern.

Die Umwandlung ganzer Mikroklinkörner in Plagioklas

Die bisher beschriebenen Umwandlungen von Kalifeldspat in Plagioklas spielen sich im Kleinkornbereich ab und sind auf Fugen, Rissen und Perthitlamellen lokalisiert. Sie sind quantitativ von geringer Bedeutung und fallen bei der Abschätzung des Mineralbestandes nicht ins Gewicht. Dazu im Gegensatz steht eine Reaktionsart, welche grosse Mikroklinkörner gesamthaft erfasst und direkt in gleichgrosse Plagioklas-Porphyroblasten verwandelt. Man beobachtet dies besonders in stark durchbewegten und verfalteten Gneissen der äusseren Orthogneiss-Schale des

Gewölbes (s. Profile 4 und 7). Die Umwandlung erfolgt in zwei Schritten: der Mikroklin wird zuerst in Schachbrett-Albit und dieser in homogen löschenden Albit bis Oligoklas umgewandelt. Das Produkt besitzt spärliche Quarz- und Hellglimmer-Einschlüsse und enthält oft noch Relikte von Schachbrett-Albit und Mikroklin. Beide Feldspäte — Mikroklin und Plagioklas — sind optisch beinahe gleich orientiert. Selten sind im Plagioklas noch unregelmässig angeordnete Felder verschiedener Auslöschung zu sehen — sonst fallen die Porphyroblasten durch ihre äusserst homogene Auslöschung auf. Der An-Gehalt schwankt zwischen 0 und 12%. Die Fig. 11a und 11b illustrieren zwei Beispiele: beide Porphyroblasten ent-

Plagioklas-Porphyroblasten in Augengneissen der Monte Rosa-Zone.

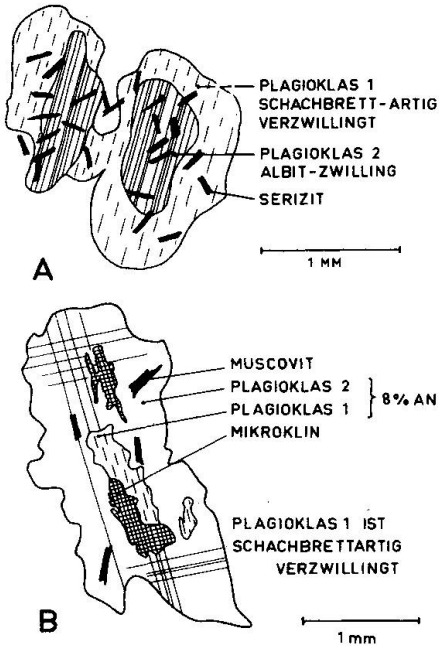


Fig. 11A. Plagioklas-Porphyroblast mit Schachbrett-artig verzwillingter Randzone und neugeordnetem Kern (Albitzwilling). Der frisch gebildete Muscovit enthält das bei der Umwandlung des Mikroklins freiwerdende Kalium.

Fig. 11B. Plagioklas-Porphyroblast mit Mikroklinrelikt und Schachbrett-Zwischenprodukt der Umwandlung Mikroklin–Plagioklas. Als Nebenprodukt tritt Muscovit, bzw. Serizit auf.

halten noch Relikte. Im ersten Fall bildet das Zwischenprodukt der Umwandlung — der Schachbrett-Albit — den Saum des Porphyroblasten; im zweiten Fall sind Mikroklin- und Schachbrett-Albit-Relikte im Zentrum des Porphyroblasten eingeschlossen. Beide Plagioklas-Neubildungen enthalten frische Serizit-Einschlüsse.

Die Ausscheidung des Feldspat-Pigments

Eine kräftige Bestäubung der Feldspäte ist in allen Augengneissen festzustellen. Besonders davon betroffen ist der Mikroklin; aber auch Plagioklas, sofern er aus der Umwandlung von Mikroklin hervorgeht,

zeigt dieselbe Erscheinung. In diesem wird jedoch durch eine Art Selbstreinigung das Pigment an die Peripherie geschafft und ausgeschieden. Da und dort ist an Stellen, wo eine starke Konzentration von Pigment auftritt, die Bildung von Serizit zu sehen. Ausserdem ist in Mikroklinkörnern und besonders auch in Plagioklas-Porphyroblasten (Fig. 11a und 11b), in welchen Serizit oder Muscovit ausgeschieden ist, das Pigment nicht mehr sichtbar. Ob diese Mikrolithen selbst auch kleinste Serizitschüppchen darstellen, kann mit optischen Methoden allein nicht entschieden werden.

Die Rekristallisation des Biotits

Im ganzen Abschnitt ist dieses Mineral alpin rekristallisiert. Die unvollkommenste Rekristallisation wird in den Pallanzeno-Gneissen beobachtet, wo Biotit Entmischungserscheinungen aufweist: auf den Schichtflächen des teilweise deformierten Biotits werden Epidot, Titanit und schwarzes Erz (Ilmenit?) ausgeschieden. In allen andern Monte Rosa-Gneissen liegt jedoch das Mineral in frischem Zustande vor und Epidot sowie Titanit fehlen. Wesentliche Unterschiede von Gestein zu Gestein betreffen die Anordnung und Intensität der Regelung nach der s-Fläche. In den Granitgneissen oder porphyrischen Augengneissen ist Biotit schlecht geregelt. Die einzelnen Blättchen sind miteinander sperrig verwachsen und bilden in den freien Zwickeln zwischen Mikroklin-Grosskörnern Nester und Putzen. In stärker tektonisierten Augengneissen liegt Biotit in unregelmässigen Bahnen, welche die zerfliessenden Kalifeldspäte linsenförmig umschmiegen. Diese Bahnen haben erst in jenen Gneissen einen regelmässig-ebenen Verlauf, in welchen die Mikroklin-Relikte vollständig granuliert und ausgewalzt sind. Die Korngrösse nimmt mit zunehmender Tektonisierung ab: in porphyrischen Augengneissen beträgt die durchschnittliche Korngrösse ca. 1,5 mm, in den stark rekristallisierten „Augengneiss"-Tektoniten ca. 0,5 mm (die Augen sind dort meist nicht mehr erhalten).

Die Umwandlung des Biotits in Chlorit ist verbreitet, aber immer geringfügig und auf einzelne Körner und kleine Randbezirke davon lokalisiert. Daneben tritt in geringer Menge auch grüner Glimmer auf, der leicht mit Chlorit verwechselt wird. Die kräftigere Grüntönung und die etwas grössere Doppelbrechung unterscheiden ihn aber vom Chlorit. Stärkere Chloritisierung des Biotits ist in Myloniten längs Störungszonen erfolgt. Immer ist Zirkon als Biotit-Einschluss vorhanden. Er verursacht dunkle, pleochroitische Höfe. Sehr oft, besonders in der Valle d'Ossola, sind auch kleinste. radialfaserige Aggregate im Biotit eingeschlossen, die ge-

ringe Doppelbrechung und anomal blaue Interferenzfarben besitzen. Auch diese sind von dunklen, pleochroitischen Höfen umgeben. Gelegentlich sind diese bisher nicht genau bestimmten Aggregate auch isotrop.

Die Rekristallisation und Neubildung von Muscovit

Westlich des untersuchten Gebietes, im Valle Quarazza, treten in den sog. Augengneissen von Macugnaga zwei Muscovitgenerationen auf: neben einer primären, grobkörnigen Generation wächst eine feinkörnige, alpine Generation heran. Diese entsteht durch den Zerfall eines primären (K-reicheren?) Plagioklases (BEARTH 1952a). Auch in den Pallanzeno-Gneissen sind noch beide Generationen zu erkennen, doch sind die Korngrössen-Unterschiede hier nahezu verwischt, da unter dem Einfluss der Deformation die primären Körner zergleiten, also kleiner werden, während eine stärkere Rekristallisation die neue feinkörnige Generation gröber werden lässt. Auch in unserem Abschnitt treten zum reliktischen Muscovit stets Neubildungen hinzu. Neben dem rekristallisierenden Plagioklas enthalten auch Mikroklin und dessen Plagioklas-Derivate Serizit (Fig. 11a und 11b).

Das Zusammenspiel von Deformation und Umkristallisation

Vergleicht man die Pallanzeno-Gneisse oder ganz allgemein porphyrische Augengneisse des Ossola-Tals mit stark tektonisierten und umgeprägten Augengneissen, so fällt folgendes auf:

Die stärkste Veränderung betrifft die Textur; die gewaltigen Korngrössen-Unterschiede werden ausgeglichen. Mikroklinrelikte werden mechanisch zerlegt; ursprünglich sperrig angeordneter, grobkörniger Biotit und Muscovit werden ausgeglättet und rekristallisieren fein- bis mittelkörnig; Plagioklas rekristallisiert unter Ausscheidung von Serizit zu einem feinkörnigen, hypidiomorphen Kristallisationsgefüge. So wird ein heteroblastisches Gefüge in ein gleichkörniges übergeführt.

Eine weitere Texturänderung wird dadurch erreicht, dass im Gestein eine homogenere Mineralienverteilung angestrebt wird. Mineralien, welche ursprünglich im Gefüge lokal angereichert waren (Mikroklin in Augen, Biotit in Putzen usf.), werden verdrängt und wachsen gleichzeitig an andern Orten erneut heran. Die Metamorphose äussert sich also auch in einer Materialverschiebung innerhalb des Gesteins. So wuchert zum Beispiel auf den Korngrenzen von Mikroklin innerhalb der monomineralischen Augen das Plagioklas-Zwischenkorn. Dieses entwickelt sich zu Myrmekiten, und diese können ihrerseits zu hypidiomorphen Plagioklas-

körnern heranwachsen. Damit werden die Augen polymikt. Im gleichen Masse, wie Kalifeldspat im Bereiche der Augen verdrängt wird, wächst in ursprünglich mikroklinfreien Plagioklas-Quarz-Flecken neuer, feinkörniger und xenoblastischer Mikroklin heran.

Der Endzustand der texturellen Veränderungen sind gleichkörnige, meist plattige oder stengelige Gneisse. Das millimeterweise An- und Abschwellen der hellen Lagen und das vereinzelte Auftreten von grösseren Mikroklinrelikten in den dicken Partien dieser Lagen ist alles, was von der ursprünglichen Augentextur übrigbleibt. Solche Gesteine sind in der stark tektonisierten Dachpartie des Gewölbes zwischen Pizzo Tignolino und Valle Antoliva sehr verbreitet.

Grosse Partien der Monte Rosa-Augengneissmasse sind jedoch rekristallisiert, ohne dass dabei die Augentextur verwischt worden ist. Es sind Gneisspakete, welche nicht verfaltet und wenig laminiert sind. Dies deutet darauf hin, dass die oben angeführten Veränderungen ohne eine kräftige Durchbewegung der Augengneisse unmöglich sind. Ohne starke Deformation bleiben Ungleichkörnigkeit und Heterogenität erhalten.

Das Mengenverhältnis Quarz:Plagioklas:Mikroklin:Biotit:Muscovit ist in Augengneissen wie in stark umgeprägten Äquivalenten gleich: es beträgt schätzungsweise 30:35:20:10:5 (in %). Dies steht im Einklang mit der Beobachtung, dass das wesentliche Merkmal der Metamorphose der Augengneisse die Homogenisierung sowohl der Korngrösse als auch der Mineralienverteilung im Gefüge ist. Die Umwandlungen und Verdrängungserscheinungen fallen quantitativ nicht ins Gewicht, denn sie werden von „entgegenwirkenden" Neubildungen aufgehoben.

322. Feinkörnige Zweiglimmergneisse

Die Hauptgemengteile sind Mikroklin, Albit bis saurer Oligoklas, Quarz, Muscovit und Biotit. Im Gegensatz zu den Augengneissen ist hier Muscovit besser vertreten als Biotit. Als Übergemengteile treten stets Apatit, Turmalin und Chlorit auf. Zirkon, Erz und Granat sind seltenere Übergemengteile. Die Textur ist feinkörnig-granoblastisch.

Kalifeldspat

Dieses Mineral zeigt die feinkörnig-disperse Verteilung, die in den Augengneissen durch die alpine Metamorphose angestrebt wird. Der Kalifeldspat ist xenoblastisch und meist gegittert. Umwandlungserscheinungen in Plagioklas sind selten sichtbar: in zwei von zwanzig Proben wurde etwas Myrmekit, in drei weiteren Schachbrett-Albit beobachtet.

Plagioklas

Albit und saurer Oligoklas (10% An) sind hier üblich. Das Mineral ist feinkörnig und besitzt in der westlichen Hälfte des untersuchten Abschnittes eine stark poikilitische Ausbildung. Als Einschlüsse treten meist rundliche Quarzkörner und Muscovitschuppen auf. Sehr verbreitet ist eine fleckige Auslöschung und eine Bestäubung, wie sie etwa auch im Mikroklin zu sehen ist. In einzelnen Fällen enthalten derartige Plagioklas-Poikiloblasten noch Mikroklinrelikte. Sie sind darum zweifellos den entsprechenden Umwandlungsprodukten gleichzustellen, wie sie in einzelnen Augengneissen vorkommen (s. Fig. 11a und b). Gegen Osten scheint die Tendenz zur Ausbildung hypidiomorpher Plagioklaskörner stärker zu werden. Die Bestäubung ist an die Kornperipherie gedrängt oder als Serizit ausgeschieden. Die bestehenden Hellglimmer- und Quarz-Einschlüsse verschwinden und eine einheitlich saubere Auslöschung kennzeichnet die neugebildeten Albit-Oligoklaskörner.

Quarz bildet ausser den erwähnten rundlichen Einschlüssen schwach nach s gelängte Körner. Die Konzentration zu Quarzlinsen und monomineralischen Zeilen wie in den Augengneissen besteht hier nicht. Quarz ist regelmässig auf das Gefüge verteilt.

Muscovit ist meist streng nach der s-Fläche des Gesteins geregelt. Neugebildete Serizitschuppen kommen sowohl innerhalb Plagioklas- wie auch Mikroklinkörnern vor. Sie scheinen aus einer Umwandlung oder Konzentration jener submikroskopischen Partikel hervorzugehen, die in den Feldspäten als Bestäubung zu sehen sind.

Turmalin ist ein charakteristischer Über- bis Nebengemengteil. Die trigonalen Prismen sind meist schon von blossem Auge zu sehen: sie sind vorzüglich mit der Prismenzone parallel der b-Achse des Gefüges geregelt. Als rundliche Einschlüsse in ihrem poikilitischen skelettartigen Bau ist Quarz häufig, Kalifeldspat und Plagioklas hingegen selten. In auffälliger Weise sind die kleinen, schwarzen Turmalinstengel von einer weissen, glimmerfreien Zone umgeben. Stets liegt der Turmalin mitten in den ebenfalls nach der B-Achse des Gesteins gestreckten weissen Nestern. Diese bestehen aus granuliertem Mikroklin, daraus entstandenem Albit bis Oligoklas und aus Quarz. Die weissen „Höfe" unterscheiden sich also vom übrigen Gestein nur dadurch, dass sie glimmerfrei sind.

Die Struktur des Gesteins ist plattig bis bankig. Die Lineation (B) ist stets mit aller Deutlichkeit ausgeprägt. Extreme B-Tektonite in zentralen Teilen des Gewölbes besitzen keine sichtbare s-Fläche; die B-Achse ist darin das einzige dominierende Strukturelement.

Folgende Proben aus der Valle d'Ossola wurden chemisch analysiert:

Feinkörniger Biotit-Muscovitgneiss. Probe Re V V 7
Koord.: 6634/1006

Gew.-% der Oxyde		Niggli-Werte		Modus		Äquivalentnorm
SiO_2	72,4	si	397,7	Quarz	26	30,3
Al_2O_3	14,9			Plagioklas	33	32,5
Fe_2O_3	0,7	al	48,2	Mikroklin	24	18,0
FeO	1,0	fm	11,7	Muscovit	13	12,8
MnO	0,03	c	5,3	Biotit	3	4,7
MgO	0,5	alk	34,7	Apatit	x	0,5
CaO	0,9			Erz	x	0,5
Na_2O	3,3	k	0,49	Chlorit	x	–,–
K_2O	4,9	mg	0,35		100	99,3
TiO_2	0,2	ti	0,8			
P_2O_5	0,25	T	13,5	übrig (Kat.-%)		
H_2O^+	0,9	t	8,1	H_2O^+		0,7
	99,98				100	100,0

An-Gehalt von Plagioklas: Modal: Albit
Norm: 9,2% An

Feinkörniger Biotit-Muscovitgneiss mit sporadischen Mikroklinaugen. Probe Re B 31
Koord.: 6660/1022

Gew.-% der Oxyde		Niggli-Werte		Modus		Äquivalentnorm
SiO_2	73,2	si	408,9	Quarz	29	29,2
Al_2O_3	13,7			Plagioklas	29	33,5
Fe_2O_3	0,6	al	45,1	Mikroklin	25	25,0
FeO	1,1	fm	12,0	Muscovit	12	4,8
MnO	0,03	c	6,0	Biotit	4	4,7
MgO	0,5	alk	36,9	Apatit	1	0,5
CaO	1,0			Erz	x	0,4
Na_2O	3,4	k	0,50	Zirkon	x	–,–
K_2O	5,2	mg	0,35		100	98,1
TiO_2	0,2	ti	0,8			
H_2O^+	0,9	T	8,2	übrig (Kat.-%)		
	99,83	t	2,1	H_2O^+		1,7
					100	99,8

An-Gehalt von Plagioklas: Modal: Albit
Norm: 10,5% An

Feinkörniger Biotit-Muscovitgneiss. Probe Re B 14
Koord.: 6660/1022

Gew.-% der Oxyde		Niggli-Werte		Modus		Äquivalentnorm
SiO_2	74,1	si	416,2	Quarz	31	31,8
Al_2O_3	14,0			Plagioklas	29	34,5
Fe_2O_3	0,8	al	46,3	Mikroklin	25	18,0
FeO	1,0	fm	12,5	Muscovit	11	8,8
MnO	0,04	c	6,0	Biotit	4	4,7
MgO	0,5	alk	35,2	Apatit	x	0,5
CaO	1,0			Erz	x	0,6
Na_2O	3,5	k	0,46	Zirkon	x	–,–
K_2O	4,5	mg	0,34		100	98,9
TiO_2	0,2	ti	0,8			
P_2O_5	0,27	T	11,2	übrig (Kat.-%)		
H_2O^+	0,9	t	5,1	H_2O^+		1,1
	100,81				100	100,0

An-Gehalt von Plagioklas: Modal: Albit
Norm: 10,0% An

Feinkörniger Muscovitgneiss. Probe Re 402
Koord.: 6662/1028

Gew.-% der Oxyde		Niggli-Werte		Modus		Äquivalentnorm
SiO_2	74,0	si	416,4	Quarz	27	29,9
Al_2O_3	14,0			Plagioklas	39	39,5
Fe_2O_3	0,8	al	46,4	Mikroklin	20	15,5
FeO	0,8	fm	11,5	Muscovit	11	8,0
MnO	0,03	c	4,8	Biotit	2	4,3
MgO	0,5	alk	37,3	Apatit	x	0,5
CaO	0,8			Chlorit	x	–,–
Na_2O	4,2	k	0,39	Erz	x	0,5
K_2O	4,0	mg	0,37		100	98,2
TiO_2	0,2	ti	0,8			
H_2O^+	1,1	T	9,2	übrig (Kat.-%)		
	100,43	t	4,3	H_2O^+		1,8
					100	100,0

An-Gehalt von Plagioklas: Modal: Albit
Norm: 6,3% An

323. Disthenführende Muscovitschiefer

Diese hellen, seidenglänzenden Schiefer bestehen aus Quarz und Hellglimmer. Neben- bis Übergemengteile sind Disthen, Apatit und Klinochlor.

Quarz ist grobkörnig und mässig undulös. Der Hellglimmer ist in feingefältelten Lagen angeordnet. Ein Teil der Glimmerplättchen besitzt einen gelblichen bis bräunlichen Pleochroismus parallel n_β und n_γ. Ihr optischer Achsenwinkel ist kleiner als 20°. Der Achsenwinkel des damit assoziierten farblosen Hellglimmers misst mehr als 30°. Es liegt demnach eine Mischung von Muscovit und Phlogopit vor; Muscovit überwiegt quantitativ. Kleinere Disthenkörner sind längs der Glimmerlagen angeordnet — meist sind sie vom Glimmer allseitig umgeben. Apatit bildet die üblichen derben Körner.

Das Gestein tritt meist als trennende, dm-mächtige Lagen zwischen verschiedenartigen Gneissen des Monte Rosa-Kristallins auf. Stets ist es auch in der Nähe und längs der Kontakte zum Mesozoikum aufgeschlossen. In einzelnen Fällen sind Übergänge von massigen, hellen Gneissen zu solchen Schiefern vorhanden; auch in unserem Arbeitsgebiet ist demnach die Vermutung berechtigt, es handle sich um verschieferte Äquivalente der hellen Augen- und Zweiglimmergneisse. Dies ist auch für die Muscovitschiefer im Bereich der Monte Rosa-Decke nachgewiesen worden (s. dazu Bearth, 1952a, p. 68ff.).

Bei Alpe Mura ist am Weg zum Riale di Menta (Koord. 6684/1041) ein Kontakt zwischen Augengneissen und Biotit-Staurolithgneissen aufgeschlossen, der die charakteristischen Lagerungsverhältnisse der Muscovitschiefer zeigt (Fig. 12a). An der Costa degli Bagnoli, nördlich des Pizzo Tignolino, sind in der Nähe des Kontaktes zum Mesozoikum (Koord. 6721/1054) die körnigen Monte Rosa-Gneisse stark tektonisiert. Sie wechsellagern auch dort mit Muscovitschiefern. Am Ost-Abhand der Costa erscheinen die Gneisse ähnlich einer tektonischen Riesen-Brekzie in dekametergrosse Blöcke aufgelöst und dazwischen liegen als „Matrix" die Hellglimmerschiefer. Ausserdem treten diese Schiefer überall dort auf, wo innerhalb der hellen Gneisse alpine Scherflächen und Bewegungsbahnen verlaufen. So sind beispielsweise die einzelnen Falten im Dachbereich des Gewölbes (s. Profile 4 u. 5) voneinander durch Hellglimmerschiefer getrennt (s. auch Fig. 4a).

Die Veränderungen des Mineralbestandes im Übergangsbereich Gneiss-Schiefer sind in der Fig. 12b dargestellt: Biotit, Plagioklas und ganz besonders Kalifeldspat werden zugunsten von Quarz, Disthen und Hell-

glimmer vernichtet. Die Umwandlung Augengneiss (oder Zweiglimmer-Gneiss) in Muscovitschiefer ist mit dem Zusammenbrechen der Feldspatgitter und dem Auswandern von Kalium, Natrium und Calcium verbunden. Das zurückbleibende Aluminium wird im Muscovit und Disthen fixiert. Geringe Mengen des ursprünglichen Biotits sind in Chlorit (Klinochlor) umgewandelt. Auch der Phlogopit könnte ein Umwandlungsprodukt des Biotits darstellen.

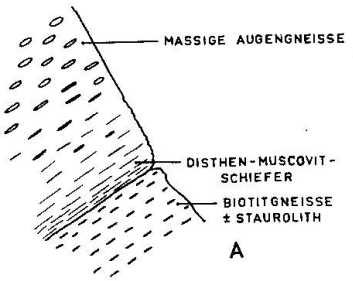


Fig. 12A. Stufenloser Übergang Augengneiss–Muscovitschiefer. Vorkommen von Muscovitschiefern längs mechanischen Kontakten (hier zwischen Augengneiss und Biotitgneiss) sind häufig.

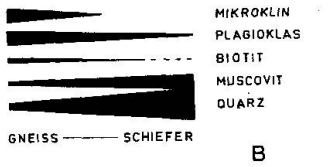


Fig. 12B. Veränderungen des Mineralbestandes im Übergangsbereich Augengneiss–Muscovitschiefer.

324. (Granat-Staurolith-)Biotitgneisse

Die Hauptgemengteile sind Quarz, Plagioklas, Biotit, Muscovit und daneben oft auch Granat und Staurolith. Neben- bis Übergemengteile sind Apatit, Erz, Chlorit, Titanit und Zirkon. Die Textur ist meist lepidoblastisch, bei intensiver Blastese von Granat und Staurolith auch schwach porphyroblastisch.

Die beiden Tonerdemineralien zeichnen sich stets durch ein ruhiges, postkinematisches Wachstum aus. Oft ist der etwas ältere, hypidiomorphe Granat vom idiomorphen Staurolith umwachsen. In beiden Mineralien zeichnen die in Zeilen angeordneten Erzmikrolithen ein s_i ab, welches parallel zum Planargefüge des Gesteins verläuft. Plagioklas ist hypidiomorph körnig oder auch stark poikiloblastisch — es handelt sich meist um Oligoklas bis Andesin. Biotit dominiert quantitativ über Muscovit; beide Mineralien sind miteinander verwachsen und streng auf Bahnen angeordnet, welche die Porphyroblasten der Tonerdemineralien umschmiegen.

Bedeutende Biotitgneiss-Züge sind auf der petrographischen Karte ausgeschieden. Zwei Schalen des Gewölbes sind aus diesem Gestein auf-

gebaut: eine innere (bei Beura aufgeschlossen) und eine äussere (am Nord- und am Südrand des Monte Rosa-Kristallins).

325. Amphibolite

Im Kristallin der Monte Rosa-Zone sind Amphibolite äusserst selten. In den Biotitgneissen am Südrand der Zone wurden im Abschnitt Pizzo Tignolino-Pizzo Togano einige Amphibolitlinsen in der Grössenordnung von einigen Dezimetern bis Metern gefunden. Es handelt sich um feinkörnige, lepidoblastische Hornblende-Plagioklasgesteine mit Quarz, Biotit und schwarzem Erz als Nebengemengteile. Die Hornblende ist farblos bis blassgrün.

326. Mylonite

Entlang den bedeutenden Querstörungen, welche die Zone an mehreren Orten abschneiden, sind mylonitisierte Augen- und Zweiglimmergneisse zu finden, welche kaum mehr als solche zu erkennen sind. Es sind unter dem Hammer splitternde, sehr harte Gesteine von heller, grünlicher Farbe. In einer meist dichten Grundmasse können gelegentlich Trümmer von Mikroklin (Augen!) schwimmen. Serizit, Apatit und Erz sind unter dem Mikroskop noch zu erkennen; auch Chlorit kommt häufig vor; er ist auf Kosten von Biotit entstanden. Die Feldspat-Quarz-Masse ist stark bestäubt und durch die Zertrümmerung bis zur Unkenntlichkeit verschmutzt.

327. Pegmatite

Es ist bekannt, dass grosse Schwärme von spätalpinen Pegmatiten besonders die Gegend des Centovalli durchziehen. Die südliche Grenze der alpinen Pegmatitgänge streicht WSW-ENE und zieht innerhalb unseres Arbeitsgebietes schief durch die Monte Rosa-Zone: am Westende des Gebietes liegt die Grenze nördlich der Zone; am Ostende fällt sie ungefähr zusammen mit der Südgrenze der Monte Rosa-Zone. Somit werden östlich des Pizzo Ragno alle Monte Rosa-Gneisse von Pegmatiten durchschlagen. Bei Malesco (Koord. 6815/1085) zeigen Gang- und Nebengestein eine innige gegenseitige Durchdringung. Stellenweise ist eine Auflösung des Nebengesteins im pegmatitischen Material sichtbar: die Zweiglimmergneisse erscheinen von den mobilen Anteilen durchtränkt, und beide, Altbestand und Neubestand, sind einer parakristallinen, hochplastischen Deformation unterworfen worden. Die pegmatitischen Partien besitzen auch feinkörnige Schlieren. Alle Texturen, die Parallel-

textur des Nebengesteins und die grobkörnig-pegmatitische sowie feinkörnig-granitoide des Ganggesteins, sind durch diffuse Übergänge miteinander verbunden.

Zum Mineralbestand der Pegmatite gehören Quarz, Oligoklas (10 bis 20% An, Zwillinge nach Albit, Aklin, Periklin, Albit-Ala), Mikroklin, Muscovit und etwas Biotit sowie daraus entstehender Chlorit. Das Nebengestein führt mehr Biotit und zusätzlich Apatit und Erz. Der An-Gehalt seines Plagioklases beträgt 10%.

Weiter westlich besitzen die Pegmatite messerscharfe Ränder. Obwohl sie jünger sind als die alpine Haupt-Deformation (sie durchschlagen alpine Falten quer!) sind sie oft etwas geschiefert und boudiniert.

33. ZUSAMMENFASSENDE BEMERKUNGEN ÜBER DAS KRISTALLIN DER MONTE ROSA-ZONE

331. Die Verbandsverhältnisse der Monte-Rosa-Gneisse

Die ursprünglichen Verbandsverhältnisse im Monte Rosa-Kristallin sind meist alpin verändert oder zerstört worden. Grob betrachtet bilden die diversen Gneisse einzelne Schalen eines Gewölbes, von dem schon zu Beginn dieses Kapitels die Rede war. Die Kontakte zwischen den gewölbten Schalen sind mechanisch. Im Detail können aber auch Verbandsverhältnisse beobachtet werden, deren Entstehung nicht mit alpinen Vorgängen erklärt werden kann, sondern die noch etwas von der Art der ursprünglichen Beziehungen verraten.

Paragneisse — Augengneisse: Vereinzelte biotitreiche, dunkle Gneisslagen „verlieren sich" in den hellen Augengneissen; die dunklen Gesteine fransen aus, und die Biotitschlieren verursachen in den Augengneissen nur noch geringfügige Inhomogenität. Die stufenlosen Übergänge von Biotitgneiss zu leukokratem Augengneiss können als Auflösung der Paragestêine gedeutet werden. Derartige Verhältnisse (s. auch BEARTH 1952a, p. 35 und 36) sind in der Zone regional verbreitet. Eine weitere Beziehung zwischen den beiden Gesteinen ist bei der Beschreibung der Pallanzeno-Gneisse schon aufgeführt worden: die Einschlüsse von Biotitschollen in den porphyrischen Granitgneissen (s. Abschnitt 3211).

Augengneisse — feinkörnige Zweiglimmergneisse: Fig. 13 zeigt die Verhältnisse, wie sie in einem der Steinbrüche bei Beura vorliegen: Augengneisse und feinkörnige Zweiglimmergneisse alternieren lagenweise, und die einzelnen Lagen keilen aus. Die Kontakte sind scharf, mechanisch

intakt und alpin nicht reaktiviert. Reaktionssäume irgendwelcher Art sind nicht festgestellt worden. Die Frage nach der Entstehung der Wechsellagerung hängt aufs engste mit derjenigen nach der Genese der femischen Gesteine zusammen. Diese ist keineswegs geklärt, und es ist darum verfrüht, aus einigen Einzelbeobachtungen an primären Strukturen genetische Schlussfolgerungen zu ziehen.

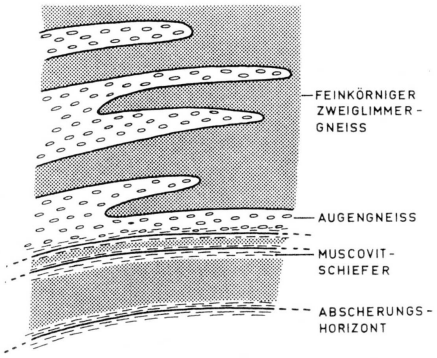


Fig. 13. Verfingerung von Augengneissen mit feinkörnigen Zweiglimmergneissen in einem Steinbruch bei Beura (Koord. 6663/1027). An den Enden der einzelnen Lamellen sind keine Verfaltungen vorhanden. Die Kontakte sind scharf und mechanisch intakt. In der unteren Hälfte des Bildes sind mechanisch aktivierte Horizonte zu sehen.

332. Der Chemismus der leukokraten Gneisse

Es sind neun Gesteinsanalysen von möglichst repräsentativen Gneisstypen der Monte Rosa-Zone gemacht worden. Die Proben stammen alle aus der Valle d'Ossola (Steinbrüche von Beura, Villa d'Ossola und Pallanzeno). Zählen wir die Analysen der granitischen Gesteine aus der Monte Rosa-Decke (P. Bearth 1952a) und jene aus dem grossen Steinbruch von Villa d'Ossola (G. Pagliani 1944) dazu, so erhalten wir insgesamt 17 Gesteinsanalysen.

Niggli-Werte

In Abhängigkeit von si sind die Niggli-Werte aller Analysen in Fig. 14a graphisch dargestellt. Das Diagramm zeigt denselben Verlauf der Variationsgeraden, wie sie von P. Bearth (1952, p. 49) für die fünf analysierten Gesteine der Monte Rosa-Decke ermittelt worden sind. Die Ossola-Gesteine passen also sehr gut in das Diagramm, obwohl die alpine Umprägung hier, im Gegensatz zur Decke, stärker ist. Eine Ausnahme davon macht allein die Probe „Pagliani" 523 (Nr. 1 in Fig. 14a)[3]).

Probe Nr. 3 in Fig. 14a (= dunkle Biotitscholle im Pallanzeno-Gneiss) tanzt etwas aus der Reihe: al- und alk-Werte sind tief, fm- und c-Werte relativ hoch. Man beachte, dass die al- und die alk-Geraden steigen, wäh-

[3]) Die Bezeichnungen „Pagliani 520—523" entsprechen der Numerierung in „Chemismus Schweiz. Gesteine".

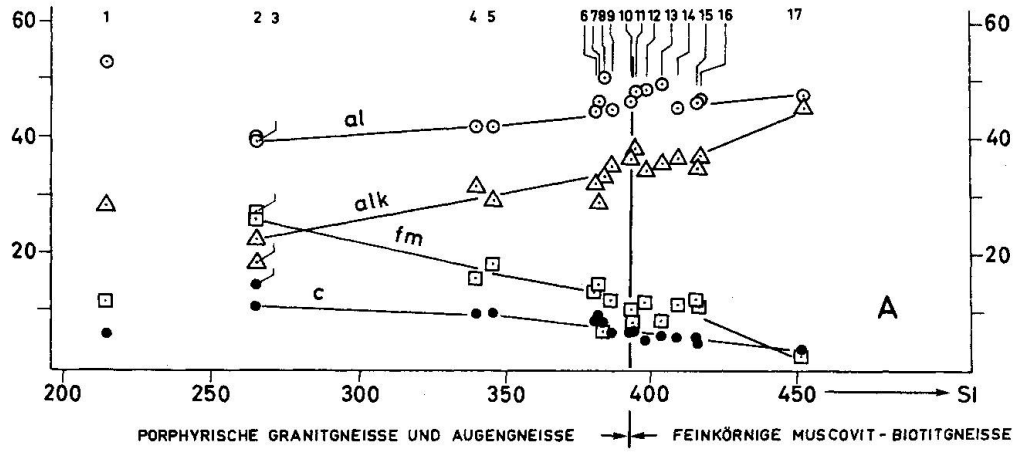


Fig. 14a. Niggli-Werte von 17 Gesteinsanalysen aus der Monte Rosa-Zone und der Monte Rosa-Decke.

Gesteine aus der Decke:

Nr. 5 Augengneiss von Macugnaga (G 83 in BEARTH, 1952, p. 38).
Nr. 9 Monte Rosa-Granit (Mac 6 in BEARTH, 1952, p. 33).
Nr. 10 Monte Rosa-Granitgneiss (BW 1 in BEARTH, 1952, p. 11).
Nr. 13 Mikroklin-Muscovit-Albitgneiss (PB 324 in BEARTH, 1952, p. 41).
Nr. 17 Aplit der Unteren Plattje (BW 13 in BEARTH, 1952, p. 20).

Gesteine der Valle d'Ossola:

Nr. 1 Serizitreicher Zweiglimmergneiss (Pagliani 523)*).
Nr. 2 Granitgneiss von Pallanzeno (Re V VI 1, neu).
Nr. 3 Biotitscholle im Granitgneiss von Pallanzeno (Re V VI 3, neu).
Nr. 4 Augengneiss von Villa d'Ossola (Re V V 4, neu).
Nr. 6 Augengneiss von Villa d'Ossola (Pagliani 521).
Nr. 7 Augengneiss von Beura (Re B 6, neu).
Nr. 8 Turmalin-Zweiglimmergneiss von Villa d'Ossola (Pagliani 522).
Nr. 11 Zweiglimmergneiss von Villa d'Ossola (Pagliani 520).
Nr. 12 Zweiglimmergneiss von Villa d'Ossola (Re V V 7, neu).
Nr. 14 Zweiglimmergneiss von Beura (Re B 31, neu).
Nr. 15 Zweiglimmergneiss von Beura (Re B 14, neu).
Nr. 16 Zweiglimmergneiss von Beura (Re 402, neu).

*) Die Analysen Pagliani 520 bis 523 sind der Sammlung „Chemismus Schweizerischer Gesteine" entnommen.

rend die fm- und die c-Geraden fallen. Die Probe Re V VI 3 stellt demnach eine Art Gegenpol zur allgemeinen Entwicklungstendenz dar. Es handelt sich um einen Altbestand. Der umgebende Gneiss (Nr. 2) besitzt denselben si-Wert, doch seine übrigen Niggli-Werte fallen sehr genau auf die ermittelten Geraden. Nach rechts folgen die diversen Granit- und Augengneisse von Beura, Macugnaga, Monte Rosa und Villa d'Ossola. Unterhalb des Wertes si = 400 werden die Gesteine mit porphy-

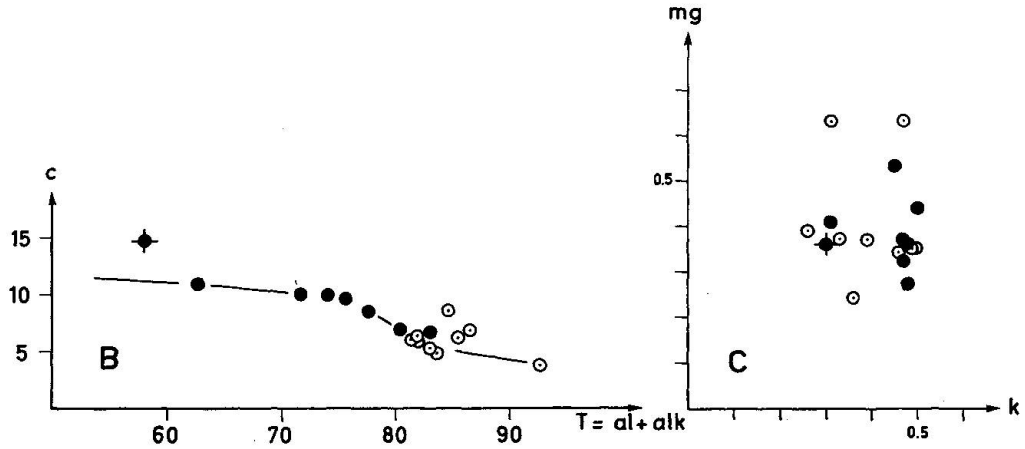


Fig. 14b. Gekreuzter Punkt: Biotitscholle aus Pallanzeno-Gneiss. Punkte: Augengneisse und Granite mit porphyrischer Textur. Kreise: Feinkörnige, helle Zweiglimmergneisse. Mit der Reihenfolge Biotitgneiss — biotitreicher Augengneiss — Zweiglimmergneiss ist eine systematische Abnahme von c und eine Zunahme von al, besonders aber von alk verknüpft.

Fig. 14C. k/mg-Diagramm der 17 Gesteinsanalysen. Gleiche Symbole wie in Fig. 14B.

rischer Textur von muscovitreicheren Zweiglimmer- bis Muscovitgneissen und -Graniten abgelöst. Die Aplite aus dem Deckenbereich, die leider im Ossola-Tal nicht vorkommen, bilden den Abschluss.

Interessant ist die Häufung der Analysenwerte um si = ± 400, also an jener Stelle, wo Augengneisse in feinkörnige, muscovitreiche Gneisse übergehen. Im c/T-Diagramm (Fig. 14b) liegt diese Häufung an jener Stelle, wo die c-Werte einen relativ steilen Abfall zeigen. Im mg/k-Diagramm (Fig. 14c) ist eine analoge Häufung bei mg = 0,35/k = 0,45 vorhanden.

Weiterhin charakteristisch für die analysierten Gesteine ist der meist vorhandene Tonerde-Überschuss al > (c + alk); eine Ausnahme davon bilden die Aplite. Schliesslich sei darauf hingewiesen, dass die sauren Gesteine einen höheren Oxydationsgrad des Eisens aufweisen als die basischeren Typen.

Im K-Na-Ca-Dreieck (Fig. 15) liegen die Analysenpunkte in der Nähe der Verbindungsgeraden K-Na. Die Probe V VI 3 tanzt auch hier wieder ihres hohen Ca-Gehaltes wegen aus der Reihe. Den geringsten Ca-Gehalt weisen die feinkörnigen Zweiglimmergneisse und -Granite auf, welche ja auch nach dem optischen Befund zu schliessen einen anorthitärmeren Plagioklas aufweisen.

Die hellen Gneisse der Monte Rosa-Zone und die granitischen Gesteine der Monte Rosa-Decke gehören somit chemisch (und wohl auch genetisch)

zusammen. Mit der Reihenfolge in den Diagrammen 14a und 14b ist auch eine zeitliche Abfolge angedeutet. Eine gesetzmässige chemische Variation führt von den Restit-ähnlichen Paragneissen über Augengneisse und helle, feinkörnige Zweiglimmergneisse zu den jüngsten Gesteinen, den Apliten. Trotz der alpidischen Überprägung eines grossen Teils der ana-

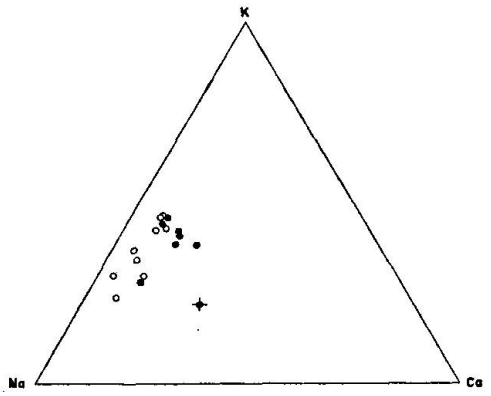


Fig. 15. K-Na-Ca-Dreieck der 17 aufgeführten Gesteinsanalysen. Gleiche Symbole wie in Fig. 14B und 14C.

lysierten Proben zeigt das Diagramm jene chemischen Beziehungen, die bereits präalpin angelegt waren. (Eine Ausnahme bildet die Probe Nr. 1 im Diagramm 14a.) Dies steht im Einklang mit folgenden geologischen und petrographischen Beobachtungen:

a) Das Monte Rosa-Kristallin ist alpin rekristallisiertes Grundgebirge.

b) Der chemische Charakter der Gesteine, wie er heute vorliegt, ist das Resultat einer prä-alpinen Ultrametamorphose. Im Laufe dieser Metamorphose wurde Paramaterial in der Monte Rosa-Zone und in der Decke granitisiert. (Während aber im Bereich der Monte Rosa-Zone keine Intrusionen nachweisbar sind, treten in der Decke intrusive Granite, Pegmatite und Aplite auf.)

c) Die alpine Metamorphose hat zwar Anlass zur Rekristallisation fast aller Mineralien gegeben, aber den Chemismus der Gesteine nicht verändert. Während dieser jüngsten Metamorphose bildeten die einzelnen Mineralien chemisch offene Systeme, während das Gestein ein chemisch mehr oder weniger geschlossenes System darstellte. Ausnahmen davon sind einzelne, stark tektonisierte Gneisse, wie zum Beispiel die Probe „Pagliani 523".

Nach alledem ist es durchaus natürlich, dass die exakten Altersbestimmungen nach der Rb/Sr-Methode von E. Jäger (1962) verschieden ausfallen, je nachdem, ob das Alter einzelner Mineralien oder aber des Gesamtgesteins ermittelt wird. Biotit und Muscovit von Beura ergeben

beispielsweise junge (alpine) Alter von 21,2 ± 1,3, resp. 35 Mio Jahren (Oligocän-Miocän), während für das Gesamtgestein ein Alter von 360 ± 250 Mio Jahren ermittelt worden ist. Bei aller Vorsicht, die bei der Beurteilung dieser letzten Zahl geboten ist, stimmen die Laborbefunde von E. Jäger mit den geologisch-petrographischen Beobachtungen überein.

333. Modalanalyse und Äquivalentnorm der chemisch analysierten Proben

Von den neun chemisch analysierten Proben wurden gleichzeitig Modalanalysen mit Hilfe des Punktzählers gemacht. Um für die grobkörnigen Augengneisse angenähert reproduzierbare Werte zu bekommen, wurden von jeder Probe zwei gefärbte Schliffe ausgemessen[4]). Das quadratische Punktraster weist eine Punktdistanz von 0,3 mm auf und umfasst eine Fläche von 600 mm² pro Schliff (= ca. 6000 Punkte pro Schliff). Die quadratische Anordnung der Punkte ist gerechtfertigt: die ausgemessenen Schnitte liegen in ac des Gefüges; die Textur ist in derartigen Schnitten gleichkörnig (stengelige Gneisse!). Für die feinkörnigen Zweiglimmergneisse genügen Analysenflächen von 200 mm² mit 3000—5000 Messpunkten pro Probe. Für plattige Texturen wurde in der Richtung der s-Fläche eine Punktschaltung von 0,3 mm, quer dazu von 0,2 mm gewählt.

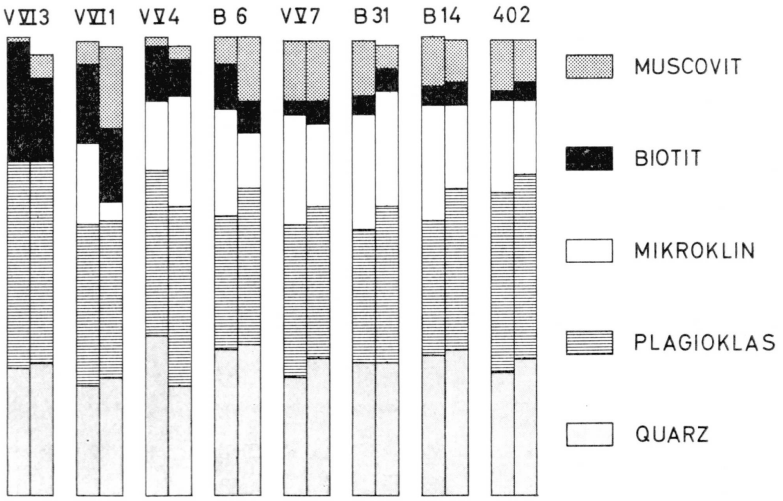


Fig. 16. Vergleich zwischen Modus (links) und Äquivalentnorm (rechts) der 17 aufgeführten Gesteinsanalysen.

---

[4]) Färbung von Kalifeldspat und Plagioklas nach Bailey und Stevens (1960).

Die Fig. 16 zeigt die Gegenüberstellung von Modus und Norm der analysierten Gesteine[5]). Die grössten Unterschiede zwischen Modus und Norm sind bei den Augengneissen zu finden. Der Grund dafür liegt in der Unzulänglichkeit der Modalanalyse: die üblichen Schliffgrössen sind für die Analyse grobkörniger Gesteine ungenügend. Die gute Übereinstimmung in der Reihe der feinkörnigen Typen zeigt, dass dort die Analysenmethoden zuverlässiger sind.

34. DAS MESOZOIKUM BEIDSEITS DER MONTE ROSA-ZONE

341. Ophiolithe

Diese bilden die Hauptmasse im mesozoischen Rahmen des Monte Rosa-Kristallins. Auf der petrographischen Karte sind sie in Amphibolite, Metagabbros (inkl. Flaseramphibolite) und Ultrabasite gegliedert.

3411. Amphibolite

Zu diesen gehören Flaser-Amphibolite (= metamorphe Gabbros?) und gewöhnliche, feinkörnige Epidot-Andesin-Amphibolite. Zwischen beiden Gesteinen sind graduelle Übergänge vorhanden.

Die flasrigen Amphibolite bestehen aus einem blastischen Gewebe von hellgrüner, meist nahezu farbloser Hornblende. Ihr Auslöschungswinkel $n_\gamma \wedge c$ misst 20 bis 22°, der Achsenwinkel $2Vx = 80$ bis 82°. Die Achsendispersion $r > v$ ist deutlich. Als Plagioklas tritt Andesin auf. Neben- und Übergemengteile sind Erz (z. T. mit Leukoxenrändern), Klinozoisit und Klinochlor. Die Struktur ist meist heteroblastisch: erstgebildete, porphyroblastische Hornblende ist allseitig von jüngerer, feinstkörniger und fibroblastischer Hornblende umgeben. Die jüngere Hornblende ist nach der s-Fläche des Gesteins geregelt und umfliesst in langgestreckten Zügen die boudinierten Porphyroblasten. Auch Plagioklas zeigt eine analoge Erscheinung: erstgebildete, grössere Zwillingsstöcke sind deformiert und gehen randlich in einen jüngeren, feinkörnigen Plagioklasbrei über. Der feinkörnige Plagioklas ist invers zonar. Diese Gesteine sind vorwiegend auf der Südseite der Monte Rosa-Zone verbreitet; sie bilden einen nahezu ununterbrochenen Zug von Alpe Provo (westlich R. Foicia) bis Alpe

---

[5]) Die Berechnung der Äquivalent-Norm nach NIGGLI, 1936 (s. BURRI 1959), Ausrechnungsmethode nach SCHMID (1965).

Geccio (südlich Pizzo Ragno). Auf der petrographischen Karte sind sie zusammen mit den Metagabbros ausgeschieden.

Die feinkörnigen Epidot-Amphibolite enthalten grüne, stark pleochroitische Hornblende mit einem Auslöschungswinkel $n_\gamma \wedge c$ von 17 bis 20° und einem Achsenwinkel 2Vx von 70 bis 80°. Der Plagioklas ist meist Andesin (40—46% An). Pistazit ist in Schlieren oder auf Lagen angereichert und zeigt darum eine sehr inhomogene Verteilung im Gestein. Seltener kommt auch Klinozoisit vor. Als Neben- bis Übergemengteile sind wiederum Erz und Titanit (Leukoxen), Apatit und Quarz (selten!) zu erwähnen. Auf einem jüngeren Gesteinsriss von mikroskopischer Grösse wurde Prehnit festgestellt (2-achsig positiv, 2Vz = 60°).

Die Struktur des Gesteins ist feinkörnig lepidoblastisch. In den Zwikkeln zwischen der heranwachsenden Hornblende schimmert der neugebildete, meist etwas poikilitische und fleckig löschende Plagioklas durch. Die Verbreitung dieser Gesteine ist sehr gross; mit Leichtigkeit erreichbar sind die Aufschlüsse bei Quarata.

3412. Metagabbros

Typen mit primärer (gabbroider) Textur

Das Vorkommen dieser Gesteine ist auf den nördlichen Zug beschränkt (Muldenzone von Antrona nach Blumenthal). Blumenthal hat sie zusammen mit den Amphiboliten erwähnt, ohne sie genauer zu beschreiben. In der Tat ist ihr Habitus jenem von flasrigen Amphiboliten oft sehr ähnlich, und es ist sehr wahrscheinlich, dass beide Gesteine genetisch zusammenhängen. Die Hauptgemengteile sind Plagioklas (Andesin bis Labrador), Diopsid, Pistazit, Zoisit und blassgrüne oder grüne Hornblende. Der Titanitgehalt ist oft auffallend hoch (5 bis 10 Vol-%!). Als Neben- und Übergemengteile treten Apatit und Erz auf. Die Textur ist grobflasrig bis gabbroid. Die Gesteinsfarbe ist fleckig grün-gelbgrünweiss. Plagioklas ist meist gut rekristallisiert und weist häufig Zwillingsbildung nach dem Albit- und Periklingesetz auf. Daneben kommen einzelne Plagioklasrelikte z. B. als Einschlüsse in Zoisit vor. Diese besitzen ein sehr grobes Korn, sind vollständig bestäubt und verschmutzt und löschen fleckenweise aus. Zoisit ist ein Relikt. Seine optischen Daten sind: 2Vz = 30 bis 40°, anomale Interferenzfarben, $v \gg r$. Das Mineral ist kataklastisch und wird von Hornblende, Plagioklas und Pistazit verdrängt. Auch Diopsid ist ein kataklastisches Relikt: er wird von Pistazit und von grüner Hornblende verdrängt. Sehr oft ist im Innern grösserer

Diopsidkörner eine inselweise Blastese von Hornblende zu sehen. Pistazit und Hornblende sind die jüngsten Bildungen. Sie sind fleckenweise angereichert und verursachen damit die gabbroide Textur. Die einzelnen Flecken sind stets polymikt. Die flasrige Textur ist wohl primär und vom neugebildeten Mineralbestand übernommen worden. Dafür sprechen auch die gelegentlich auftretenden grossen Plagioklaskörner, welche stark bestäubt sind und zweifellos Relikte einer primären, gabbroiden Generation darstellen.

Sehr deutlich lässt sich eine Sukzession der Neubildungen erkennen: Plagioklas-Diopsid und Zoisit-Pistazit, Hornblende und neugebildeter Plagioklas. Am besten ist das Gestein bei Alpe Nava und im Sattel südlich Pizzo Marcio aufgeschlossen (s. Fig. 17).

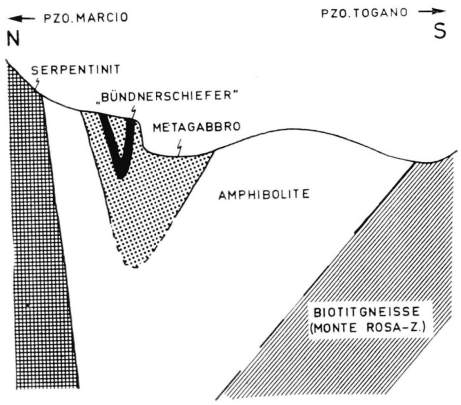


Fig. 17. Profil durch den mesozoischen Zug im Sattel nördlich vom Pizzo Togano (Koord. 6736/1059; vgl. Profil 6, Tafel II).

Einen Sonderfall stellt ein Gestein dar, welches in der Bachrunse östlich P. Marcio (Koord. 6740/1061) gefunden wurde: in einer grobkörnigen, einwandfrei rekristallisierten Plagioklasmasse (30% An) schwimmen in wahlloser Anordnung cm-grosse Diopsid-Einsprenglinge. Diese sind von einem dichten Netz von Rissen durchzogen, auf welchen Titanit (über 10 Vol-% des Gesteins!) ausgeschieden ist. Millimeterbreite Randzonen des zweifellos reliktischen Diopsids sind vom neu gebildeten Plagioklas korrodiert. Dieses Gestein lässt vermuten, dass anstelle von Diopsid ursprünglich Titanaugit oder Titan-Hornblende vorgelegen hat.

Es ist durchaus denkbar, dass auch Flaser-Amphibolite wie die Metagabbros durch Metamorphose aus Gabbros hervorgegangen sind, wie sie in der Ophiolith-Zone Zermatt-Saas Fee vorkommen. Die Verschiedenheit der beiden Gesteintypen ist vielleicht teilweise durch eine stark differenzierte Metamorphose bedingt. Die flasrigen Amphibolite sind tektonisierte Gesteine und befinden sich zum grössten Teil auf der Südseite der Monte Rosa-Zone, während die massigen Gesteine nur in der nördlichen Mulde zu finden sind. Der Umstand, dass gabbroide Magmen schon primär extrem inhomogen sind, könnte mit ein Grund für die grossen Unterschiede im metamorphen Mineralbestand sein.

Epidotgneisse

Diese feinkörnigen, pistazitreichen Gneisse sind mit den gabbroiden Typen assoziiert. Sie enthalten Plagioklas, Pistazit, Calcit und reliktischen Diopsid, sowie Titanit und häufig auch etwas Erz (Hämatit). Sie sind oft in der Verlängerung auskeilender Züge von gabbroiden Typen oder auch als Boudins inmitten von Amphiboliten zu finden.

3413. Ultrabasite

Zur Hauptsache handelt es sich um Serpentinite, mit denen Hornblendeschiefer, Klinochlor-Gesteine und Talk-Olivin-Felse assoziiert sind.

Die Serpentinite enthalten als Relikt einen magnesiumreichen Olivin. Der Achsenwinkel $2Vx = 86$ bis $90°$ deutet nach Tröger auf Chrysolith. Dieser wird längs Rissen, welche das Gestein in allen Richtungen durchziehen, in Antigorit umgewandelt. Als Nebenprodukt bildet sich Magnetit, der schon makroskopisch erkannt werden kann: das Erz sammelt sich in mm- bis cm-grossen Knoten. Bei der Umwandlung Olivin-Antigorit entsteht ein schwach gelbliches, beinahe isotropes Zwischenprodukt, aus welchem erst in einem zweiten Schritt der blättrige Serpentin hervorgeht. Als jüngste Neubildung ist meist farblose Hornblende zu beobachten ($2Vx = 80$ bis $82°$, $n_\gamma \wedge c = 20$ bis $21°$, $r > v$). Diese bildet langgestreckte Nadeln, welche das Gefüge in beliebiger Richtung durchwachsen. In hornblendeführenden Serpentiniten ist oft auch eine schwache Rekristallisation der Olivinrelikte zu sehen. Als Übergemengteile sind Talk, Karbonat (Magnesit?) und Klinochlor vorhanden.

Der grösste Serpentinitstock befindet sich am Nordrand der Monte Rosa-Zone und begleitet diese von der Alpe Nava nahezu ohne Unterbruch bis zum R. Ragno. Ein kleinerer Stock ist am Westgrat des Pizzo Togano, auf der Südflanke der Monte Rosa-Zone aufgeschlossen. Weitere Vorkommen befinden sich südlich des Pizzo Ragno, in der Umgebung des Lago del Geccio (s. Fig. 7).

Die Talk-Olivin-Felse bilden am Rande grösserer Serpentinitmassen meter- bis dekameter-grosse Linsen, so z. B. bei Alpe Nava, am Osthang des Pizzo Marcio und bei Alpe Noccola (Weg zum Kuhbrunnen an der Ostflanke der Costa degli Bagnoli). Die Grundmasse dieser Gesteine besteht aus Talk. Darin schwimmen richtungslos angeordnet bis cm-grosse Olivinporphyroblasten. Sie sind teilweise in Antigorit und Magnetit umgewandelt. Daneben ist fleckenweise Karbonat, vermutlich Magnesit, angereichert. Die jüngste Bildung ist wiederum nadelige, farblose Hornblende. Neben Magnetit ist Klinochlor ein weiterer Übergemengteil.

Hornblendeschiefer bestehen aus einer grünen, gewöhnlichen Hornblende und kleinen Mengen von Titanit und Erz. Sie sind als meter- bis dekameter-grosse Linsen bei Alpe Pra di Sopra (Koord. 6684/1043), bei Alpe Nava und am Westhang des Pzo. Marcio, stets am Rande von Serpentinitmassen oder entlang tektonisch aktivierten Kontakten gefunden worden. Sporadisch sind auch Aktinolithschiefer-Linsen in den Ophiolithen zu finden. Auch diese sind in stark tektonisierten Partien von Amphiboliten und Flaser-Amphiboliten zu finden.

Seltenere Gesteine sind jene, die zur Hauptsache aus feinkörnigem Klinochlor bestehen, in welchem bis cm-grosse Porphyroblasten von Magnetit und gewöhnlicher, grüner Hornblende wachsen. Der Chlorit ist zwei-achsig positiv und besitzt einen Achsenwinkel von $2Vz = 40°$. Fundort: Alpe Nava.

Asbest ist in geringen Mengen in der Westflanke der Costa degli Bagnoli, oberhalb Alpe Campo gefunden worden. Die Nische, in welcher das Gestein ansteht, führt Wasser und liegt in einer kleinen Störungszone. Nach Aussagen der Bevölkerung soll dort früher Asbest ausgebeutet worden sein (Koord. 6718/1056).

342. Bündnerschiefer

Dunkelgraue Schiefer mit calcitischen Schmitzen oder Lagen wurden an mehreren Orten gefunden: der bedeutendste Aufschluss liegt im Riale del Rovine am Südrand des Monte Rosa-Kristallins (s. Profil 1); kleinere Linsen sind bei Alpe Provo (Koord. 6688/1026) mit dem Kristallin der Sesia-Zone verschuppt; schliesslich seien die Bündnerschieferlinsen erwähnt, die bei Alpe Nava (Westseite des Grates) zwischen Amphiboliten und Serpentiniten eingespiesst sind (s. Profil 4). Die Schiefer enthalten zur Hauptsache Calcit, daneben in stark wechselnden Mengen Plagioklas (Labrador), Muscovit, Biotit, Quarz, Granat und Chlorit (Pennin). Übergemengteile sind Erz (Hämatit und Ilmenit), Titanit und Epidot.

Dunkle Granat-Biotitgneisse sind im Sattel nördlich des Pizzo Marcio aufgeschlossen (Profil 6). Ihre Hauptgemengteile sind Quarz, Plagioklas, Biotit, Muscovit, Granat, manchmal noch Calcit und Skapolith (Mejonit). Als Übergemengteile kommen Apatit, Titanit, Ilmenit, Hämatit und Turmalin vor. Der makroskopische Habitus ist der eines Gneisses. Plagioklas ist poikiloblastisch und parallel zur s-Fläche stark ausgedehnt. Darin treten kleinste Einschlüsse aller Art (auch Calcit) auf. Der An-Gehalt schwankt um 70%. Biotit ist feinschuppig und zeichnet sich durch eine helle, rötlich-braune Farbe aus. Granat wächst skelettförmig und enthält helizitisch angeordnete Quarzeinschlüsse, welche auf eine parakristalline Durchbewegung schliessen lassen.

Körnige Hornblende-Biotitgneisse von nahezu schwarzer Farbe sind im Sattel südlich vom Pizzo Marcio aufgeschlossen (s. Fig. 17 und Profil 6). Der Plagioklas dieses Gesteins ist invers zonar und sein An-Gehalt liegt

bei 18—25%. Dieses Mineral ist in starker Blastese begriffen und umwächst dabei oft kleine Hornblendenadeln, welche dadurch im Plagioklas ein s_i abbilden — dieses liegt parallel zum Planargefüge des Gesteins. Quarz und Plagioklas neigen zur Ausbildung eines mittelkörnigen Mosaikpflasters. Die Hornblende ist stark pleochroitisch und von dunkelbrüner Farbe ($2Vx = 70°$). Biotit ist kräftig braun mit einer leichten Oliv-Tönung. Als Übergemengteil treten Chlorit mit kräftigem Pleochroismus (grün-farblos) und Titanit auf. Auffallend hoch ist der Gehalt an schwarzem Erz (Ilmenit z. T.). Das Gestein führt schliesslich kleinste Mengen Apatit, Zirkon und Hämatit. Die extreme Lichtabsorption aller farbigen Mineralien dürfte mit dem hohen Eisengehalt des Gesteins im Zusammenhang stehen.

Die beiden zuletzt erwähnten Gesteinstypen sind keine Bündnerschiefer s. str. Es handelt sich aber mit Sicherheit um „Muldengesteine", denn sie lassen sich in keiner Weise mit Vertretern aus dem benachbarten Kristallin vergleichen, und ausserdem werden sie von Ophiolithen und eigentlichen Bündnerschiefern eingerahmt. Wegen der geringen Verbreitung dieser Gneisse und auch wegen der tektonischen Komplikationen kann nicht entschieden werden, ob sie wirklich Glieder einer „normalen" Bündnerschiefer-Serie sind.

4. Die Sesia-Zone

41. DIE SESIA-ZONE ALS POLYMETAMORPHE EINHEIT

411. Überblick (s. Tabelle 2)

Im untersuchten Abschnitt zerfällt die Zone in drei WSW-ENE streichende Unter-Einheiten, die sich durch ihre tektonische Fazies unterscheiden: ein mächtiger zentraler Gneisskomplex wird im Norden und im Süden je von einer schiefrigen Randzone gesäumt (Fig. 18). Beide Randzonen bestehen aus phyllonitisierten Gneissen: ich nenne sie „nördliche" resp. „südliche Phyllonit-Zone". (Die südliche Phyllonit-Zone ist auf der Karte „Domodossola" 1:100000 von STELLA mit der Signatur p^t bezeichnet und somit zum Canavese gezählt.)

Im Übergangsgebiet Zentraler Gneisskomplex-südliche Phyllonit-Zone lassen sich zwei magmatische Phasen unterscheiden. Der ältere Magmatismus ist durch eine Pegmatit-Intrusion, der jüngere durch eine Por-

phyrit-Intrusion gekennzeichnet. Innerhalb eines begrenzten Bereiches (in Fig. 18 eingerahmt) konnten mit Hilfe der magmatischen Gesteine drei Deformationsphasen unterschieden werden.

Die erste Deformationsphase ist älter als die Pegmatit-Intrusion. Die Pegmatite liegen diskordant in parakristallin verfalteten Granitgneissen des Zentralen Gneisskomplexes; ihre Struktur ist richtungslos körnig,

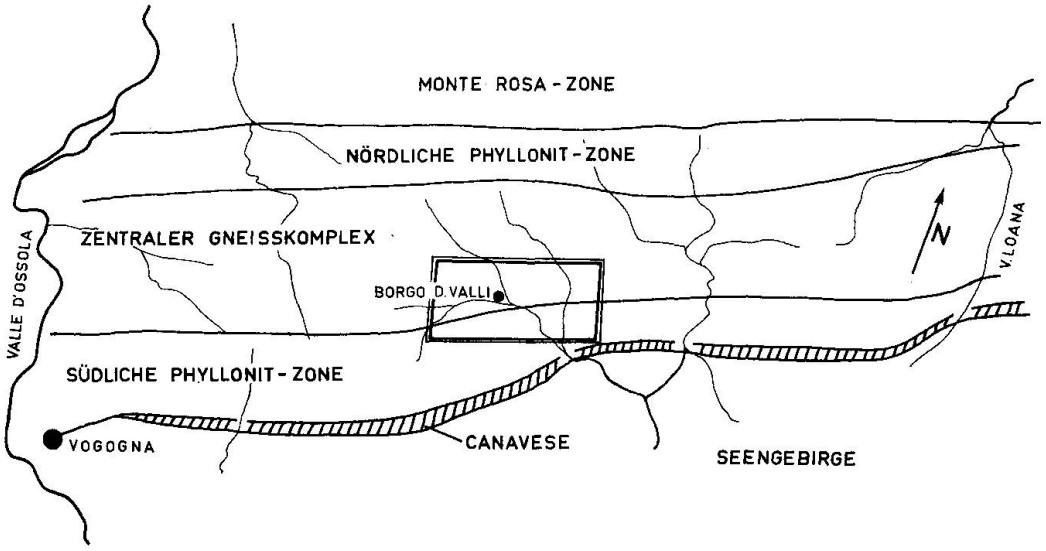


Fig. 18. Gliederung der Sesia-Zone in alpin-tektonische Faziesbereiche. Die Unterteilung in Kristallin I, II und III kann im Gebiet um Alpe Borgo degli Valli (auf Skizze eingerahmt) durchgeführt werden.

d. h. sie sind im Gegensatz zu den umgebenden Gneissen nicht deformiert. Mit dem Begriff „Kristallin I" ist die Gesamtheit der Aufschlüsse bezeichnet, welche diese Verhältnisse zeigen.

Der zweite Deformationsakt ist jünger als die Pegmatit-Intrusion, aber älter als die Intrusion der Porphyrite. In den betreffenden Aufschlüssen sind die Pegmatite boudiniert, verschiefert und eingeschlichtet, während die Porphyrite ihre ursprünglichen Struktur- und Verbandsverhältnisse aufweisen. Das Kristallin mit den unveränderten Strukturen dieser zweiten Deformationsphase wird im folgenden „Kristallin II" genannt.

Der dritte und jüngste Deformationsakt erfasst auch die Porphyrite, ist also jünger als diese. Wo deformierte Porphyrite auftreten, ist von „Kristallin III" die Rede. Diese letzte Deformationsphase kann weiter unterteilt werden in eine prä- bis parakristalline und eine postkristalline Verformung.

Tabelle 2. *Die Folge von Deformationsphasen und Intrusionsphasen im Kristallin der Sesia-Zone*

	Kristallin I	*Kristallin II*	*Kristallin III*
Intrusionen:		Pegmatite	Porphyrite
Gesteine:	— schlierig gebänderte Granitgneisse mit Biotitschollen — konkordante Aplite	— laminierte Gesteine von Kristallin I — Para-Bändergneisse — laminierte Pegmatite	— phyllonitisierte Gesteine von Kristallin I und II — verschieferte Diorite — laminierte Porphyrite
		massig zerschert und verschiefert	massig verschiefert
Strukturen:	Faltung, Paralleltextur	betonte Paralleltextur	extreme Paralleltextur, Faltung, Zerscherung schief zu s.
Achsenrichtung:	steilstehend	?	schwach westfallend (0—30°)
s-Richtung:	WSW-ENE, steilstehend/nordfallend	WSW-ENE, steilstehend/nordfallend	WSW-ENE, steilstehend/nordfallend
Struktur/Stoff:	konkordant	diskordant → konkordant	meist konkordant → konkordant
Metamorphose:	Amphibolitfazies	Grünschieferfazies	Grünschieferfazies
Mineralien:	Mikroklin intermediärer Plagioklas Muscovit Biotit Granat Quarz	Albit Serizit Klinozoisit Chlorit Quarz	Albit Serizit Klinozoisit Chlorit Quarz

zusätzliche Relikte aus Kristallin I
(Kataklasten von Mikroklin, Plagioklas, Muscovit und Granat)

Mit den Bezeichnungen Kristallin I, II und III werden also Teile der Sesia-Zone bezeichnet, die durch das relative Alter ihrer Struktur unterschieden sind. Diese Einteilung hat mit chemisch-petrographischen Grenzen nichts zu tun, denn die Deformationen haben sich nicht an bestimmte Gesteinstypen gehalten.

Alle drei Deformationsphasen haben gleichgerichtete Planartexturen erzeugt, d. h. die s-Flächen der einzelnen Deformationsphasen können nicht unterschieden werden. Das allgemeine Streichen hat WSW-ENE-Richtung, ist also parallel zum Verlauf der Zonengrenzen. Die s-Flächen stehen steil.

Dem Kristallin I und dem Kristallin III kann je eine Faltenachsen-Richtung zugeordnet werden. In Kristallin I handelt es sich um steile (steiler als 70°), in Kristallin III um flache Achsen (flacher als 50°). Im Kristallin II kann keine eigene Achsenrichtung erkannt werden.

In den folgenden Abschnitten werden im einzelnen die Verhältnisse beschrieben, wie sie sich innerhalb des in Fig. 18 eingerahmten Gebietes präsentieren. Vom Zentralen Gneisskomplex im Norden jenes Bereiches gegen die südliche Phyllonit-Zone folgen sich dort die Strukturen von Kristallin I, II und III. Dazwischen können keine scharfen Grenzen gezogen werden, denn die verschiedenen Strukturen sind durch stufenlose Übergänge miteinander verbunden.

412. Kristallin I

Die Gesteine, in denen diese ältesten Strukturen vorkommen, sind grobkörnige Granitgneisse, welche graduell in Bändergneisse übergehen (Fig. 19). Sie werden von Apliten subkonkordant durchschwärmt (Fig. 21a), und beide (Gneisse und Aplite) sind isoklinal um eine steile Achse verfaltet (Fig. 20), doch die genaue Einmessung dieser steilen Faltenachsen ist wegen der Massigkeit der Gneisse selten möglich.

Zum Mineralbestand gehören porphyroblastischer Mikroklin, grobkörniger Plagioklas (meist zersetzt), grobblättriger Muscovit, Biotit, grobkörniger Granat und Quarz. Die Kristallisation dieser Mineralien ist bezogen auf die steilachsige Faltung synkinematisch. Eine postkristalline Deformation hat hier nicht stattgefunden.

Die nächst jüngeren Gesteine sind die Pegmatite, welche die gebänderten und verfalteten Gneisse mitsamt den Apliten diskordant abschneiden (Fig. 21a und b). Ihre Mächtigkeit schwankt von wenigen Dezimetern bis zu mehreren Metern. Abgesehen von einer jüngeren und sehr gering-

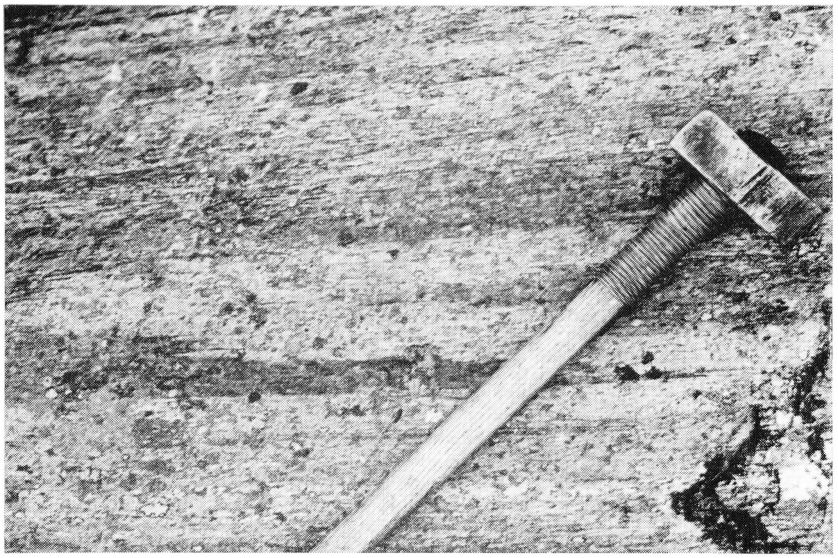


Fig. 19. Diffus gebänderte Granitgneisse des zentralen Gneisskomplexes (Kristallin I). Die Faltung ist isoklinal, und die Faltenachsen stehen steil. Alpe Scrivalone.

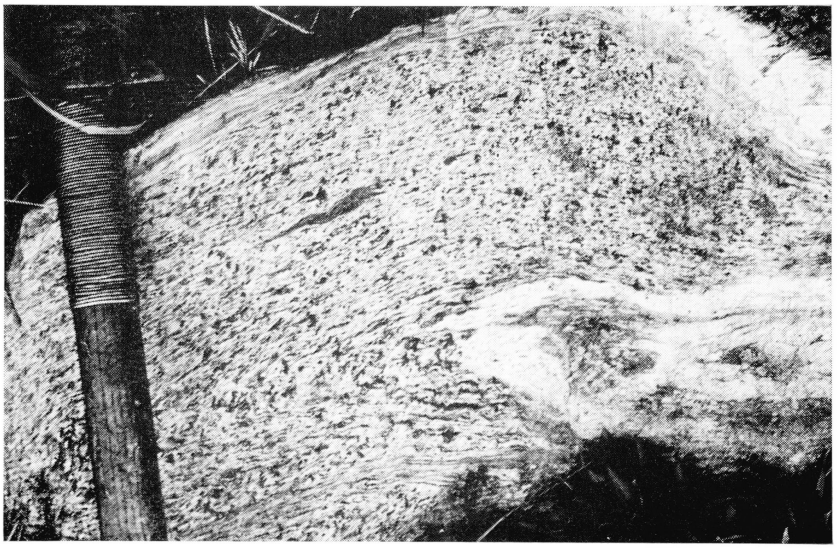


Fig. 20. Parakristalline Verfaltung der Granitgneisse. Die Aplite sind mitgefaltet. Alpe Fornale, Colma Piana.

fügigen (alpinen) Schieferung sind die Pegmatite mechanisch intakt und nicht verfaltet.

Die Aufschlüsse mit den unveränderten Strukturen von Kristallin I sind spärlich. Sie finden sich vorzugsweise im medianen Streifen der Sesia-Zone und immer nur in Granitgneissen, so z. B.:

— Unterer Teil des Baches, der bei Alpe Valpiana einmündet (Koord. 4718/1004).
— Unterster Teil des Vallone di Loc.
— Riale di Ragozzale, 1138 m ü. M.
— Unterer Teil der Valle Rossa bei Alpe Basciot.

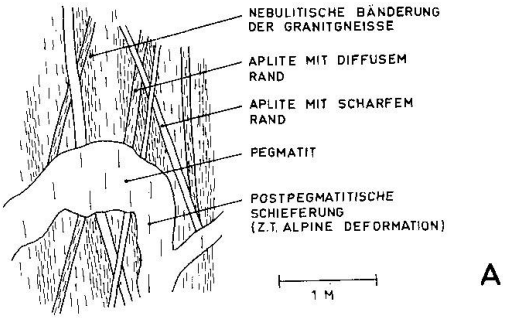


Fig. 21A. Aplitische und pegmatitische Injektion der Granitgneisse in Kristallin I. Die Reihenfolge in der Legende entspricht der genetischen Sukzession. Alpe Valpiana.

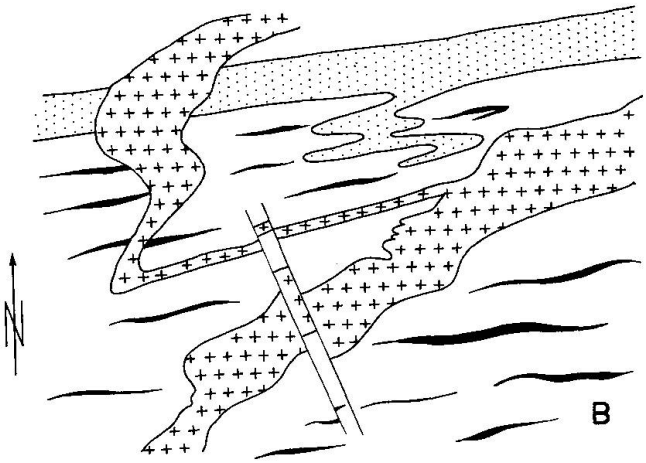


Fig. 21B. Der steilachsig verfaltete Komplex der gebänderten Granitgneisse und Aplite wird von mechanisch intakten Pegmatiten durchschwärmt (= Kristallin I).

Weiss: Schlierig gebänderte Granitgneisse.
Schwarz: Biotitreiche Schollen und Schlieren.
Punktiert: Aplite.
Gekreuzelt: Intakter Pegmatit.

Riale del Ragozzale, 1138 m ü. M.

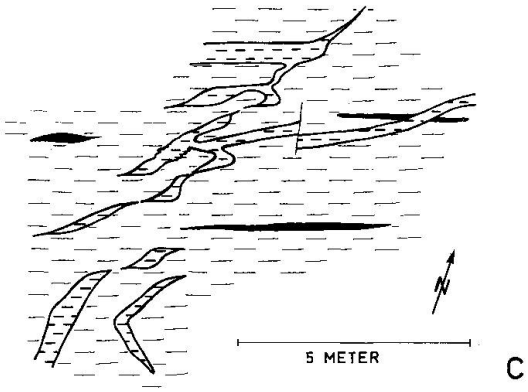


Fig. 21C. Zunehmende Zerscherung der Pegmatite in der Übergangszone von Kristallin I zu Kristallin II. Die Schieferungsebene liegt parallel zur Planartextur der Granitgneisse.

Fein gestrichelt: Schlierig gebänderte Granitgneisse.
Schwarz: Biotitreiche Schlieren und Schollen.
Fett gestrichelt: Deformierte Pegmatite.

Unteres Vallone di Loc.

413. Kristallin II

Kristallin II ist am besten in den Bändergneissen (Fig. 22) am Südrand des zentralen Gneisskomplexes erhalten. Eine zunehmende Zerscherung und Schieferung der Pegmatite und Nebengesteine bildet den Übergang von Kristallin I zu Kristallin II. Fig. 21 c stellt die Verhältnisse

Fig. 22. Bändergneisse am Südrand der Granitgneisse. Die hellen Gesteine sind aplitische Lagen und eingeschlichtete Pegmatite. Alpe Valle di Sotto (Koord. 6732/1007).

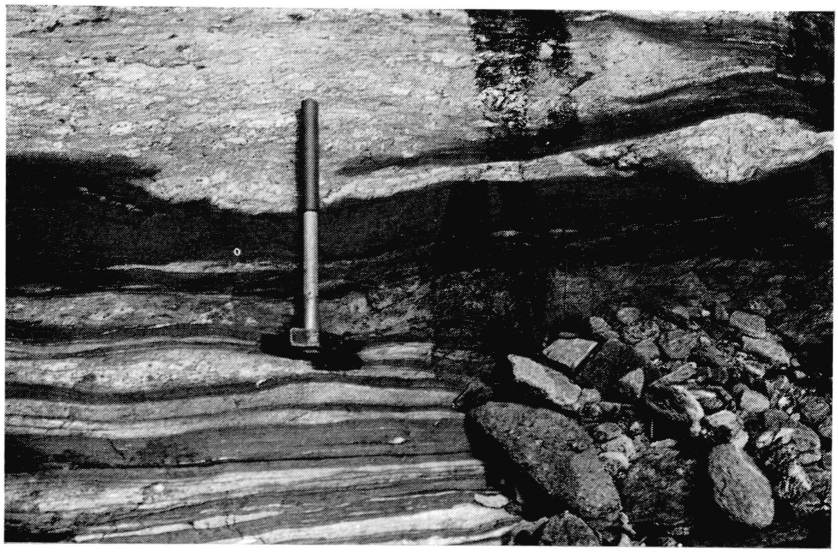


Fig. 23. Eingeschlichtete Pegmatite (P) in den Bändergneissen von Valle di Sotto am Südrand der Granitgneisse (Kristallin II).

in der Übergangszone von Vallone di Loc dar. Im untersten Teil dieses Tales sind mehrfach sich wiederholende Übergänge von partieller zu vollständiger Einschlichtung der Pegmatite zu sehen. Die Schieferungsebene läuft parallel zur vorpegmatitischen Planartextur von Kristallin I.

Am Ausgang des Tals, bei Alpe Borgo degli Valli sind schliesslich alle Diskordanzen durch die starke Schieferung beseitigt. Das verschieferte pegmatitische Material ist in konkordanten Nestern, Schlieren oder Linsen angeordnet (Fig. 23).

Die Deformation in Kristallin II hat eine Kataklase aller Mineralien der granitoiden Paragenese zur Folge. Dieser Vorgang ist begleitet von einer Umkristallisation zu Gesteinen der Grünschieferfazies. Dieselbe Umprägung haben auch die Pegmatite erfahren. Die Mineralien der präpegmatitischen und pegmatitischen Kristallisationsphase sind im Kristallin II als Kataklasten reliktisch erhalten.

In diesen „Epi-Gneissen" liegen die mechanisch intakten Porphyritgänge. Ihre Mächtigkeit schwankt zwischen 1 und 5 Metern. Grössere, stockartige Gebilde sind selten. Der grösste aufgeschlossene Porphyritstock ist bei Val Piana (westlich A. Borgo d. Valli). Er dürfte im Grundriss eine Fläche von ca. 50 × 600 Metern einnehmen.

Fig. 24. Diskordanter Porphyritgang in den Bändergneissen (B) mit eingeschlichtetem Pegmatit (P).

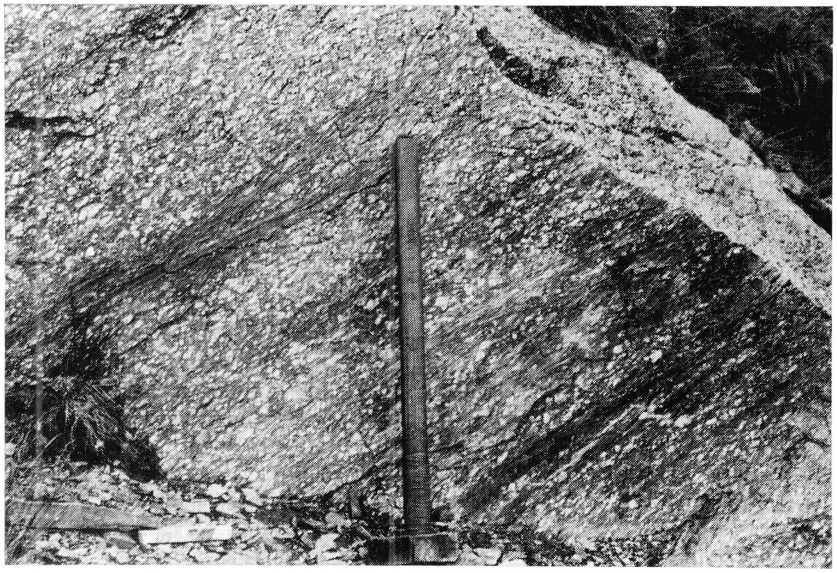


Fig. 25. Übergang von Kristallin II zu Kristallin III. Beginnende, lagenweise Verschieferung der Porphyrite. Kataklase der Einsprenglinge in der Schieferungsebene. Südgrat des Cimone di Straolgio.

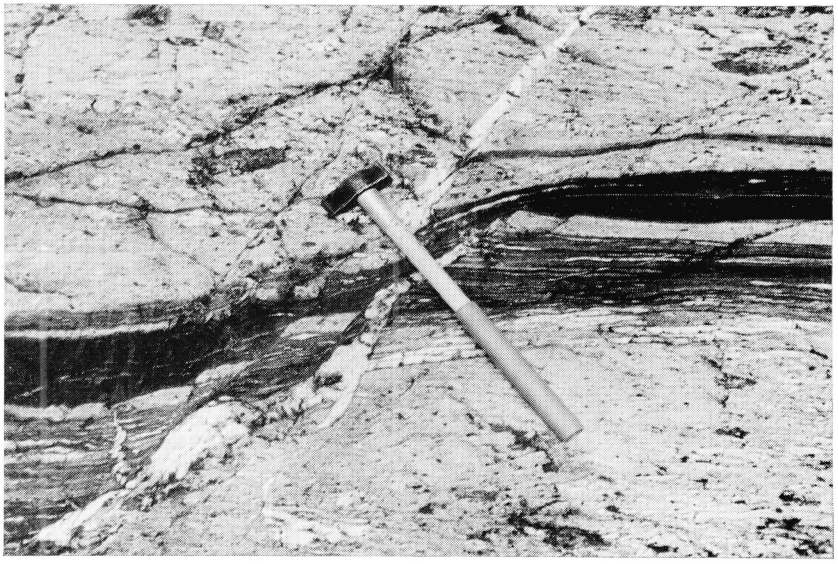


Fig. 26. Scherung schief zur s-Fläche in den Bändergneissen von Valle di Sotto (Koord. 6732/1007; Kristallin III). Die Scherflächen sind mit Mineralien der Grünschieferfazies verheilt (hier Quarz).

In fast allen Fällen sind die Gänge konkordant, d. h. es sind steilstehende, WSW-ENE-streichende Lagergänge. Wo Diskordanzen auftreten (Fig. 24), zeigen die Kontaktverhältnisse deutlich, dass die Gänge jünger sind als die Struktur von Kristallin II mit den stark laminierten Gneissen und den eingeschlichteten Pegmatiten.

Die besten Aufschlüsse im Kristallin II mit seinen intakten Porphyriten sind bei Alpe Borgo degli Valli zu finden.

414. Kristallin III

Zum Kristallin III gehören alle Gesteine, welche nach der Intrusion der Porphyrite deformiert worden sind. Es handelt sich um Derivate der in Kristallin I und II auftretenden Gesteine, d. h. um verschieferte Granitgneisse, Bändergneisse, Aplite, Pegmatite und Porphyrite. Zusätzlich kommen hier auch deformierte Diorite vor. Alle diese Gesteine sind am Südrande der Sesia-Zone in Phyllonite der Grünschieferfazies umgewandelt.

Der Übergang von Kristallin II zu Kristallin III ist an der zunehmenden Schieferung der Porphyrite kenntlich. Fig. 25 zeigt beginnende, lagenweise Verschieferung eines dieser Ganggesteine. Die Schieferungsebene liegt parallel zur vorporphyritischen und vorpegmatitischen Planartextur, d. h. parallel zu den s-Flächen von Kristallin I und II.

Zur Hauptsache sind es drei Strukturen, die im Kristallin III regelmässig wiederkehren: stark ausgeprägte Paralleltextur, isoklinale Falten und Scherflächen schief zur s-Fläche. Die Faltenachsen sind bis zu 30° nach NW bis SW geneigt, haben also verglichen mit jenen im Kristallin I eher flachen Verlauf. Die Faltung ist auch hier isoklinal, d. h. Achsenebene der Falten und s-Flächen sind parallele Ebenen, die nordwärts einfallen und WSW-ENE streichen. Die Scherung schief zu s (Fig. 26) kommt besonders in den Bändergneissen zum Ausdruck. Die Scherflächen stehen steil und streichen N-S bis NE-SW. Die Relativbewegung ist stets folgende: östlicher Flügel nach Norden, westlicher Flügel nach Süden. Die durch die Transversalverstellung zerlegten Lagen der Bändergneisse weisen in der Nähe der Scherflächen deutliche Schleppungen auf. Die Scherflächen selbst sind mit Mineralien der Grünschieferfazies verheilt.

Die Kristallisation hat die Deformation in Kristallin III überdauert. Sie hat hier, am südlichen Rand der Sesia-Zone, eine Umkristallisation (resp. Rekristallisation) aller Gesteine in der oberen Grünschieferfazies zur Folge. Der Mineralbestand ist monoton und nur durch die stark wechselnden Mengenverhältnisse erfährt er einige Abwechslung. So können im Kristallin III noch alte Strukturen wie beispielsweise die Bänderung sichtbar bleiben. Von hellen und dunklen Lagen sind nur quantitative Unterschiede im Mineralbestand der Grünschieferfazies zu beobachten.

Die bisher beschriebenen Verhältnisse sind in Tabelle 2 schematisch zusammengefasst.

415. Das Alter von Kristallin I, II und III
(s. Tabelle 3)

Die letzte, post-porphyritische Deformationsphase und die damit gekoppelte Umkristallisation der Gesteine ist zeitlich dem alpinen Zyklus zuzuordnen. Die flachen Faltenachsen von Kristallin III fügen sich nämlich reibungslos in den regionalen alpinen Achsenplan, und diese regional verbreiteten Faltenachsen treten auch in mesozoischen Gesteinen auf (s. Strukturkarte). Daraus darf vorerst einmal geschlossen werden, dass im untersuchten Abschnitt die Sesia-Zone alpin regional deformiert worden ist. Wie bereits erwähnt, ist in jenem Bereich, der auf Fig. 18 eingerahmt ist, die jüngste Deformation mit einer Umkristallisation der Gesteine in der Grünschieferfazies gekoppelt. Wir werden später sehen, dass die alpine Umprägung gegen Nordosten zu Mineralparagenesen von höhertemperierten Faziesbereichen geführt hat.

Das Alter der prä-porphyritischen Deformationsphasen (Kristallin I und II) kann nicht direkt ermittelt werden. Ihre Strukturen sind in unserem Gebiete nur auf einzelne, von der jüngsten Deformationsphase verschonte Linsen beschränkt. Die Konvergenz der Mineralparagenesen in Kristallin II und III (Grünschieferfazies) wirft die heikle Frage auf, ob diese das Resultat ein und derselben alpinen Metamorphose sein können, oder ob wirklich zwei zeitlich getrennte Kristallisationsphasen vorliegen. Die Unterscheidung geschieht nicht auf Grund mikroskopischer Petrographie (Gesteine aus Kristallin II und III lassen sich nicht unterscheiden), sondern auf Grund verschiedener Makrostrukturen: Kristallin II ist ausgeprägt durch prä-porphyritische, Kristallin III durch post-porphyritische Deformation. Wo die Porphyrite fehlen — dies trifft für den weitaus grössten Teil der Zone zu — wird die Unterscheidung Kristallin II-Kristallin III unmöglich. Eine genaue Altersbestimmung der Porphyrite könnte mehr Klarheit in diese Frage bringen: sind nämlich die Gänge alpinen Alters, so können Kristallin II und III verschiedene tektonische Faziesbereiche des alpin deformierten Kristallins sein (s. „A" in der Tabelle 3). Sollten die porphyritischen Ganggesteine aber permisch sein, so müssen die post-porphyritischen Deformationen alpin sein, jene im Kristallin II hingegen prä-permisch (s. „B" in Tabelle 3).

Die Strukturen von Kristallin I sind sicher prä-alpin, denn sie sind parakristallin bezogen auf eine Mineralparagenese, welche in vielen alpin

Tabelle 3. *Datierung der verschiedenen Deformationsphasen und Intrusionen im Kristallin der Sesia-Zone.* Erklärung im Text.

Magmatische Phasen und Deformationsphasen	Mineralparagenese	Datierung A Porphyrite sind alpin	Datierung B Porphyrite sind permisch
Kristallin III	Grünschieferfazies regional übergehend in Epidot-Amphibolitfazies	alpin	alpin
Porphyrite		alpin	permisch
Kristallin II	Grünschieferfazies	alpin	prä-permisch
Pegmatite		prä-alpin	?
Kristallin I	Amphibolitfazies	prä-alpin	?

überprägten Gesteinen Relikte bildet. Ausserdem sind die Faltenachsen aus Kristallin I regional nicht verbreitet, sondern vielmehr lokal in alpin wenig überprägten Paketen konserviert. Schliesslich kann beobachtet werden, dass mit den Deformationen in Kristallin I eine intensive Granitisierung von Paragneissen stattgefunden hat — ein Vorgang, der nicht der alpinen Metamorphose in der Grünschieferfazies zugerechnet werden kann.

42. DIE LITHOLOGISCHE GLIEDERUNG DER SESIA-ZONE (s. Fig. 27)

Es ist für nahezu alle Sesia-Gesteine unseres Arbeitsgebietes bezeichnend, dass sie sich chemisch-physikalisch nicht im Gleichgewicht befinden. An ihrem Aufbau sind meist zwei verschiedene Mineralparagenesen beteiligt: eine reliktische Paragenese der Amphibolitfazies (Kristallin I) und die jüngere Paragenese (Kristallin II und/oder III). Da im Dünnschliff die Kristallisationen II und III nicht unterschieden werden können, werden die Produkte beider Kristallisationsprozesse als alpine Bildungen bezeichnet, wohl wissend, dass vorläufig nur für Kristallin III ein alpines Alter nachgewiesen werden kann.

Drei Faktoren bedingen im untersuchten Abschnitt eine starke Differenzierung der Gesteine:

Erstens sind vier in chemisch-petrographischer Hinsicht verschiedenartige Komplexe am Aufbau der Sesia-Zone beteiligt. Es sind dies die nördliche Para-Serie, der Granitgneiss-Komplex, die gebänderten Paragneisse und die Diorite.

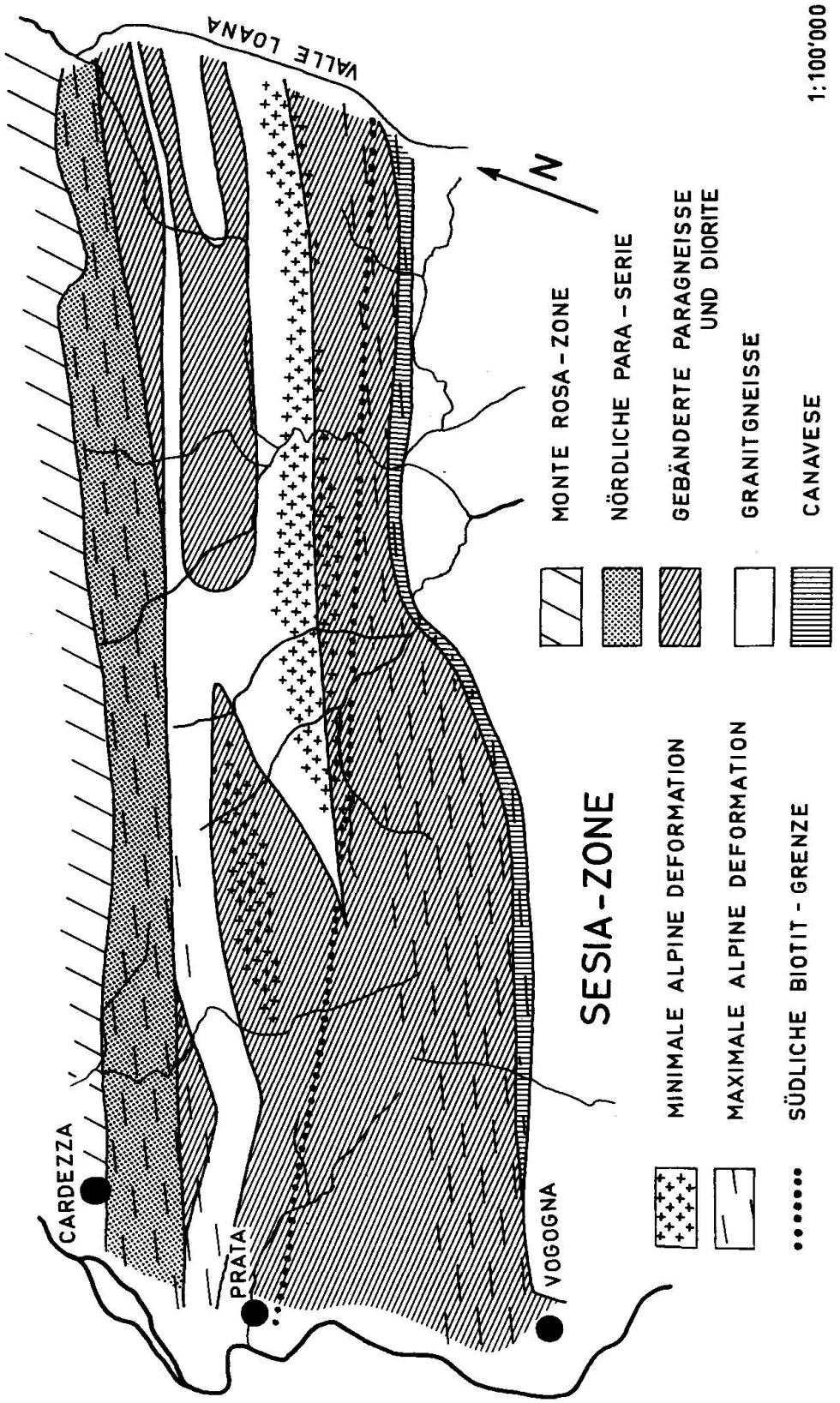


Fig. 27. Grobe lithologische Unterteilung der Sesia-Zone.

Zweitens ist die Intensität und Art der alpinen Durchbewegung grossen Schwankungen unterworfen. Im Anschnitt 41 wurde gezeigt, dass in zentralen Teilen der Zone prä-alpine Strukturen lokal erhalten geblieben sind. Im Gegensatz dazu sind andere Teile der Zone während der jüngsten Deformationsphase stark umgeprägt worden. Die entsprechenden Tektonite sind plattige Gneisse und Phyllonite. Zwischen diesen Extremen sind lückenlose Übergänge vorhanden, so dass es kaum möglich ist, Altkristallin und alpines Kristallin gegeneinander scharf abzugrenzen. Auf der Kartenskizze 27 sind darum die Bereiche maximaler, resp. minimaler Deformation nur angedeutet. Die alpin am stärksten durchbewegten Gebiete bilden den nördlichen und südlichen Rand der Zone (= nördliche und südliche Phyllonit-Zone. Das stark verschieferte Canavese gehört in tektonischer Hinsicht zur südlichen Phyllonit-Zone und ist darum nicht speziell ausgeschieden). Die von der alpinen Durchbewegung am meisten verschont gebliebenen Gebiete liegen alle im medianen Teil der Zone.

Drittens ändern die alpinen Paragenesen (Kristallin III) ihren Charakter: im Südwesten des betrachteten Gebiets liegen die alpinen Metamorphite in der Grünschieferfazies vor, während im Nordosten die Epidot-Amphibolitfazies ausgeprägt ist. Um diesen Sachverhalt anzudeuten, ist auf der Kartenskizze der Existenzbereich des Biotits mit einer punktierten Linie dargestellt: im Süden und Südwesten dieser Linie ist kein Biotit, sondern Chlorit an der alpinen Paragenese beteiligt.

Aus alledem geht hervor, dass drei wesentliche Einflüsse, die den Gesteinscharakter prägen, sich gegenseitig diskordant überlagern: Gesteins-Art, alpine Durchbewegung und alpine Kristallisation. Das Resultat ist eine reichhaltige Skala sehr verschiedenartiger Gesteine. Nahezu jede chemisch-petrographische Einheit enthält nämlich alpine Tektonite und alpin nicht oder kaum deformierte Gesteine. In jeder dieser Gruppen müssen wiederum Metamorphite der Grünschieferfazies von jenen der Epidot-Amphibolitfazies unterschieden werden. Zwischen den einzelnen Gruppen kommen fliessende Übergänge vor.

43. DIE PETROGRAPHIE DER SESIA-ZONE

431. Al- und Si-reiche Metamorphite

Diese bilden die Hauptmasse der Sesia-Zone. Im allgemeinen sind sie gebändert, d. h. es treten im Millimeter- bis Dezimeterbereich Quarz-Plagioklaslagen auf. Ausserdem kommen in diesen Gesteinen helle,

muscovit- und mikroklinführende Gänge vor; es sind metamorphe und eingeschlichtete Aplite und Pegmatite, welche sich, wenn sie konkordant verlaufen, oft nicht mehr von den übrigen hellen Lagen unterscheiden lassen. Quarz ist immer im Überschuss vorhanden; besonders in der nördlichen Para-Serie sind linsenförmige Quarzansammlungen von Dezimeter- bis Metergrösse eine häufige Erscheinung.

In der nördlichen Para-Serie wechsellagern die Si- und Al-reichen Gesteine mit Marmoren, Kalksilikatgesteinen und Amphiboliten. Im Zentimeter- bis Meterbereich treten zwischen diesen Gesteinen stufenlose Übergänge auf. Ich halte diese Metamorphite darum für ursprüngliche Sedimente von toniger, mergeliger und kalkiger Zusammensetzung und die Wechsellagerung für primär sedimentogen. Ausserhalb der nördlichen Para-Serie sind die Al- und Si-reichen Gesteine mit Dioriten und Granitgneissen assoziiert. Die Kontakte zu den Dioriten sind mechanisch. Zu den Granitgneissen jedoch bestehen Übergänge: die Paragesteine gehen durch allmähliche Zunahme des granitoiden Charakters in gebänderte Granitgneisse über. Gegen die Granitgneisse zu werden die hellen Quarz-Plagioklaslagen und die aplitischen bis pegmatoiden Lagen im Paragestein häufiger und zwischen den hellen Lagen lässt sich eine Zunahme von porphyroblastischem Mikroklin beobachten.

Unter dem Mikroskop erweist sich Mikroklin jedoch stets als porphyroklastisches Relikt. Als weitere Relikte kommen im Südwesten des Gebietes grobblättriger, meist verbogener Muscovit, kataklastischer und zersetzter Plagioklas (die Einschlüsse sind Serizit und Klinozoisit), kataklastischer und randlich serizitisierter Granat und chloritisierter Biotit vor. Die Neubildungen sind dort Serizit, Chlorit, Albit und Quarz. Gegen Nordosten zu ist eine allmähliche Rekristallisation der im Südwesten reliktischen Mineralien zu beobachten (s. Fig. 28). Zuerst tritt Biotit anstelle von Chlorit. Es folgen Oligoklas anstelle von Albit, Granat an-

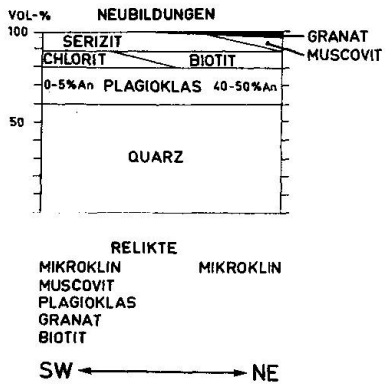


Fig. 28. Veränderungen im Mineralbestand der dunklen Lagen der Si- und Al-reichen Gesteine von Südwesten nach Nordosten.

stelle von Serizit und Chlorit und Muscovit statt Serizit. Schliesslich wird im nordöstlichsten Zipfel der untersuchten Zone neugebildeter, xenoblastischer Mikroklin beobachtet. In besonders Al-reichen Gesteinen treten auch Disthen und Staurolith auf, und die damit assoziierten basischsten Plagioklase enthalten 40 bis 50% Anorthit. Überall verbreitete Übergemengteile sind Magnetit und/oder Hämatit. Titanit, Apatit und Zirkon kommen gelegentlich in geringsten Mengen vor. Die Texturen sind überall lepidoblastisch.

432. Marmore und Kalksilikatgesteine

Diese Gesteingruppe ist für die nördliche Para-Serie charakteristisch. Im übrigen Teil der Sesia-Zone sind Marmore eher selten. Sie treten in Form langgezogener, schmaler Linsen auf, deren mächtigste auf der petrographischen Karte ausgeschieden sind. Wie alle übrigen Paragesteine werden sie von aplitischen und pegmatitischen, oft diskordanten Gängen durchschwärmt.

Die Marmore führen neben dem grobkörnigen Calcit meist etwas Quarz, Muscovit und Erz. Ihre Textur gleicht einem unregelmässigen Mosaikpflaster: grobkörnige Zeilen weisen eine intensive Wechsellagerung mit feinkörnigen auf. Die Zwillingslamellen grosser Körner sind oft schwach verbogen.

Im Marmor des Pizzo delle Pecore sind von blossem Auge Graphitschuppen zu erkennen. (Vgl. dazu GERLACH 1869, p. 90; MASSON 1938, p. 134: beide beschreiben graphitführende Marmore aus der Valpelline-Serie der Dent Blanche-Decke.)

Regelmässige Begleiter der Marmore sind Kalksilikatgesteine. Folgende Mineralien treten darin auf (die Reihenfolge entspricht der relativen Häufigkeit): Pistazit, Diopsid (als kataklastisches Relikt), Aktinolith, gemeine Hornblende, Calcit, Quarz, Plagioklas, Mikroklin, Zoisit, Granat, Titanit, Hämatit, Ilmenit, Klinozoisit, Apatit, Biotit, Muscovit, Chlorit und Graphit.

Die Kalksilikatgesteine sind sowohl mit den reinen Marmoren als auch mit den Amphiboliten durch stufenlose Übergänge verbunden. Fast alle Typen weisen eine millimeterfeine Bänderung auf, da sich die Hauptgemengteile lagenweise ablösen. Beachtenswert ist das stengel- und boudinartige Auftreten von Kalksilikat-Tektoniten mitten in reinen Marmoren. Die Längsrichtung der gestreckten Tektonite stimmt genau mit der regionalen Faltenachsenrichtung überein.

433. Amphibolite

Das Vorkommen dieser Gesteine ist auf die nördliche Para-Serie beschränkt. Die Hauptgemengteile sind Hornblende und Plagioklas. Daneben treten als Haupt- bis Übergemengteile Quarz, Chlorit, Klinozoisit und Biotit auf. In kleinsten Mengen kommen Magnesit, Ilmenit, Titanit, Pistazit, Apatit, Muscovit, Zirkon, Orthit und Rutil vor.

Die petrographische Abgrenzung dieser Gesteinsgruppe von den tonerdereichen und kalkreichen Metamorphiten ist etwas willkürlich, da schon makroskopisch fliessende Übergänge sowohl zu den einen als auch zu den andern beobachtet werden. Besonders die Assoziation mit Kalksilikatgesteinen ist typisch für die Amphibolite, wobei die gegenseitige Substitution von Hornblende und Epidot den Übergang vom einen Gestein zum andern bedingt. Die Übergänge zu den Al- und Si-reichen Gesteinen sind gekennzeichnet durch das Überhandnehmen von Biotit über Hornblende und durch das Auftreten von Quarz und Granat.

Der Chemismus innerhalb der Amphibolite scheint sehr variabel zu sein, denn auch die Häufigkeit wie die Eigenschaften der einzelnen Minerale variieren stark. Beispielsweise schwanken die An-Gehalte der Plagioklase, die Farben und Auslöschungswinkel der Hornblenden in weiten Grenzen. Im Zusammenhang mit diesen Streuungen scheint der Gehalt an Epidot zu stehen, wie folgende Aufstellung zeigt:

	An-Gehalt	Hornblende			
	Plagioklas	$n_\gamma \wedge c$	Farbe parallel n_β	$2V^0$	Art der Hornblende
mit Epidot	60–80	12–14	hellgrün-blaugrün	75–80	aktinolithisch
ohne Epidot	25–45	14–19	blaugrün-grün	75–80	gemeine Hornbl.

Die Textur ist im Westen lepidoblastisch und gleichkörnig. Weiter im Osten ist in einzelnen schiefrigen Amphiboliten heteroblastische Hornblende erkennbar. Von blossem Auge sieht man kleine Hornblendeknoten, die in einem sehr feinkörnigen, schiefrigen Gefüge eingebettet sind. Unter dem Mikroskop entpuppen sich diese Knoten als Porphyroklasten, welche eine verschliffene, nach s gelängte Linsenform aufweisen und allseitig von einer jüngeren, feinkörnigen und nach s geregelten Hornblende umgeben sind (Fig. 29a). Neben der Verschieferung dieser grossen Hornblendekörner ist auch eine Umwandlung zu beobachten: anstelle der jüngeren, feinkörnigen Hornblende kann Biotit entstehen. Dieses Mineral kapselt die bestehenden Hornblende-Porphyroklasten allseitig ein (Fig. 29b).

Zwischen der grobkörnigen, klastischen Hornblende und der jüngeren,

blastischen sind optisch keine Unterschiede festzustellen — beide scheinen also alpidisch zu sein. Die Kristallisation der Hornblende wäre demnach in der nördlichen Para-Serie von einer Schieferung der Gesteine begleitet worden. Wir werden in einem späteren Abschnitt sehen, dass andere Beobachtungen ebenfalls zu diesem Schluss führen.

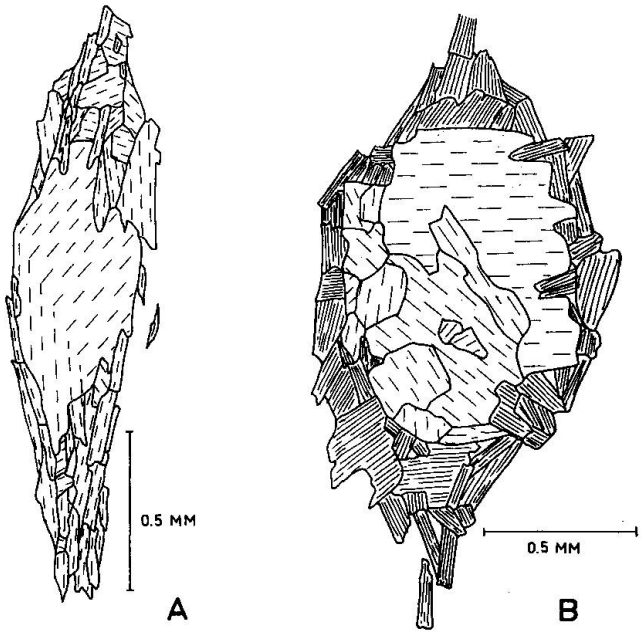


Fig. 29A. Hornblendeknoten in Amphiboliten der nördlichen Para-Serie. Es sind zwei Hornblendegenerationen zu erkennen: eine präkinematische, porphyroklastische und eine synkinematische, lepidoblastische. Beide Generationen sind alpin.

Fig. 29B. Porphyroklastische Hornblende wird von feinkörnigem Biotit allseitig umwachsen. Beide Generationen sind alpin.

Am Ostende des untersuchten Gebiets treten stark granoblastische Texturen in den Amphiboliten auf. Dadurch ergeben sich Konvergenzen zwischen Amphiboliten und Metadioriten, was das Auseinanderhalten beider Gruppen oft sehr erschwert. Hier entscheidet nur noch der geologische Verband: die enge Wechsellagerung mit Kalksilikatgesteinen ist ein Argument für die Amphibolite — wo diese fehlt, ist eine Unterscheidung unmöglich.

434. Metadiorite

4341. Allgemeines

Diese Gesteine sind in der ganzen Sesia-Zone linsenförmig in Paragneissen eingelagert. Die Linsen verlaufen parallel zum allgemeinen Strei-

chen und erreichen im südlichen Teil der Zone eine maximale Länge von mehreren Kilometern. Ihre Kontakte zum Nebengestein sind mechanisch. Grössere Dioritmassen werden von zahlreichen Apliten durchschwärmt. Am Ostende der untersuchten Zone sind Metadiorite mit einem grösseren Serpentinitstock vergesellschaftet. Die Serpentinite (s. Karte) sind mikroskopisch nicht untersucht worden.

4342. Metadiorite mit primärer Struktur (s. Fig. 30)

In zentralen Partien grösserer Dioritlinsen sind oft noch massige Typen mit magmatischer Struktur erhalten. Der Mineralbestand ist im Südwesten des Gebietes durch eine grosse Menge an Relikten ausgezeichnet. Dazu gehören braune bis grüne Hornblende und Plagioklas. Beide Mineralien sind verändert, zeigen aber trotzdem noch ihre primären Kornumrisse und bilden ein hypidiomorph körniges Gefüge. Plagioklas ist zu Albit und Klinozoisit entmischt. Die braune Hornblende wird durch farblose Hornblende der jüngeren Generation ersetzt. In den reliktischen, braunen Partien der Hornblendekörner liegen viele Einschlüsse. Meist sind sie pigmentartig und opak (Erz?). Andere sind 50 bis 100 μ gross, besitzen hohe Doppelbrechung, sind farblos und verursachen eine lokale

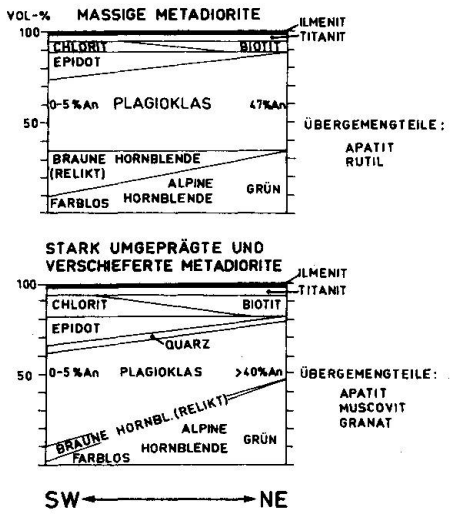


Fig. 30. Der Mineralbestand der Metadiorite in der Sesia-Zone. (Volumen-% geschätzt.)

Entfärbung der braunen Hornblende. Der farblose Hornblendehof, der diese Einschlüsse umgibt, ist jeweils auch pigmentfrei. Die Mineralien der jüngeren Generation (vorwiegend farblose Hornblende und gefüllter Albit) wachsen als Pseudomorphose nach dem primären Mineralbestand, so dass die Struktur erhalten bleibt.

Gegen Nordosten treten die reliktischen Mineralien mengenmässig in den Hintergrund. Der Kern einzelner Hornblendekörner aus der jüngeren Generation ist noch bräunlich und stark pigmentiert. Die Klinozoisitfüllung des Plagioklases ist aber verschwunden.

Die Neubildungen sind hier andere als im Südwesten: granoblastischer, mittelkörniger Andesin und grüne Hornblende sind anstelle von Albit und farbloser Hornblende getreten. Epidot ist zu einer selbständigen Kornfraktion ausserhalb des Plagioklases rekristallisiert, sofern er nicht ganz von der Bildfläche verschwunden ist. Der im Südwesten auftretende Chlorit ist durch Biotit ersetzt. Aus einem hypidiomorph körnigen Gefüge hat sich ein granoblastisches entwickelt.

4343. Stark umgeprägte und verschieferte Metadiorite

Diese Gesteine finden sich vor allem in der südlichen Phyllonit-Zone. Aber auch im zentralen Bereich der Sesia-Zone bilden sie meistens den Rand grösserer Dioritlinsen. Die wesentlichsten Unterschiede zu den massigen Typen betreffen die Körnigkeit, die Textur und den Mineralbestand.

Die Körnigkeit ist wesentlich feiner. Die Mineralrelikte sind stark kataklastisch und häufig boudiniert, dazwischen wächst ein sehr feinkörniges Gefüge der jüngeren Mineralgeneration heran. Die Textur ist lepidoblastisch. Im Mineralbestand nehmen die Relikte einen sehr kleinen Platz ein. Die braune Hornblende ist als resistentes Mineral sporadisch noch erhalten, hingegen sind die gefüllten Plagioklaskörner zu einem Albit-Klinozoisit-Brei zermalmt.

Im Südwesten dominieren unter den Neubildungen Albit, Chlorit und Klinozoisit. Daneben kommt meist etwas farblose Hornblende vor. Gegen Nordosten werden, wie auch in den massigen Metadioriten, Chlorit von Biotit, Epidot und Albit von Andesin und farblose Hornblende von grüner abgelöst. Bezeichnend für die schiefrigen Metadiorite ist ein geringer aber konstanter Gehalt an Quarz. Als Beispiel für diese Gesteinsgruppe seien die grünen Chloritschiefer von Vogogna erwähnt (Steinbruch auf Koord. 6659/9620). Nur noch einzelne braune Hornblenderelikte und der Übergang zu Dioriten unterhalb A. Sui (Koord. 6675/966) verraten, dass wir es hier mit stark umgeprägten Dioriten zu tun haben.

4344. Zum Alter der Diorite

Da keine Intrusivkontakte zu finden sind, lässt sich die Frage nach dem Zeitpunkt der Dioritintrusion nicht abklären. Es ist aber auffallend,

dass die Dioritlinsen stets in Al- und Si-reichen Metamorphiten eingebettet liegen und nirgends von Granitgneissen umgeben werden. Es scheint mir jedoch unvorsichtig zu sein, daraus den Schluss ziehen zu wollen, dass die Dioritintrusion prägranitisch sei. S. Franchi (1905, p. 292) erwähnt nämlich einen Aufschluss bei Campertogno (Valle Sesia), aus welchem eine andere Altersbeziehung abzulesen ist: ein Gabbrodioritgang durchschlägt dort die „Granitgneisse von Mollia" diskordant. Sicher ist nur, dass die Diorite prä-alpin intrudiert sind, denn sie sind alpin metamorph.

435. Granitgneisse (= Teil der „Gneiss Sesia" von Artini und Melzi)

4351. Die migmatischen Granitgneisse

Zum Mineralbestand gehören als Hauptgemengteile Plagioklas, Quarz, Mikroklin, Muscovit, Biotit, Epidot und manchmal, besonders in Randzonen grösserer Granitgneisskomplexe, braune bis grüne Hornblende. Neben- bis Übergemengteile sind Apatit, Titanit, Magnetit, Chlorit und selten auch Granat. Seltenere Übergemengteile sind Orthit, Zirkon und Turmalin.

Diese Gesteine bilden im medianen Teil der Sesia-Zone einen grossen, zusammenhängenden Komplex, der über mehrere Quadratkilometer aufgeschlossen ist. Auch im übrigen Teil der Zone (z. B. nördliche Para-Serie) streichen manche Granitgneiss-Züge von maximal 100 Meter Mächtigkeit in WSW-ENE-Richtung durch.

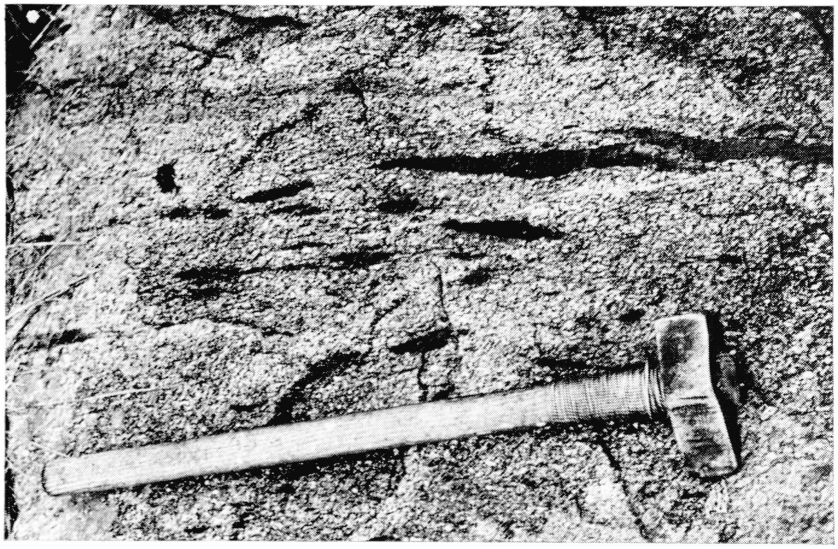


Fig. 31. Langgestreckte, konkordante Biotitschollen im Granitgneiss der Sesia-Zone.

Die ganze Gesteinsgruppe ist Teil eines granitisierten Gesteinsverbandes. In den zentralen Partien treten lokal eigentliche Granite mit richtungsloser, körniger Textur auf (Kristallin I). In der Regel ist der Granitgneisskomplex jedoch gebändert. Die Bänderung ist meist sehr diffus oder nebulitisch (Fig. 19). Biotitreiche konkordante Schollen sind eine häufige Erscheinung (Fig. 31). Am Rand der Granitgneiss-Hauptmasse sind, sofern noch primäre Kontaktverhältnisse vorliegen, fliessende Übergänge zu den gebänderten Tonerdesilikatgesteinen zu sehen. Die verschwommene Bänderung der Granitgneisse wird gegen den Rand der Granitisationszone deutlich: die hellen Lagen sind dort nicht mehr granitoid, sondern aplitisch, und die dunklen Lagen werden zu melanokraten Biotitgneissen. Die Körnigkeit nimmt an der Peripherie der Granitgneiss-Hauptmasse ab. Die Übergänge Granitgneiss-Bändergneiss sind also sowohl in stofflicher als auch in struktureller Hinsicht kontinuierlich. Zahlreich sind in beiden Einheiten konkordant und diskordant verlaufende Pegmatite.

Bezeichnend für die inneren Teile des Granitgneisskomplexes ist die Tendenz zu granitoidem Gefüge und zu einer homogenen, granitähnlichen modalen Zusammensetzung. Sehr verbreitet sind Augentexturen.

Der primäre Mineralbestand enthält Plagioklas (meist entmischt), Kalifeldspat, Biotit, Muscovit, Granat, Apatit, Orthit und andere Übergemengteile. Lokal sind auch Übergänge zu hornblendeführenden Gesteinen vorhanden; als Beispiel seien die beiden Vorkommen im Talkessel von Alpe Straolgio (südlich Pizzo Diosi und Pizzo Stagno) und am Nordgrat der Testa del Parise (nordwestlich Pizzo Deseno) erwähnt. Von den genannten primären Mineralien sind Kalifeldspat (Mikroklin), Muscovit, Granat und Apatit als Kataklasten erhalten, während Biotit und Plagioklas um- oder rekristallisiert sind.

Der sekundäre Mineralbestand ist je nach dem Grad der alpinen Metamorphose etwas verschieden. Im Südwesten gehören Albit, Klinozoisit, Serizit und Chlorit dazu, während gegen Nordosten Oligoklas, Muscovit und Biotit an ihre Stelle treten. Quarz ist natürlich in der ganzen Zone rekristallisiert. Die Umkristallisation hat die stark deformierten Gneisse vollständig erfasst. Diese sind in gewöhnliche Biotitgneisse umgewandelt. Die nicht oder nur schwach deformierten Gesteine hingegen sind nur leicht umkristallisiert. In derartigen, schwach metamorphisierten Typen sind die Gefügeeigenschaften der alten, granitoiden Kristallisation noch erhalten und unverfälscht durch die Textur des veränderten Mineralbestandes zum Ausdruck gebracht.

Aus diesen Gründen haben die Granitgneisse kein einheitliches Gefüge.

Die Granit-ähnlichsten Typen sowie die massigen, von der alpinen Deformation verschonten Gneisse (Kristallin I) zeigen grobkörnig-blastische bis schwach porphyroblastische Gefüge. Solche sind im Innern und am südlichen Rand der Granitgneiss-Hauptmasse häufig. In alpin verschieferten Gesteinen (Kristallin II und III) bilden Kataklasten und feinkörnig rekristallisierter Mörtel ein heteroblastisches Gefüge. In extrem tektonisierten Gneissen ist ein lepidoblastisch rekristallisiertes Gefüge ohne Kataklasten die Regel. Ein Beispiel dafür sind die verschieferten „Granitgneisse" von Buretti bei Cuzzego. Wie auf der Fig. 27 zu sehen ist, liegen jene Gesteine innerhalb der nördlichen Phyllonit-Zone und sind daher kaum mehr als ursprüngliche Granitgneisse zu erkennen.

4352. Die Granitgneisse von Alpe Cremosina

Diese hellen Gneisse bilden mehrere grosse Linsen in den Westhängen des Pizzo la Cima (Südwesten des Gebiets). Die grösste zusammenhängende Masse besitzt eine Mächtigkeit von ca. hundert Metern und dürfte mehrere hundert Meter lang sein. Sie wird in einem Steinbruch in der Nähe der Alpe Cremosina abgebaut. Weitere Vorkommen wurden in den Hängen ESE Alpe Cort di Sopra beobachtet.

Die Kontakte zu den benachbarten, phyllonitischen Paragesteinen sind mechanisch. Im Steinbruch selbst war 1963 ein diskordanter Intrusivkontakt aufgeschlossen. Kontaktmetamorphe Erscheinungen sind nicht beobachtet worden, doch können diese durch die alpine Metamorphose verwischt worden sein.

Der Mineralbestand enthält Kalifeldspat (ca. 40%), Albit, Quarz (je ca. 30%) und wenig Muscovit. Es fehlen Biotit und die beachtlichen Mengen Epidot, die in den übrigen Sesia-Granitgneissen üblich sind. Das Gestein ist über grosse Strecken homogen, führt weder dunkle Schlieren noch wird es von Apliten oder Pegmatiten durchschwärmt. Auch fehlen die Übergänge zu benachbarten, gebänderten Gesteinen, die man sonst am Rande grösserer Granitgneissmassen beobachtet. Vereinzelte dunkle Lagen im Cremosina-Gneiss sind tektonisch bedingt: die stark durchbewegten Horizonte führen mehr Serizit und Klinozoisit als Folge einer starken Umwandlung von Kalifeldspat und Plagioklas.

Die erste Generation ist, wie in den andern Sesia-Granitgneissen, porphyrisch-grobkörnig und klastisch. Von blossem Auge erkennt man die durch die Kataklase bläulich erscheinenden Mikroklinkörner. Entmischte Plagioklas-Grosskörner, bestehend aus Albit mit Serizit- und Epidot-Einschlüssen, sind Relikte eines primär basischeren Plagioklases.

Ihre ursprünglichen Umrisse sind nur enthalten, wenn die gefüllten Albit-Körner von Mikroklin umwachsen, also gepanzert sind. Dann zeigen sie die hypidiomorphen Umrisse der ersten Generation. Muscovit ist immer stark deformiert und am Rand zu Serizit verrieben.

Die zweite Generation besteht aus einem feinstkörnigen Quarz-Albit-Mörtel, der auf Rissen in Grosskörnern und auf Bewegungsbahnen (= s-Flächen) angeordnet ist. Quarz hat manchmal die Tendenz zur Konzentration auf monomineralischen Lagen. Er zeigt dann mittelkörnige Ausbildung und ist stark undulös. Möglicherweise handelt es sich bei derartigen, mm-langen Quarzlinsen um die ausgeplätteten Grosskörner der ersten Generation. Serizit und Klinozoisit treten in geringen Mengen auf. Sie lassen sich aus der Kataklase von Muscovit und aus der Entmischung des primären intermediären Plagioklases herleiten. Die Cremosina-Gneisse sind ursprünglich massig gewesen. Ihre grosse Homogenität, die grobkörnigen Mineral-Relikte und die zum Teil noch erhaltenen Instrusivkontakte lassen darauf schliessen, dass diese Granitgneisse magmatischer Herkunft sind. Ihre Entstehung könnte mit der Granitisierung im Innern der Sesia-Zone im Zusammenhang stehen. Direkte Zusammenhänge bestehen jedoch nicht.

436. Aplite und Pegmatite

4361. Allgemeines

Körnige und glimmerarme, gang- oder lagenförmig auftretende Gesteine sind in der Sesia-Zone häufig. Wie alle andern Gesteine der Zone sind sie alpin metamorph. In einzelnen Fällen ist darum die Entscheidung unmöglich, ob es sich primär um Pegmatit oder Aplit, um hochmobiles Ganggestein oder um ein in situ-Differenziat gehandelt hat. Auch die Beantwortung der Frage nach einer eventuell gemeinsamen Herkunft aller dieser Gesteine in der ganzen Sesia-Zone ist schwierig, denn primäre Relikte sind spärlich. Immerhin kann in einzelnen Fällen mit Sicherheit von Pegmatit- oder Aplitgängen gesprochen werden. Dort wo noch die ursprünglichen Verbandsverhältnisse vorliegen und wo mit den Pegmatiten auch Aplite assoziiert sind, erweisen sich die Aplite immer als älter. Sie werden von den Pegmatiten diskordant abgeschnitten (s. Fig. 21 a und b, S. 613).

4362. Der Mineralbestand

Das wenige, was vom primären Mineralbestand noch sichtbar ist, ist beiden Gesteinstypen gemeinsam. Die ältere Generation ist grobkörnig,

klastisch und zum Teil umgewandelt. In den Pegmatiten ist sie besser konserviert, während die Aplite durch die Umkristallisation meist vollständig erfasst worden sind und oft nur aus Mineralien der zweiten Generation bestehen.

Soweit sich dies überhaupt noch abschätzen lässt, ist die primäre mineralogische Zusammensetzung gekennzeichnet durch Kalifeldspatgehalte von 40 bis 60%. Die übrigen Hauptgemengteile sind Quarz und intermediärer Plagioklas (je 20 bis 30%). Dieser ist immer umgewandelt in Albit mit Serizit- und Klinozoisit-Einschlüssen. Der Glimmer ist mit wenigen Prozenten durch Muscovit vertreten. Biotit ist sehr spärlich oder nicht vorhanden. Für Pegmatite ist als Übergemengteil Turmalin charakteristisch.

Die Umwandlungen in den sekundären Mineralbestand variieren je nach der Art der alpinen Metamorphose. Näheres wird darüber im Abschnitt 442 ausgeführt, denn die Metamorphose aller femischen Gesteine in der Sesia-Zone ist gleichartig.

4363. Aplite

In jenen Gebieten der Sesia-Zone, die alpidisch nicht verformt sind (Kristallin I), zeigt sich, dass einzelne Aplite älter als die Kalifeldspatblastese in den Gneissen sind. Dies geht aus der Fig. 32 hervor; sie zeigt,

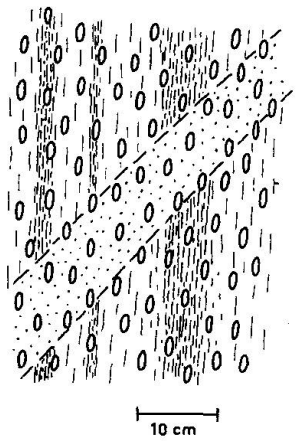


Fig. 32. Diskordanter Aplitgang im Granitgneiss der Sesia-Zone. Die Aplit-Injektion wird von der Kalifeldspatblastese überholt.

dass die Bänderung diskordant von einem Aplitgang abgeschnitten wird und dessen Intrusion von der Kalifeldspatblastese zeitlich überholt wird. Andere Aplite sind zwar jünger als die Feldspatblastese, doch zeigen sie stufenlose Übergänge zum granitoiden Nebengestein. Die jüngsten Aplite besitzen scharfe Ränder (s. Fig. 21a, S. 613). Es sei an dieser Stelle nochmals daran erinnert, dass alle Aplite zusammen mit dem Nebengestein

parakristallin verfaltet sind. Wir haben gute Gründe anzunehmen, dass die Kalifeldspatblastese im ursprünglich gebänderten Paragestein den wesentlichsten Prozess der Granitgneiss-Bildung darstellt. Da nun die Aplit-Injektionen die Feldspatisierung begleiten, dürften sie zeitlich und wohl auch genetisch im unmittelbaren Zusammenhang mit der Granitisation stehen.

4363. Pegmatite

Wiederum sind es die alpidisch nicht deformierten „Inseln" im Granitgneiss-Komplex (Kristallin I), welche Aufschluss über die ursprünglichen Verbandsverhältnisse der Pegmatite geben. Diese durchschwärmen das Gestein in allen Richtungen und schneiden die oben erwähnten Aplite ab (Fig. 21a und b). Wenn sie auch jünger sind als diese, so scheint zwischen beiden Intrusionen kein grosser Zeitraum zu liegen, denn hin und wieder kommen auch gemischte Aplit-Pegmatitgänge vor; sie sind in der zentralen Partie feinkörnig und besitzen einen grobkörnigen Saum.

In den alpin deformierten Granitgneissen und in den benachbarten Bändergneissen sind die Pegmatite eingeschlichtet. Sie bilden Boudins und konkordante Schmitzen, welche dank ihrer Körnigkeit als pegmatitische Gesteine diagnostiziert werden können. Ist die Verschieferung sehr stark, so ist manchmal noch der charakteristische Gehalt an Turmalin ein Hinweis auf die pegmatitische Herkunft.

Eindeutiger sind die Verhältnisse in den Marmoren: innerhalb grösserer Marmorlinsen finden sich immer wieder helle, glimmerarme Mikroklin-Plagioklas-Quarz-Gesteine mit pegmatitischer Textur. Sie bilden im Karbonatgestein diskordante Gänge von Dezimeter- bis Meter-Mächtigkeit. Ganggestein und Marmor sind stark deformiert und umkristallisiert. Die Deformation hat eine Verfaltung und Boudinierung der Gänge zur Folge. Ausserdem ist das Ganggestein laminiert.

437. Porphyrite

4371. Allgemeines

Im südlichen Teil der Sesia-Zone sind zwischen dem Pizzo della Rossola und dem Cimone di Straolgio porphyritische Ganggesteine häufig. Die Gänge liegen konkordant in den gebänderten Paragneissen, dicht südlich von der Granitgneiss-Hauptmasse oder seltener auch in den Granitgneissen selbst. Ihre Mächtigkeit variiert meist zwischen 1 und 5 Metern. Die Kontakte zum Nebengestein sind scharf und von einer Kontaktmetamorphose ist nichts zu sehen. Auch Grund verschiedener mineralo-

gischer Zusammensetzungen lassen sich zwei Gruppen porphyritischer Ganggesteine unterscheiden: die Diorit- bis Gabbrodioritporphyrite und die Granodioritporphyrite (vgl. damit TRAVERSOS „Microgranulite", 1895, p. 140).

Die Ganggesteine sind teilweise metamorph. Das Mass der Umprägung ist sehr unterschiedlich. Im nördlichen Teil des Intrusionsbereiches sind die Intrusiva schwach verschiefert (Kristallin II). Meist ist davon makroskopisch nichts zu sehen: das Gestein erscheint absolut massig. Die Metamorphose ist extrem schwach und äussert sich unter anderem in einer Umkristallisation der Grundmasse. Gegen den südlichen Rand der Sesia-Zone sind die Gänge in zunehmendem Masse verschiefert und zu Chlorit-Phylloniten umkristallisiert (Kristallin III). Dieser Vorgang erfasst übrigens auch die Nebengesteine, so dass die Unterscheidung Ganggestein/Nebengestein im fortgeschrittenen Stadium der Metamorphose sehr erschwert wird. Für die folgende Beschreibung sind möglichst schwach metamorphe Typen ausgewählt worden.

Da eine Korrelationsmöglichkeit der Gänge mit stratigraphisch fixierbaren Gesteinen fehlt, bleibt für die Datierung nur der petrographische Vergleich. Dieser lässt zwei Wege offen: Man kann nämlich mit gleichem Recht die Porphyrite der Sesia-Zone sowohl mit Produkten des permischen Initial- und Finalmagmatismus als auch mit tertiären Porphyriten des Systems Biella-Traversella vergleichen.

Permische Porphyrite sind in der weiteren Umgebung unseres Gebietes nur aus dem Canavese s. str. und aus dem Seengebirge bekannt. NOVARESE (1929 und 1933) erwähnt aus dem Canavese den „Melafiro del Biellese" (Hornblende-Pyroxen-Porphyrit oder -Diabas) und REINHARD (1964) gibt eine detaillierte Beschreibung permischer Gänge aus dem Sottoceneri.

Tertiäre Ganggesteine dioritischer Zusammensetzung sind aus der Sesia-Zone (Biella-Traversella), aus dem Canavese (bei Cuorgnè und bei Muriaglio), aus dem Seengebirge (im Granit von Masserano) und aus den sülalpinen Sedimenten (bei Villa del Bosco, s. FRANCHI 1904a) bekannt. (Näheres darüber s. NOVARESE 1943.)

4372. Diorit- bis Gabbrodioritporphyrite

Typ 1. Die bräunlich- bis grünlichgrauen Gesteine besitzen eine feinkörnige Grundmasse von Plagioklas, Chlorit, Serizit, Quarz, Biotit, Pistazit und Klinozoisit, in welcher bis 1 cm grosse Einsprenglinge von Plagioklas und mm-grosse Einsprenglinge von Biotit und Hornblende

eingebettet sind. Orthit, Titanit, Apatit und Ilmenit sind regelmässige Übergemengteile — selten treten auch Calcit und Rutil in sehr geringen Mengen auf. Dieser Typus ist sehr verbreitet.

Die Einsprenglinge

Plagioklas ist stark zonar. Die erstgebildeten, grossen und basischen Einsprenglinge und die basischen Kerne und Zonen der jüngeren, kleineren Einsprenglinge sind mit Pistazitkörnern gefüllt; die ursprüngliche Plagioklas-Substanz ist also entmischt. Ihr An-Gehalt muss sehr hoch gewesen sein und lässt sich nicht mehr bestimmen. Die weniger basischen Zonen sind nicht entmischt und besitzen An-Gehalte von maximal 70%. Die sauren Zonen führen in allen Vertretern 35—40% An. Mehrfache Rekurrenzen sind in allen Einsprenglingen zu beobachten. Die einzelnen Zyklen beginnen jeweils mit Ca-reichen Schalen von 55—70% An (oder höher — dann aber entmischt!). Durchwegs streben die An-Gehalte der nächst peripheren Schalen gegen den Wert von 35—40%. Die basischen Schalen sind immer schmaler als die sauren. Fig. 33a illustriert diese

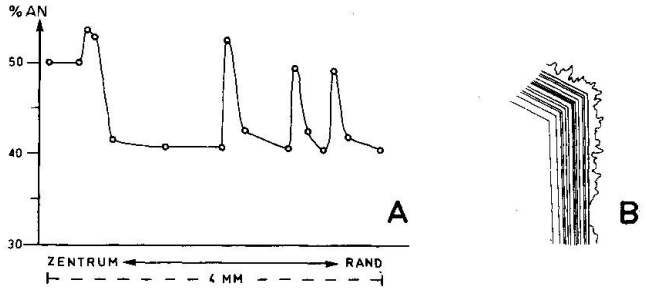


Fig. 33A. An-Gehalt in einem zonierten Plagioklas-Einsprengling eines Dioritporphyrits. Messung nach der Zonenmethode.

Fig. 33B. Während der Metamorphose entstandener Saum eines Plagioklaseinsprenglings. Der Saum ist wesentlich An-ärmer als der zonierte Einsprengling und ist mit der Grundmasse verzahnt.

Verhältnisse in einem Einsprengling, der keine extrem basischen Teile hat und darum auch nicht entmischt ist.

Die Plagioklas-Einsprenglinge besitzen Tief-Temperatur-Optik. Die Eulerwinkel eines genau eingemessenen Karlsbad-Albit-Roc Tourné-Drillings mit einem An-Gehalt von 45% betragen:

Individuum 1	48,0°	78,0°	60,5°
Individuum 2	48,5°	78,0°	60,5°
Individuum 3	48,0°	78,0°	60,0°

Die 18 eingemessenen Zwillinge sind nach dem Karlsbadgesetz (6), Albitgesetz (5), Roc Tourné-Gesetz (4) und Aklingesetz (3) verzwillingt.

Die Bildung von Serizitschuppen in der Plagioklas-Substanz ist neben der Pistazit-Bildung eine zweite Art der sekundären Umwandlung der Einsprenglinge. Diese Umsetzung ist nicht auf einzelne Schalen der zonierten Plagioklase beschränkt, sondern tritt willkürlich und fleckenweise auch in epidotfreien Teilen der Einsprenglinge auf. Besonders häufig ist die Serizitbildung am Rand der Kristalle zu beobachten.

Eine weitere Eigenart der Plagioklas-Einsprenglinge sind die Verhältnisse am unmittelbaren Rand der Körner: die äusserste Schale ist deutlich verschieden von den inneren, basischeren Teilen. Durch eine scharfe Grenze ist ein Saum von der nächst inneren Zone getrennt. Die Grenzlinie zeichnet genau die idiomorphen Umrisse des Einsprenglings ab. Der Sprung im An-Gehalt beträgt an dieser Linie etwa 10% (von 35% innen auf etwa 25% im Saum). Im Saum selbst fällt dann der An-Gehalt weiter nach aussen hin ab. Peripher ist eine intensive Verfingerung des Saumes mit der feinkörnigen Grundmasse die Regel (Fig. 33b).

Biotit ist braun, etwas verbogen und längs der Schichtflächen sowie am Rande leicht chloritisiert; er ist optisch oft 2-achsig (2V bis 10°). Einschlüsse sind in grosser Zahl vorhanden. Am häufigsten sind Titanitkörner, Erzmikrolithen und Rutilnadeln. Letztere durchkreuzen sich Sagenit-artig unter Winkeln von 60°. Die millimetergrossen Einsprenglinge scheinen stark korrodiert zu sein. Die Ränder sind sehr unregelmässig ausgefranst. Neben der Bildung von Sagenit ist auch die Umsetzung zu Titanit und Pistazit eine Umwandlungserscheinung im dunklen Glimmer. Beide Ca-haltigen Mineralien sind eng mit Biotit assoziiert, bilden feinkörnige Kränze um die Einsprenglinge herum und treten auf den Schichtflächen auf. Überall wo Biotit als Plagioklas-Einsprengling auftritt, sind auch Titanit und Pistazit assoziiert. Während Fe und Ti zweifellos aus dem Biotit stammen, scheint Ca aus dem ursprünglich basischeren Plagioklas bezogen zu werden.

Hornblende ist stark pleochroitisch und zeigt folgende Farben:

n_α: gelblich-bräunlich, n_β: braun-grün, n_γ: dunkelgrün.

Weitere Daten sind:

$2Vx = 80—85°$, $n_\gamma \wedge c = 16°$, $r > v$ deutlich, $\langle\cdot\rangle$ nach (100).

Es handelt sich also um eine gemeine Hornblende. Die meist sehr unregelmässigen Umrisse der millimetergrossen Einsprenglinge zeugen von einer magmatischen Korrosion. Die korrodierten Kerne sind immer

umwachsen, sei es von einer jüngeren, hellgrünen Hornblende oder von Biotit.

Die Grundmasse

Im Gegensatz zu den Einsprenglingen, welche eindeutig magmatische Relikte sind, besitzt die Grundmasse die Züge eines metamorphen Gesteins. Sie ist holokristallin und besteht aus kleinen, zonaren Plagioklaskörnern, die zusammen mit Quarz, Biotit, Chlorit, Serizit und Epidot ein feinkörnig-lepidoblastisches Gefüge bilden. Weitere Gemengteile sind Erz, Apatit und Orthit. Dieser ist immer von Pistazit umwachsen. Mit Ausnahme von Apatit sind alle Mineralien der Grundmasse xenomorph. Die Schichtsilikate der Grundmasse sind nach einer makroskopisch nicht sichtbaren s-Fläche geregelt, welche dieselbe Orientierung besitzt, wie die Paralleltextur der Nebengesteine. Dass es sich dabei nicht etwa um fluidale Texturen handelt, ist an der Kataklase gewisser Einsprenglinge zu sehen: die Kataklasten sind parallel zur s-Fläche der Grundmasse zerschert.

Auf jungen, sehr feinen und nur mikroskopisch sichtbaren Spalten und Rissen führt das Gestein Calcit, Zeolith und Vermiculit. Die optischen Daten des Zeoliths sind: $2Vx = ca.\ 40°$, $v > r$ schwach, geringe Licht- und Doppelbrechung, flaue Auslöschung, parkett-artige Zwillingsbildung, fiederförmiges Wachstum blättriger Aggregate. Es könnte sich um Stilbit handeln.

Tpy 2. Dieses Gestein besitzt geringere Verbreitung (schöner Aufschluss Koord. 6725/1006). Im Gegensatz zum erstbeschriebenen Typ ist seine Struktur extrem grob-porphyrisch, die Grundmasse dicht und von beinahe schwarzer Farbe. Typ 2 tritt ausserdem nicht als Lagergang, sondern stockförmig auf. Ein weiterer Unterschied betrifft den Mineralbestand: neben Plagioklas und Biotit tritt auch Quarz als Einsprengling auf; Hornblende fehlt jedoch ganz.

Einsprenglinge

Plagioklas ist zoniert und weist An-Gehalte zwischen 40 (Zentrum) und 30% (Rand) auf. Die Grösse der Einsprenglinge beträgt oft mehrere Zentimeter. Biotitschuppen treten darin als Anlagerungseinschlüsse auf und sind stets mit Pistazit assoziiert. Der eingeschlossene Biotit ist dunkler als der grobkörnige, nicht eingeschlossene. Die Randbereiche der Plagioklaskristalle sind zu Albit und Epidot ± Serizit zersetzt. Die Grenzen zwischen zersetzter Corona und intaktem Plagioklas ist unregelmässig und gleicht einer Korrosionsgrenze.

Die Quarz-Einsprenglinge sind stark deformiert. Sie bilden gerundete, verschliffene Körner, die fleckenweise undulös und zu intensiv verzahnten Kleinkornbereichen zerschert sind. Diese tektonisierten Einsprenglinge sind von einem Hof quarzreicher Grundmasse umgeben. Dies zeigt deutlich, dass die randlichen, zerriebenen Teile der Quarz-Kataklasten von der feinkörnigen Grundmasse aufgenommen und „verdaut" werden.

Auch die Biotiteinsprenglinge sind stark deformiert und meist etwas chloritisiert. Ihre Grösse schwankt um 1 Millimeter. Die Farbe des Biotits ist deutlich grün bis olivgrün. Sagenitgitter, Titanit- und Epidotkränze sind wie in Typ 1 auch hier häufige sekundäre Bildungen.

Die Grundmasse

ist extrem feinkörnig und besteht aus Quarz, Plagioklas, Serizit, Biotit, Chlorit und Epidot. Typisch für den deformierten Zustand des Gesteins ist die Regelung des Serizits nach 2 s-Flächen. Diese durchkreuzen sich gegenseitig unter einem Winkel von ca. 45°; sie sind makroskopisch nicht sichtbar.

4373. Granodioritporphyrite

Der markanteste Gegensatz zu den Dioritporphyriten ist die hellere Grundmasse dieser Gesteine. Ausserdem fehlt hier die Hornblende ganz und unter den Einsprenglingen befinden sich neben Biotit und Plagioklas auch Quarz und Kalifeldspat. Die Epidot-Mineralien sind Orthit (primär magmatisch?) und Pistazit (sekundär) — Klinozoisit fehlt.

Die Einsprenglinge

Plagioklas ist der häufigste Einsprengling. Er bildet, ähnlich wie in den basischeren Porphyriten, prachtvolle zonare Zwillingsstöcke. Der Zonarbau ist jedoch nicht mit grossen Änderungen des An-Gehaltes verbunden. Dieser beträgt 30—40%, wobei innerhalb eines Einsprenglings die Variation immer kleiner ist als 5%. Rekurrenzen sind im sehr dünnschaligen Zonarbau häufig. Die Plagioklase besitzen auch hier Tief-Temperatur-Optik. Unter den 17 ermittelten Zwillingsgesetzen sind Albitgesetz (7), Roc Tourné-Gesetz (5), Karlsbadgesetz (3) und Periklingesetz (2) beobachtet worden. Als sekundäre Umwandlung ist wiederum die Bildung von Serizit aufzufassen. Sie ist stellenweise, besonders längs Rissen und Sprüngen, sehr weit fortgeschritten. Die Risse selbst sind Folgen einer Kataklase, welche die Plagioklas-Einsprenglinge zu zerscheren, jedoch nicht vollständig zu zertrümmern vermochte.

Der Kalifeldspat ist ein Mikroklin-Perthit. Er bildet bis 2 cm grosse Einsprenglinge, welche zahlreiche Anlagerungseinschlüsse von Biotit und Plagioklas enthalten. Einzelne Mikroklinkörner oder auch nur Teile von solchen zeigen eine weit fortgeschrittene Umwandlung zu Serizit. Häufig sind auch Kalifeldspäte von feinen Rissen und Sprüngen durchsetzt.

Die Quarz-Einsprenglinge sind mechanisch selten intakt. Nur vereinzelt sind von blossem Auge schon bipyramidale Querschnitte zu sehen. Meist sind die Einsprenglinge jedoch ausgewalzt. Sie scheinen zwischen den mechanisch resistenten Plagioklas- und Mikroklin-Einsprenglingen zu zerfliessen. Jedenfalls sind sie parallel zur s-Fläche der Grundmasse (= s-Fläche im Nebengestein der Gänge) gestreckt und intern zu undulösen Partien und verzahnten Kleinkornbereichen zerschert.

Die Biotit-Einsprenglinge sind, ähnlich wie in den Dioritporphyriten (Typ 2), von olivgrüner Farbe. Im Gegensatz zu den dunklen Glimmern der Dioritporphyrite sind hier jedoch die Titanitbildungen auf Kosten des Biotits geringer. Der vorhandene Titanit umkränzt zum grossen Teil kleine, opake Erzkörner. Biotit ist sauber und ohne Einschlüsse.

Neben den bisher beschriebenen Einsprenglingen scheinen auch die kleinen hexagonalen Apatitprismen und die Orthitkörner primär magmatischen Ursprungs zu sein.

Die Grundmasse

ist stark verschiefert und besteht aus einem lepidoblastischen Gefüge von feinstkörnigem, saurem Plagioklas, Quarz, Biotit und Serizit. Die Paralleltextur der Grundmasse umfliesst zusammen mit den zermalmten Quarzeinsprenglingen die idiomorphen Umrisse der mechanisch resistenteren Plagioklas- und Mikroklin-Einsprenglinge. Während die Biotit-Einsprenglinge in die Planartextur eingeschlichtet sind, sind die Feldspäte regellos angeordnet.

44. DIE MINERALIEN DER SESIA-ZONE

441. Einleitung

Die im ersten Abschnitt dieses Kapitels (41) angedeutete Möglichkeit, dass in der Sesia-Zone drei zeitlich getrennte Kristallisationsvorgänge sich überlagern, kann durch die mikroskopische Untersuchung nur ausnahmsweise bestätigt werden (s. Abschn. 4422). Es scheint, dass die beiden post-pegmatitischen Phasen entweder trotz ihres verschiedenen Alters so ähnlich sind, dass sie sich nicht voneinander trennen lassen, oder

dass sie identisch sind, d. h. beide der alpinen Orogenese angehören. Dass dieser Fragenkomplex mit der Frage nach dem Alter der Porphyrite eng zusammenhängt, wurde schon erwähnt (s. Tab. 3, p. 619). In allen untersuchten Gesteinen (mit Ausnahme der porphyritischen Ganggesteine) können aber mit Sicherheit die Relikte der ersten Metamorphose erkannt werden. Sie werden in kleinerem oder grösserem Masse durch jüngere Kristallisationsprodukte ersetzt. Im folgenden Abschnitt werden die Neubildungen einzeln beschrieben. Es soll gezeigt werden, auf welche Weise die alpinen Mineralien die reliktische Paragenese ersetzen. Schliesslich kommen dabei auch jene Reaktionen zur Sprache, welche die alpine Epi-Paragenese im Südwesten mit der Meso-Paragenese im Nordosten verbinden.

442. Die Feldspäte

4421. Mikroklin

Die Mikroklin-Blastese in der Sesia-Zone ist jener prä-alpinen Metamorphose zuzuordnen, während der die granitoiden Texturen in einem grossen Teil der Gneisse geprägt worden sind. Die primäre Ausbildung des Kalifeldspats war porphyroblastisch. Besonders auf hellen Lagen der Bändergneisse, in Granitgneissen und Pegmatiten (s. Fig. 23) bildet Kalifeldspat bis dezimetergrosse Porphyroblasten. Ausser den Körnern mit deutlicher Kreuzgitterung sind auch nicht verzwillingte Exemplare vorhanden. Der Achsenwinkel schwankt stets um $2Vx = 80°$.

Im Südwesten des untersuchten Gebietes ist das Mineral am besten erhalten. Dort ist Mikroklin als grobkörnige Komponente massgebend an der Bildung der Augen beteiligt. Schon makroskopisch ist jedoch in den tektonisierten Gneissen erkennbar, dass die Augen granuliert und polymikt sind. Im Mikroskop erkennt man Risse und Scherflächen, welche den Kalifeldspat in gegenseitig verstellte Bruchstücke zerlegen. Die Risse sind mit einem feinkörnigen, sekundären Quarz-Albit-Gefüge verheilt. Die Kataklase des Mikroklins ist für alle alpinen Tektonite der Sesia-Zone bezeichnend (Fig. 34a). Zur mechanischen Umprägung gesellt sich meist eine chemische. Sie äussert sich auf zweierlei Art: Albitisierung von Mikroklin und Umwandlung in Oligoklas oder Andesin. In wenigen Fällen wird schliesslich eine feinkörnige Rekristallisation von Kalifeldspat beobachtet.

Albitisierung des Mikroklins

Im Südwesten der Zone ist teilweise oder vollständige Umkristallisation der Mikroklin-Kataklasten in Schachbrett-Albit zu beobachten. Es

ist kaum zu entscheiden, ob die Umwandlung prä- oder postkinematisch ist. Im ersten Falle würde es sich um zerbrochene Schachbrett-Albitzwillinge, im zweiten Falle um albitisierte Mikroklin-Kataklasten handeln. Da der Schachbrett-Albit ebenso frisch aussieht wie der syn- bis postkinematische, feinkörnige Albit im rekristallisierten Mörtel desselben Gesteins, ist es wahrscheinlich, dass beide Kornarten gleichzeitig entstanden sind. Demnach wäre Mikroklin während der Deformation albitisiert worden. Die Umrisse der nicht zerriebenen, sondern nur zerbrochenen Mikroklinkörner sind trotz der Umkristallisation zu Albit beibehalten und heben sich durch ihre Grösse vom übrigen, feinkörnigen Kristallisationsgefüge ab. In den nicht albitisierten Körnern sind intragranulare Serizitbildungen häufig.

Umwandlung von Mikroklin in Oligoklas oder Andesin

Die zweite Art der Mikroklinverdrängung durch Plagioklas ist weiter nördlich häufig, wo der neugebildete Plagioklas höhere An-Gehalte aufweist. Das Resultat der Umwandlung sind von der Peripherie des Kali-

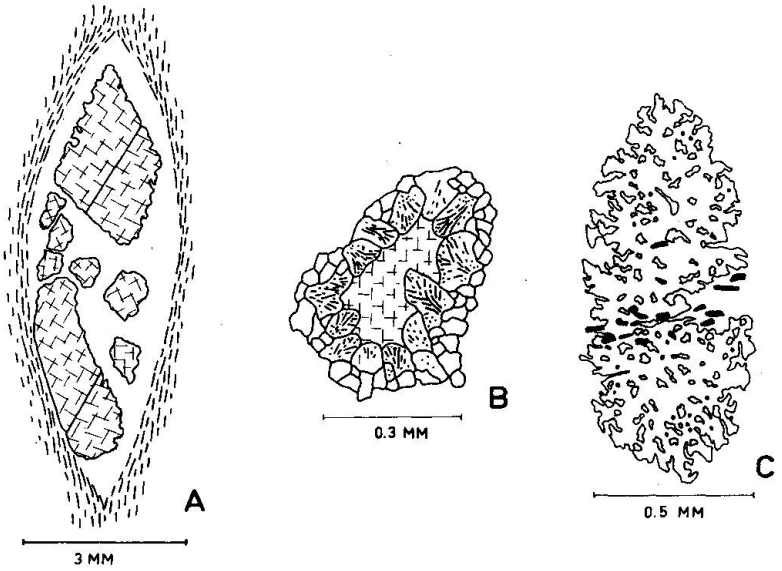


Fig. 34A. Zerscherter Kalifeldspat-Porphyroblast (= Auge) in Granitgneiss der Sesia-Zone. Der Raum zwischen den Fragmenten ist mit einem feinkörnigen, rekristallisierten Mörtel (Albit und Quarz) ausgefüllt. Das Auge wird von Biotit umfasst.

Fig. 34B. Verdrängung von Kalifeldspat durch Myrmekit im Granitgneiss.

Fig. 34C. Plagioklaspoikilit mit Quarz- (weiss) und Seriziteinschlüssen (schwarz). Aus mehreren, miteinander verwachsenen Myrmekiten entstanden. Die ehemaligen Bereiche der einzelnen Myrmekite sind durch verschiedene Auslöschung unterscheidbar.

feldspats her eindringende Myrmekite (Fig. 34b). Die Plagioklasmasse zeigt meist fleckige Auslöschung und erst in stark rekristallisierten Gesteinen sind die Plagioklasfelder mehrerer Myrmekite zu einem ganzen, optisch mehr oder weniger homogenen Poikilit mit Quarzeinschlüssen verschweisst (Fig. 34c). Da dieser Vorgang meist von Deformationen begleitet ist, sind die Quarzschläuche zu kugel- und tropfenförmigen Einschlüssen zusammengeschrumpft und die traubenförmigen Konturen der Myrmekite sind verwischt. Anstelle von Myrmekit bleibt ein poikilitisches Implikationsgefüge von Quarztropfen und Plagioklas übrig.

Feinkörnige Rekristallisation von Mikroklin

In einigen Granitgneiss-Typen im nordöstlichen Teil des Gebietes ist Mikroklin nicht mehr Relikt, sondern ein rekristallisierter Gemengteil der alpinen Paragenese. Er durchzieht netzartig als xenoblastische, feinkörnige Komponente das ganze kristalloblastische Gefüge. In solchen Gesteinen, übrigens ausnahmslos alpine Tektonite, sind keine porphyroklastischen Kalifeldspatrelikte mehr erhalten; doch sind auch keine Umwandlungserscheinungen zu sehen, wie sie oben beschrieben wurden.

Zusammenfassend sei betont, dass das Verbreitungsgebiet der mikroklinführenden Gesteine (Granitgneisse, Pegmatite, Aplite und Bändergneisse) in drei Bereiche zerfällt (s. Fig. 36): im südwestlichen Teil der Zone ist Mikroklin instabil und wird in Albit umgewandelt (Schachbrett-Albit). Gegen Nordosten folgt ein Gebiet, in welchem Kalifeldspat immer noch instabil ist, der neuentstehende Plagioklas jedoch Ca-reicher ist: auf Kosten von Mikroklin entwickeln sich Oligoklas-Myrmekite und -Poikilite. Im nordöstlichen Zipfel des untersuchten Gebietes ist feinkörniger, xenoblastischer Kalifeldspat stabil; daneben existiert ein sauberer, mittelkörniger Oligoklas.

Der Zeitpunkt der Umwandlung von Mikroklin

Da die An-Gehalte der Plagioklase im rekristallisierten Gefüge sich zweifellos während der alpinen Metamorphose eingestellt haben und da zwischen der regionalen Verbreitung der verschiedenen An-Gehalte und der verschiedenen Kalifeldspat-Umwandlungen Übereinstimmung besteht, können beide Erscheinungen die Produkte einer einzigen Kristallisationsphase sein. Die Mikroklin-Umwandlungen wären demnach samt und sonders alpidisch. Doch ist daneben eine weitere Möglichkeit nicht ganz auszuschliessen: die Albitisierung von Mikroklin könnte den anderen Plagioklasbildungen in der ganzen Zone zeitlich vorausgegangen sein. Die Umwandlungen des übriggebliebenen Mikroklins in Oligoklas und

Andesin wären dann in einem Teil der Zone im Laufe eines zweiten Aktes erfolgt (siehe dazu nächster Abschnitt).

4422. Plagioklas

Im obigen Abschnitt wurden zwei Plagioklas-Arten des Sesia-Kristallins beschrieben, die als Mikroklin-Ersatz auftreten: Schachbrett-Albit und Myrmekit, resp. Oligoklas- bis Andesin-Poikiloblast. Daneben besitzen alle Gesteine auch eine weitere Plagioklas-Sorte, die sich von den erwähnten Beispielen in Erscheinung und Genese deutlich unterscheidet.

Die Umwandlung des primären Plagioklases

Besonders in wenig deformierten Granitgneissen, Dioriten und Pegmatiten, vereinzelt auch in Bändergneissen finden sich im Südwesten des Gebietes Relikte eines grobkörnigen, ursprünglich grano- bis porphyroblastischen Plagioklases. Dieser ist immer in Albit mit Serizit- und Klinozoisit-Mikrolithen umgewandelt. Das Verhältnis Klinozoisit: Serizit ist in Dioriten wesentlich grösser als in den übrigen Gesteinen. Die Mikrolithen sind oft längs der primären Zwillingslamellen im Wirt angeordnet, so dass diese auch im umgewandelten Plagioklas noch sichtbar bleiben (Fig. 35a). Es liegt hier also eine Pseudomorphose von Albit und Mikro-

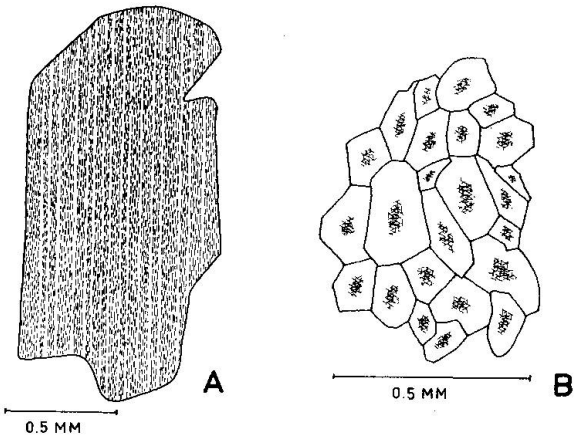


Fig. 35A. Entmischter Plagioklasporphyroblast. Die Anordnung von Klinozoisit und Serizit lässt die ursprünglichen Zwillingslamellen noch erkennen. Diorit von Alpe Montusa.

Fig. 35B. Rekristallisation von Plagioklas aus vorher entmischtem, primärem Plagioklas (Albit, Serizit und Epidot) führt oft zu einer Rogen-ähnlichen Struktur: mittelkörnige Plagioklas-Kristalloblasten mit je einem Häufchen Serizit und Epidot in ihrer Mitte. Metadiorit von Riale del Basso.

lithen nach einem ursprünglich blastischen Plagioklas vor (An-Gehalt unbekannt). Nirgends ist aber das Ausgangsmaterial in nicht umgewandelter Form erhalten, so dass sich die Frage stellt, ob die Entmischung eine autometamorphe Reaktion ist, ob sie durch „sekuläre Verwitterung" oder erst durch die alpine Metamorphose ausgelöst worden ist. Dieses Problem ist ausführlich von A. STUTZ (1940, p. 200ff.) im Falle der Arollagesteine des Valpelline diskutiert worden. Der genannte Autor kommt zum Schluss, dass in der Dent Blanche-Decke die Plagioklas-Entmischung eine Folge der alpinen Dislokationsmetamorphose sein müsse. Eine ähnliche Deutung ist auch in der Sesia-Zone möglich. Das Anorthit-Molekül des Plagioklases liefert das zur Bildung des Klinozoisits notwendige Calcium. Das dabei übrigbleibende Al_2O_3 und SiO_2 verbindet sich mit Kalium zu Serizit. Als Kaliumquellen dienen der Plagioklas selbst (was selten oder nie ausreicht) und die Kalium-haltigen Nachbarmineralien. Als solche kommen in unserem Beispiel Mikroklin und Biotit in Frage, die mit ihrer Umwandlung zu Plagioklas, resp. Chlorit das Kalium freigeben. Die erwähnten Vorgänge wären demnach zeitlich eng gekoppelt und somit alle alpidisch.

Dagegen müssen folgende Einwände gemacht werden:

Wie weiter unten gezeigt wird, ist die Mikrolithen-Füllung älter als die spät-alpine Rekristallisation des Plagioklases. Die richtige Reihenfolge ist demnach:

ursprünglicher Plagioklas unbekannter Zusammensetzung	→	Albit, Serizit und Klinozoisit	→	alpiner Oligoklas bis Andesin

Eine zeitliche Trennung der beiden Akte ist nicht ausgeschlossen, unter der Bedingung allerdings, dass der erste Akt von einer Reaktion begleitet wird, die das Kalium für die Serizitbildung liefert. Eine solche ist die Albitisierung von Mikroklin, die ja, wie bereits ausgeführt, bezogen auf die Kataklase nicht mit Sicherheit datierbar ist. Es ist darum durchaus möglich, dass in einem ersten, früh- oder prä-alpidischen Akt die Reaktionen

$$\text{Akt 1} \begin{cases} \text{Mikroklin} \rightarrow \text{Albit} + \text{Kalium} \\ \text{Plagioklas} + \text{Kalium} \rightarrow \text{Albit} + \text{Serizit} + \text{Klinozoisit} \end{cases}$$

stattgefunden haben, und dass erst alpin syn- bis postkinematisch die Umsetzungen

$$\text{Akt 2} \begin{cases} \text{Mikroklin} \rightarrow \text{Plagioklas} + \text{Quarz (poikilitisch)} \\ \text{Albit} + \text{Serizit} + \text{Klinozoisit} \rightarrow \text{Plagioklas} + \text{Muscovit} \end{cases}$$

abgelaufen sind.

In diesem Zusammenhang sei daran erinnert, dass in den porphyritischen Ganggesteinen (im Gegensatz zum Nebengestein) die Plagioklase mit An-Gehalten bis zu 70% nicht entmischt sind (von geringfügigen Serizitbildungen abgesehen), und dass die Mikroklin-Einsprenglinge in den Granodioritporphyriten nur schwach albitisiert sind (Perthite). Der erste Akt scheint sich demnach in prä-porphyritischer Zeit abgespielt zu haben. Dies ist die einzige mikroskopische Beobachtung, welche die Annahme eines postpegmatitischen aber prä-porphyritischen Kristallisationsvorganges (Kristallin II) rechtfertigt.

Der Zerfall der Relikte und die Rekristallisation des intermediären Plagioklases

Obwohl Myrmekite, Plagioklas-Poikilite, Schachbrett-Albite und gefüllte Albite in mineralfazieller Hinsicht sehr wohl in die alpine Paragenese passen, so bilden sie mit ihren Umrissen doch eine alte, grobkörnige Mineralgeneration ab — ich nenne sie darum „Strukturelle Relikte". Sie stellen Pseudomorphosen alpiner Mineralien nach präalpinen dar. Im untersuchten Gebiet kann beobachtet werden, dass diese Korn-Überindividuen unabhängig vom Gestein, in dem sie auftreten, gegen Nordosten allmählich verschwinden. Ihre Zerstörung ist einerseits mechanisch bedingt, andererseits sind aber chemische Umsetzungen daran beteiligt, wie die folgenden Ausführungen zeigen mögen.

Die Schachbrett-Albite sind nur im Südwesten des Gebietes verbreitet (s. Fig. 36). Am Nordrand der Albit-Zone sind sie auffallend klein — ihre Grösse ist mit jener des im selben Gestein neu entstehenden Quarz-Plagioklas-Gefüges vergleichbar. In diesem treten erstmals Oligoklaskörner auf. Neben der rein mechanischen Zerstörung der grossen Schachbrett-Albite läuft also die chemische Veränderung nebenher.

Auch die Zerstörung der gefüllten Albite ist mit Kornverkleinerung verknüpft. Im Südwesten, d. h. in der Albit-Zone, sind die gefüllten Albitflecken oft zerschert, was an den unterbrochenen und gegenseitig verstellten Mikrolithenzeilen (= ursprüngliche Zwillingslamellen) zu sehen ist. Stärkere Deformationen führen schliesslich zu gestreckten, linsen- oder lagenförmigen Albit-Serizit-Klinozoisit-Flecken. Der Plagioklas-Wirt ist weder in Kleinkörner gegliedert, noch als individuelles Grosskorn ausgebildet — viel eher stellt er eine dichtgefüllte, undulös löschende Masse dar, die weder in sich, noch nach aussen hin deutlich abgegrenzt ist. Diese Feldspat-Masse ist allseitig mit ihren Nachbarn verfingert. Das Ganze scheint nunmehr ein nach einer Richtung (= s-Fläche) zerflossener Plagioklas-Mikrolithenbrei zu sein. Ob während des Zerfliessens der An-

Gehalt des Plagioklases zunimmt, ist schwer zu beurteilen. Es ist dies jedoch zu erwarten, da das assoziierte Quarz-Plagioklas-Rekristallisationsgefüge bereits Oligoklas führt. Die Bildung der ersten, selbständigen Plagioklaskörner innerhalb der gefüllten Masse beginnt im Kleinkornbereich. Die Randzonen der Flecken zeigen die ersten Ansätze dazu, indem dort eine Selbstreinigung des Plagioklases einsetzt. Die Mikrolithen erscheinen zusammengedrängt und ihre durchschnittliche Korngrösse hat zugenommen. Dadurch wird die dazwischenliegende Plagioklasmasse frei von Einschlüssen und einzelne, saubere Körner entwickeln sich. Wo diese Prozesse weiter fortgeschritten sind, erscheinen die Mikrolithen im Zentrum der Plagioklasflecken zusammengedrängt. Um sie herum entsteht das neue Gefüge mit seinen wachsenden, meist invers zonaren Plagioklaskörnern, auf deren Korngrenzen auch Epidot und Glimmer als selbständige Kornfraktion kristallisieren. Eine Besonderheit stellt jenes Plagioklasgefüge dar, in welchem jedes einzelne, neuentstandene Plagioklaskorn ein Häufchen Mikrolithen in seiner Mitte hat (Fig. 35b). In diesem Gestein muss die Tendenz zur Kornbildung sehr viel stärker gewesen sein als die sonst vorausgehende Reinigung von Mikrolithen. Dadurch sind diese vom rasch entstehenden Korn „gefangengesetzt" worden.

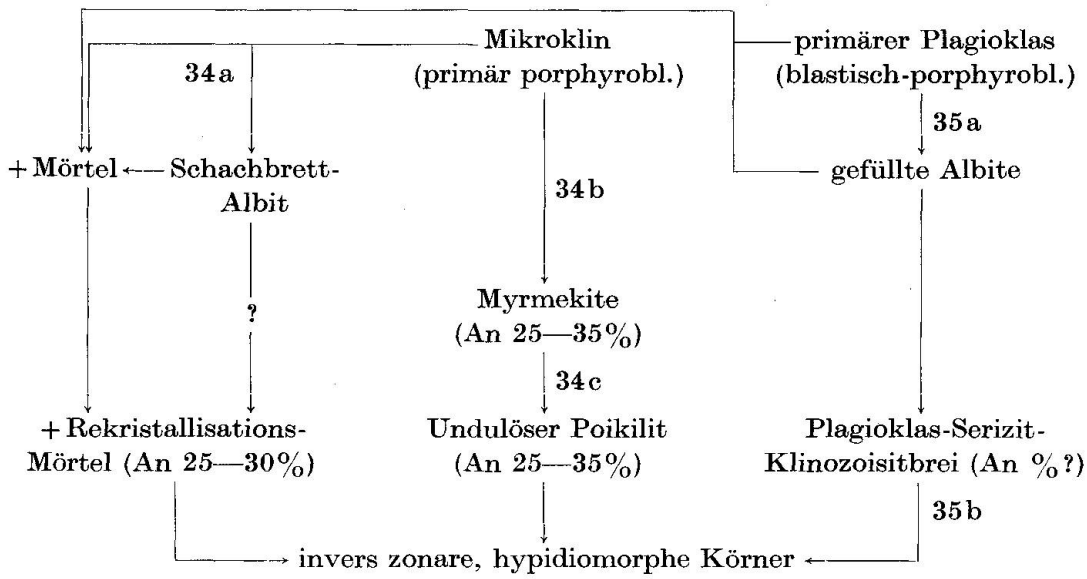
Ähnlich sind die Veränderungen an den Myrmekiten und Poikiliten. Myrmekit-Plagioklase mit einem An-Gehalt von 20 bis 35% entstehen in der Oligoklas-Zone direkt aus Mikroklin (s. Fig. 36 und 34b). Oft bleiben die Konturen der einzelnen Myrmekite bis weit nach Nordosten erhalten, doch ist dies selten. Die meist von Deformationen begleitete Umwandlung führt zu Quarz-Oligoklas-Flecken mit gegenseitiger Implikation der beiden Gemengteile: es sind Plagioklas-Siebe, in deren Maschen die Quarztropfen sitzen. Diese Gebilde sind parallel zur s-Fläche ausgewalzt und verlieren dadurch die Form der Kalifeldspat-Porphyroblasten, aus denen sie entstanden sind. Gleichzeitig ist zu beobachten, dass die siebartige Plagioklasmasse stark undulös wird und in viele kleine Korndomänen zu zerfallen beginnt. Der in Fig. 34c dargestellte Zustand ist also ein Zwischenprodukt auf dem Wege zur Kornverkleinerung:

Mikroklin Porphyroblasten → Myrmekite → Plagioklas-Sieb m. Quarz → Zerfall in Kleinkorngefüge → neue Blastese

Es ist darum falsch, von „Poikiloblasten" zu sprechen. Nirgends konnte beobachtet werden, wie aus Myrmekit oder einem Poikilit-Gebilde (s. Fig. 34c) durch Ausstossen der Quarzeinschlüsse sich direkt ein grosses Plagioklaskorn bildet. Hingegen wurde festgestellt, dass in der undulösen Plagioklasmasse von Poikiliten eine neue Blastese ihren Anfang im Klein-

kornbereich nimmt. Durch das gegen Nordosten immer besser ausgeprägte, invers zonare Wachstum der neuen Körner wird die siebartige Struktur verdrängt, das strukturelle Relikt wird zerstört.

Die Rekristallisation von Plagioklas nimmt also in allen Fällen seinen Anfang im Kleinkornbereich. Fasst man alle bisher beschriebenen Schritte in der Entwicklung des neuen Gefüges schematisch zusammen, so entsteht folgendes Bild:



Die Pfeilrichtung entspricht der Reihenfolge, wie sie im untersuchten Gebiet von Südwesten nach Nordosten beobachtet werden kann. Die ausgezogenen Pfeile sind Umwandlungen, die durch direkte Beobachtung gesichert sind. Ich nehme darum an, dass diese Reihenfolge auch eine zeitliche Folge darstellt. Die Albitisierung des Mikroklins und die Entmischung des primären Plagioklases wären also Vorgänge, die den übrigen Rekristallisationsprozessen vorausgegangen sind (s. weiter oben). Die Nummern der Pfeile beziehen sich auf die entsprechenden Figuren.

443. Die Hornblenden

Im untersuchten Abschnitt der Sesia-Zone finden sich folgende Hornblenden:

Hornblende-führende Gesteine der Nördlichen Para-Serie	Aktinolithische bis gemeine Hornblende $2Vx = 75—80°$, $n_\gamma \wedge c = 12—14$, $14—19°$

Metadiorite und Randbereiche der Granitgneiss-Hauptmasse	Farblose Hornblende im Südwesten Grüne Hornblende im Nordosten Braune Hornblende als Relikt im ganzen Gebiet $2Vx = ca. 80°$, $n_\gamma \wedge c = 15—19°$

In der nördlichen Para-Serie ist aktinolithische Hornblende nur im westlichen Teil und nur in Karbonat-reichen Gesteinen zu finden. Östlich des R. Biordo kommt Aktinolith nicht mehr vor. In der Übergangszone ist zonierte Hornblende häufig: der Kern ist aktinolithisch, der Rand aus gemeiner, grüner Hornblende. Die starke Blastese der grünen Hornblende im Osten scheint auf Kosten des Epidots zu gehen.

Die Hornblenden der Metadiorite und der hornblendeführenden Granitgneisse lassen folgendes erkennen: die primäre, braune Hornblende liefert als Relikt die Substanz für die Bildung der alpinen Hornblende. Diese ist im Süswesten farblos. Sie umwächst die braunen Körner und übernimmt dabei deren optische Orientierung. Oft setzen sich sogar die (100)-Zwillingslamellen der braunen Relikte im neu wachsenden Saum fort. Die Relikte zeigen eine starke Erz (?) — Pigmentierung. Durch das Wachstum der farblosen Hornblende werden die Pigmentkörner gegen das Zentrum der Hornblende gedrängt. Man hat oft den Eindruck, die braune Farbe des Relikts werde von der dispersen Verteilung des Pigments hervorgerufen: dort wo sich dieses auf einzelnen Punkten zu Pigmentkörnern konzentriert, wird die Hornblende entfärbt. Vermutlich besteht ein Teil des Pigments aus Ilmenit, denn dieser ist als Hornblende-Einschluss mit Titanit-Kranz in allen Metadioriten nachzuweisen.

Gegen Nordosten zu ist die neugebildete, farblose Hornblende peripher von einer noch jüngeren, hellgrünen Hornblende umwachsen. Weiter östlich gesammelte Proben zeigen in zunehmendem Masse intensive Grünfärbung der neuen Hornblende. Schwache Farbzonierung ist verbreitet, wobei die dunklere Hornblende immer als letzte Bildung auftritt. Das braune Relikt ist stark zurückgedrängt. Schliesslich werden in der Valle Loana Metadiorite gefunden, deren braune Hornblende-Relikte nahezu aufgelöst sind. Inmitten der kräftig grünen, neuen Hornblendekörner sind nur noch bräunliche Schatten zu erkennen, welche stark pigmentiert sind. Sie stellen die beinahe resorbierten Relikte dar. Die Umkristallisation der braunen Hornblende ist also ein Prozess, der das einzelne Korn von der Peripherie her ergreift. Dabei scheint auch hier wieder, wie schon bei der Umkristallisation der Plagioklasrelikte, die Entwicklung von Südwesten nach Nordosten auch einer zeitlichen Reihenfolge zu entsprechen: die Zonierung der Hornblende ist ein Hinweis darauf, dass der

Kristallisation von grüner Hornblende die Bildung der farblosen vorausgegangen ist.

Eine weitere Umwandlung der Hornblende ist jene in Chlorit oder Biotit. Die erstgenannte Art ist besonders in der südlichen Phyllonit-Zone verbreitet, wo ein Teil der Chloritschiefer aus dioritischem Material entstanden ist (s. S. 627).

Auf Grund der Mineralparagenesen in dioritischen Gesteinen kann die Sesia-Zone in drei Bereiche unterteilt werden. Im Südwesten sind Albit-Chlorit-führende Metadiorite mit neugebildeter, farbloser Hornblende verbreitet. Ein nächst nördlich folgender Bereich enthält Diorite mit Oligoklas bis Andesin und grüner Hornblende als neue Gemengteile[6]). Ganz im Nordosten folgt schliesslich das Gebiet, in welchem Hornblende und Plagioklas ein hypidiomorph-granoblastisches Kristallisationsgefüge bilden (dazu s. Fig. 36).

444. Biotit und Chlorit

Die Verbreitung des Biotits erstreckt sich über den grössten Teil des untersuchten Gebiets. Ausserhalb und an der Grenze der Biotit-Zone, d. h. im wesentlichen bis südwestlichen Teil der Sesia-Zone kommt Chlorit anstelle von Biotit vor (s. Fig. 36). In der Übergangszone sind beide Mineralien assoziiert, sehr oft auch parallel zur Schichtfläche miteinander verwachsen. Daneben ist Chlorit lokal in Ruschelzonen und längs spätalpin durchbewegten Schichtpaketen der nördlichen Phyllonit-Zone zu finden.

In massigen Gesteinstypen, die von der alpinen Deformation verschont worden sind (Granitgneisse), sind die Biotitplättchen sperrig in Puzzen angeordnet und sehr grobkörnig. Stark laminierte Gesteinstypen führen dagegen feinkörnigen Biotit mit strenger Regelung nach der s-Fläche. Dasselbe gilt auch für Chlorit: sperrige Anordnung in massigen Gesteinen und strenge Regelung in Tektoniten. Beide Mineralien sind in den alpinen Tektoniten syn- bis postkinematisch kristallisiert, so dass beide der alpinen Kristallisationsphase zugeordnet werden müssen. Dies gilt auch für die Schichtsilikate der massigen Granitgneisse. Dass dort eine grobblastische Ausbildung von Biotit und Chlorit vorliegt, während

---

[6]) Die Farbwertbestimmung der Hornblende geschah mit Hilfe der „Rock-Colour-Chart" der Geological Society of America, 1951. Als empfindlichster Masstab für die Unterteilung zwischen farblosen und grünen Hornblenden ergab sich der Helligkeitsindex parallel n_β. Alle Werte unter 8,5 wurden zur Gruppe der grünen, die Werte darüber zu jener der farblosen Hornblenden geschlagen.

in den Tektoniten Feinkörnigkeit vorherrschend ist, muss ausschliesslich als Folge der differenzierten Durchbewegung gedeutet werden: in den massigen Gesteinen hat die alpine Rekristallisation des Biotits, resp. Umkristallisation zu Chlorit unter Wahrung der alten, primären Kornumrisse stattgefunden, so dass die granitoide Textur erhalten blieb. In den alpinen Tektoniten hingegen ist ein feineres Gefüge neu geschaffen worden.

445. Muscovit und Serizit

In allen Gesteinen, in denen dieser Glimmer auftritt, sind zwei Generationen zu erkennen. Die ältere ist grobkörnig, präkinematisch und meist klastisch, die jüngere ist fast in der ganzen Zone serizitisch, para- bis postkristallin und blastisch. Nur am Nordostrand der Zone ist auch die postkinematische Generation wieder grobblättrig ausgebildet (s. Fig. 36). Zudem kommt dort auch Paragonit vor — sein Na-Gehalt ist qualitativ nachgewiesen (R. del Basso, Koord. 6780/1056). In alpin schwach oder nicht deformierten Gesteinen dominiert die erste Generation mengenmässig, während in alpinen Tektoniten der serizitische Muscovit überwiegt.

Die grobkörnigen Kataklasten zeigen eine periphere Aufsplitterung der grossen Plättchen zu feinkörnigem Serizit; sie erscheinen randlich ausgefranst. Der Übergang von der älteren zur jüngeren Generation ist demnach wesentlich von mechanischen Vorgängen beeinflusst. Weitere Entstehungsarten von Serizit sind: Entmischung von Kalifeldspatrelikten, Serizitbildung in Plagioklas-Relikten (s. dort), Serizitisierung von Tonerdemineralien wie Granat, Disthen und Staurolith in der nördlichen Phyllonit-Zone (südlich Pizzo Ragno).

Beide Hellglimmer-Generationen sind nach derselben s-Fläche geregelt. Selbst in alpin nicht deformierten Gneisstypen (Kristallin I) ist die Regelung von Muscovit nach dieser s-Fläche deutlich. In derartigen Gesteinen ist Serizit spärlich und die grobkörnige Muscovitgeneration ist schwach undulös, ohne aber stärkere Deformationen aufzuweisen. Diese Übereinstimmung der Regelung beider Generationen steht im Einklang mit der Feldbeobachtung, wonach Paralleltexturen der alpinen Tektonite und der alpin nicht deformierten Gesteine in ihrer Richtung übereinstimmen (s. Abschnitt 41).

446. Granat

Granat ist nahezu in der ganzen Sesia-Zone als Kataklast und als Neubildung verbreitet. Wie Kalifeldspat und intermediärer Plagioklas

in vorwiegend sauren Gesteinen ist Granat in tonerdereichen Gesteinen primär ein porphyroblastisches Produkt der prä-alpinen Metamorphose (Kristallin I). Jüngere Deformationen haben die Porphyroblasten zerschert, so dass in den alpinen Metamorphiten die Bruchstücke der ursprünglichen Grosskörner parallel zu den s-Flächen in linsenförmigen Gruppen angeordnet sind. Oft ist eine alpine Regeneration erfolgt.

Die Um- resp. Rekristallisation der Kataklasten und ihre Assoziation mit anderen Tonerdemineralien ist in der Zone von Südwesten nach Nordosten starken Änderungen unterworfen. Im südlichen Streifen der Zone sind die Granatbruchstücke in Zersetzung begriffen. Ein dichter Serizitfilz umgibt die Körner allseitig und dringt auf Spalten und Rissen ins Innere des Granats ein. Weiter im Norden ist das Umwandlungsprodukt meist Chlorit. Bei welcher Linie der Beginn einer Granatrekristallisation anzusetzen ist, kann nicht deutlich ermittelt werden, doch folgt in nordöstlicher Richtung ein Bereich, in welchem Granatbruchstücke wieder zu selbständigen Körnern heranwachsen. Ihre Gruppierung längs s und der Umstand, dass Chlorit auch die frischen Körner einhüllt, verrät, dass auch hier eine Kataklase und Zersetzung der Rekristallisation zeitlich vorausgegangen ist. In der nordöstlichen Ecke des Gebiets (Südhänge Pizzo Togano-Rio del Basso) tritt schliesslich rekristallisierter Granat zusammen mit Porphyroblasten von Disthen und Staurolith auf. Beide Begleiter zeigen poikiloblastisches Wachstum — sie sind postkinematisch gewachsen (abgesehen von den eher geringfügigen, lokalen Bewegungen in der nördlichen Para-Serie). In jenem nordöstlichen Teil des Gebiets tritt in Kalksilikatgesteinen erstmals auch poikiloblastischer Granat auf (Valle Loana). Dieses postkinematische Kristallisationsprodukt unterscheidet sich deutlich von den sonst in der Sesia-Zone verbreiteten um- oder rekristallisierten Granatkataklasten. Es handelt sich hier um eine Neubildung von Grund auf; in allen weiter südwestlich vorkommenden Kalksilikatgesteinen fehlt Granat.

447. Die Epidotmineralien

Orthit

Braungefärbter, stark pleochroitischer Orthit tritt als regelmässiger Übergemengteil in den porphyritischen Ganggesteinen auf. Auch in Granitgneissen kommt er sporadisch vor, jedoch nur in etwa einem fünften Teil aller untersuchten Proben. Das Mineral ist idiomorph ausgebildet und oft nach (100) verzwillingt. Es handelt sich um ein Relikt, das von Pistazit umwachsen wird. Der eingeschlossene Orthitkern behält seine

idiomorphe Kornform bei, während Pistazit einen unregelmässig begrenzten Saum bildet.

Klinozoisit und Pistazit

Diese sind eng assoziiert und durch Übergänge miteinander verbunden. In den Tonerdesilikatgesteinen der nördlichen Para-Serie ist Klinozoisit allein vertreten, im Osten in wesentlich geringeren Mengen als im Westen. Er wird dort von der Plagioklas-Blastese aufgebraucht. In den Bändergneissen der mittleren und südlichen Sesia-Zone wird ähnliches beobachtet, nur herrscht in diesen Gesteinen Pistazit quantitativ vor. Auch dieser wird in Richtung Nordosten von der Plagioklas- (und Biotit-?) -Rekristallisation aufgebraucht. In Kalksilikatgesteinen gehört Pistazit immer zu den Hauptgemengteilen. Die Amphibolite der nördlichen Para-Serie zeigen folgendes: im Westen ist Klinozoisit unter den Nebengemengteilen — gegen Osten nimmt die Epidotmenge ab, und gleichzeitig tritt Pistazit an die Stelle von Klinozoisit. Diese Beobachtung ist im Einklang mit der weiter oben erwähnten Feststellung, dass in Amphiboliten gegen Osten eine starke Blastese von Hornblende und intermediärem Plagioklas auf Kosten von Epidot einsetzt (s. S. 648). Diese Entwicklung braucht mehr Calcium als Eisen, weshalb der assoziierte Epidot nach Osten allmählich mit Eisen angereichert wird und quantitativ abnimmt. In Granitgneissen und Metadioriten sind alle Schritte von der Epidot-Genese bis zu dessen Zerstörung von Südwesten nach Nordosten konserviert. Die wichtigsten Klinozoisit-Lieferanten sind die gefüllten Albite, die durch Entmischung des ursprünglichen Plagioklases (Oligoklas bis Andesin?) entstanden sind. Durch Deformation und Kristallisation sammeln sich die Epidotmikrolithen zu grösseren, derben Körnern. Bei gleichzeitiger Ausbleichung von Biotit entsteht Pistazit anstelle von Klinozoisit. Weiter im Nordosten führt die Rekristallisation von intermediärem Plagioklas wieder zum Verschwinden von Epidot, wie das schon bei der Besprechung der Feldspäte erwähnt worden ist. In den porphyritischen Ganggesteinen, wo Pistazit ein regelmässiger Nebengemengteil ist, kann das Zusammenspiel von Plagioklas-Entmischung und Biotit-Ausbleichung bei der Bildung des Epidots beobachtet werden: die Plagioklase der metamorphen Grundmasse sind immer durch neugebildeten Pistazit (und Titanit!) vom ausgebleichten Biotit getrennt (= Titanit- und Epidot-Kränze um Biotit-Einschlüsse im Plagioklas). Während das Calcium aus dem Plagioklas bezogen wird, stammen Titan und Eisen vom Glimmer.

Diese Beobachtungen weisen darauf hin, dass Epidot vom Zeitpunkt an, da der intermediäre Plagioklas entmischt worden ist, bis zu dessen

Rekristallisation vorübergehend die Rolle eines Calcium-„Reservoirs" gespielt hat. Im Idealfall — dieser wird tatsächlich beobachtet — ist nach der alpinen Rekristallisation im Nordosten des Gebiets die Epidotmenge wieder vollständig aufgebraucht. Die Metadiorite nördlich des Riale del Basso sind beispielsweise epidotfrei, wogegen diejenigen im Südwesten des Gebiets bis zu 20% Klinozoisit führen können. Die Art, wie der Plagioklas in diesen Gesteinen aus gefüllten Albitflecken (Fig. 35b) rekristallisiert, schliesst die Möglichkeit aus, dass die Metadiorite von Riale del Basso direkt, ohne vorausgehende Epidotbildung, rekristallisierte Diorite sind. Sie sind also über den Umweg von

Diorit mit brauner Hornblende und primärem Plagioklas (Zusammensetzung unbekannt)	über	Metamorphit m. farbl. Hornblende u. entmischtem Plagioklas (d.h. Albit + Epidot)	zu	Metamorphit m. grüner Hornblende und intermediärem, „sauberem" Plagioklas

entstanden.

Diese Schritte, welche also eine zeitliche Reihenfolge darstellen, folgen sich in unserem Gebiet von Südwesten nach Nordosten.

45. DIE MINERALFAZIES-BEREICHE (s. Fig. 36)

Die Mineralfazies-Karte stellt den Versuch dar, die Verbreitung der im letzten Abschnitt aufgeführten Mineralien und ihrer Erscheinungsformen zur Darstellung zu bringen.

Die Grenze zwischen Biotit und Chlorit verläuft für alle Gesteine ungefähr gleich. Sie trennt den südwestlichen Streifen der Grünschieferfazies (nach ESKOLA und BARTH) vom grossen Gebiet der Epidot-Amphibolitfazies ab. Im Bereich der Grünschieferfazies sind Albit, Chlorit, Epidot und farblose bis blassgrüne Hornblende die charakteristischen Neubildungen in den Metadioriten.

Die Albit-Epidot-Amphibolitfazies existiert im untersuchten Gebiet nicht. Es wurde nur eine einzige Metadioritprobe am Südrand der Epidot-Amphibolitfazies gefunden, die neben Biotit auch Albit führt.

In der Regel folgen direkt nördlich auf die Gesteine der Grünschieferfazies oligoklasführende Metadiorite. Im sehr breiten Bereiche der Oligoklas-Epidot-Amphibolit-Subfazies (nach Barth) verläuft eine weitere Demarkationslinie: die Grenze Albit-Oligoklas in sauren Gesteinen. Sie ist durch viele Punkte gut belegt und zieht schief durch die Zone.

Nordwestlich der feinkörnigen Oligoklas-Epidot-Amphibolite folgen

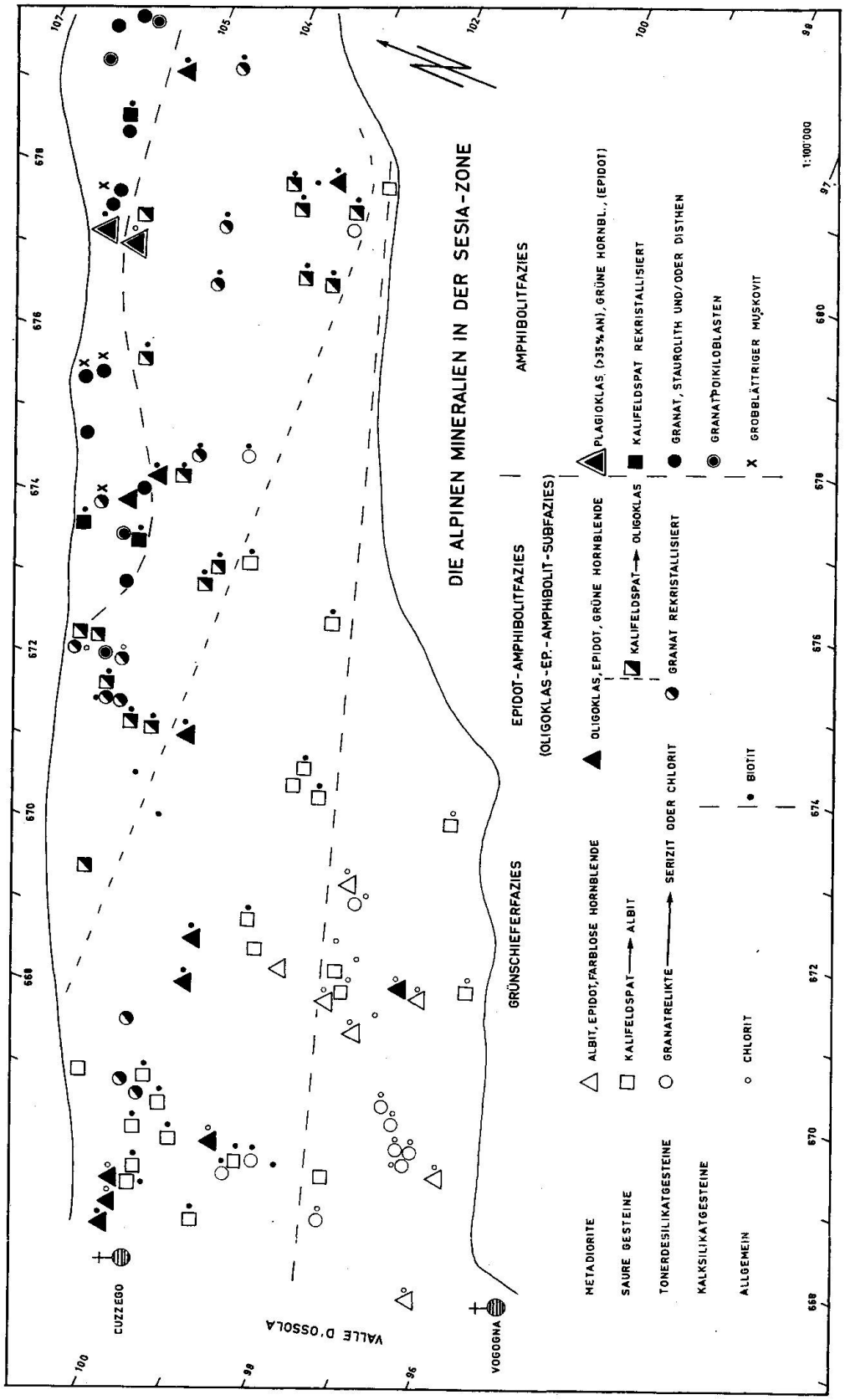


Fig. 36. Gliederung der Sesia-Zone in Mineralfazies-Bereiche. Die südwestlichste Isograde (gestrichelt) trennt die Chlorith- von der Biotit-Zone; die zweite Isograde verläuft zwischen der Albit- und der Oligoklas-Zone der sauren Gesteine. Die nördlichste Isograde markiert den Beginn der alpinen Amphibolitfazies.

schliesslich grobkörnige Amphibolite mit Andesin bis Labrador. Epidot ist wohl noch vorhanden, doch wird er durch die Plagioklasblastese zur Seite gedrängt. Die assoziierten Tonerdesilikatgesteine enthalten neben grobkörnigem Granat auch postkinematisch gewachsene Staurolith- und Disthen-Porphyroblasten. Die sauren Gesteine führen hier erstmals feinkörnig rekristallisierten Kalifeldspat (Mikroklin), und die tonerdereichen Kalksilikatgesteine zeigen eine sonst nirgends beobachtete poikiloblastische Ausbildung von Granat. Schliesslich wird in den Gesteinen dieses Bereiches erstmals das grobblättrige Wachstum von (z. T. Na-reichem) Muscovit beobachtet. Dieser nordöstliche Bereich der untersuchten Sesia-Zone gehört zur alpinen Amphibolitfazies (Staurolith-Almandin-Subfazies nach WINKLER 1965). Wie die geologische Karte zeigt, treten dort vereinzelt Pegmatite auf.

Im letzten Abschnitt konnte mehrmals gezeigt werden, wie die Mineralien der alpinen Amphibolitfazies (im Nordosten des Gebiets) aus jenen der Epidot-Amphibolitfazies hervorgehen, und diese ihrerseits aus solchen der Albit-Chlorit-Zone im Südwesten. Von Südwesten nach Nordosten sind mehrere kristalline „Zustände" nebeneinander „eingefroren", die aneinandergereiht einen kontinuierlichen zeitlichen Ablauf alpiner Metamorphoseprozesse darstellen. Die am besten rekristallisierten Gesteine im Nordosten des untersuchten Gebietes stellen also zugleich die jüngsten alpinen Kristallisationsprodukte dar. (Es sei hier von spätalpinen, diaphthoritischen Prozessen abgesehen.)

46. DIE STRUKTUR DER SESIA-ZONE UND DES CANAVESE

461. Allgemeines

Im Abschnitt 41 ist gezeigt worden, dass die Zone mehrfach deformiert ist. Die Strukturen der jüngsten Deformationsphase sind in der Zone regional verbreitet. Dass sie alpines Alter besitzen, ist durch die Tatsache belegt, dass sie auch im Canavese (Perm und Trias) und in den mesozoischen Bündnerschiefern und Ophiolithen am Nordrand der Sesia-Zone auftreten. Die Strukturkarte zeigt nur diese alpinen Strukturen.

462. s-Flächen

Die Planaren streichen WSW-ENE (d. h. parallel zum Verlauf der Zone) und fallen nordwärts ein. Das Gefälle am Nordrand der Zone ist grösser als im Süden. Im Nord-Süd-Profil Nr. 11 ergibt sich somit eine

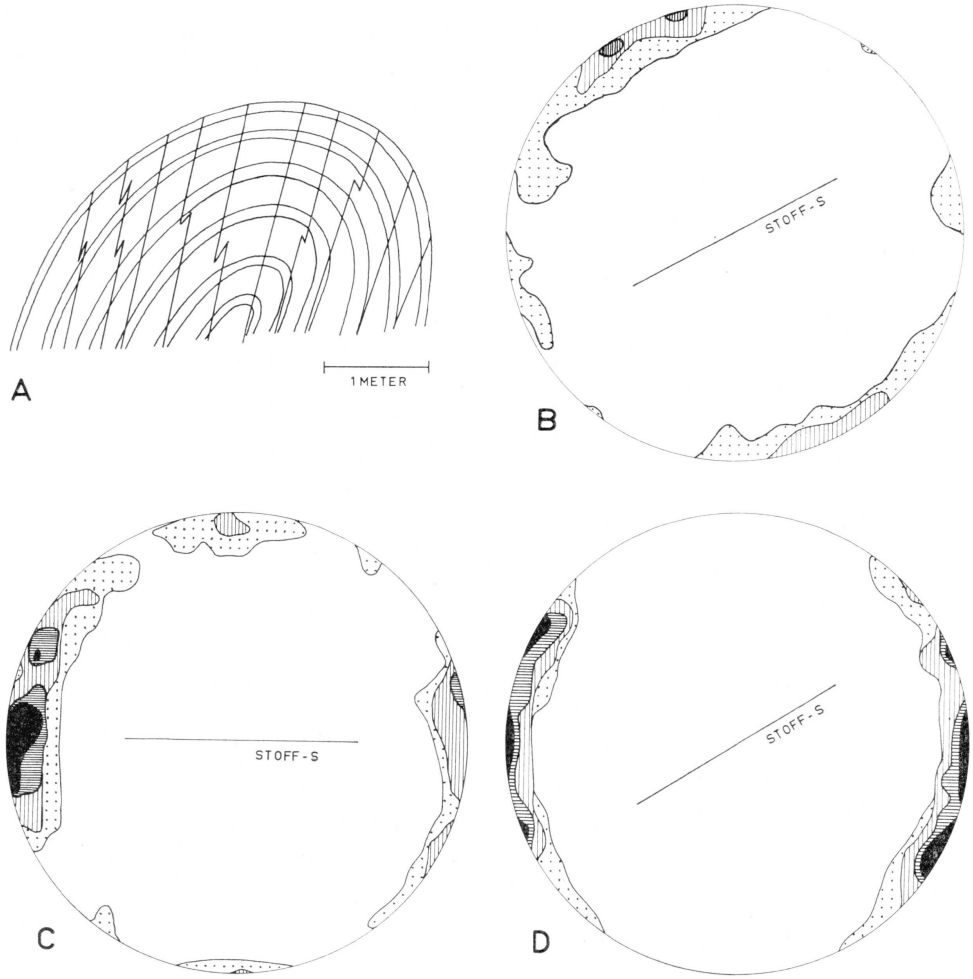


Fig. 37A. Scheitel einer breitgeschwungenen Falte in den Granitgneissen der medianen Sesia-Zone. In diesem Bereich verläuft das Stoff-s (gewölbt) diskordant zum Struktur-s (senkrecht). Das Struktur-s ist hier als Klüftung ausgebildet.

Fig. 37B. Glimmerregelung vorwiegend nach dem Stoff-s der Falte. Granitgneiss von Alpe Selvasecca (Koord. 669,8/100,3).

Fig. 37C. Glimmerregelung sowohl nach dem Stoff-s als auch nach dem Struktur-s. Gebänderter Gneiss von Alpe Coriesco (Koord. 667,2/100,4).

Fig. 37D. Glimmerregelung nach dem Struktur-s. Dazu diskordantes Stoff-s kommt in der Regelung nicht mehr zum Ausdruck. Bändergneiss von Pzo. Mottàc (Koord. 6741/1002).

Für alle drei Diagramme:	Schwarz	20% und mehr
	fett schraffiert	15—20%
	fein schraffiert	8—15%
	punktiert	5— 8%

nach oben auseinanderstrebende Fächerstruktur, deren Winkelöffnung ca. 35° beträgt. Die ganze Zone ist verfaltet. In stofflich diskontinuierlichen Teilen der Zone (nördliche Para-Serie im Norden und gebänderte

Paragneisse sowie Canavese im Süden) ist die Faltung isoklinal, d. h. Faltenschenkel (= Stoff-s) und Achsenebene (= Struktur-s) sind parallele Ebenen; es herrscht absolute Stoff-Konkordanz. In den homogenen Teilen aber (Hauptmasse der Granitgneisse) ist die Faltung nicht isoklinal. Die Gneisse bilden breitgeschwungene Falten, in welchen die Bänderung in den Scheitelpartien über einige Meter nahezu waagrecht verläuft. Die Achsenebene (= Struktur-s) ist darum in diesen Faltenscheiteln deutlich diskordant zum Stoff-s der Falte, und nur in den steilstehenden Teilen der Faltenschenkel liegen beide Ebenen, Stoff-s und Achsenebene, wieder parallel zueinander (s. Fig. 37a).

Die Glimmerregelung ist in drei orientierten Granitgneissproben aus dem Bereich verschiedener Faltenscheitel untersucht worden. Von blossem Auge war nämlich nicht zu erkennen, ob der sehr feinkörnige Glimmer der Scheitelpartie nach der Achsenebene oder etwa quer dazu, nach dem Stoff-s der Falte geregelt ist. Beide Ebenen treten makroskopisch deutlich in Erscheinung: das Stoff-s bildet die in Fig. 37a dargestellte Falte; die zum allgemeinen Streichen und Fallen parallele Ebene ist als schwache Klüftung parallel zur Achsenebene der Falte ausgebildet. Die Resultate der drei Gefügeuntersuchungen (je 200 Messungen) sind in den Diagrammen 37b, c und d dargestellt. Die Projektionen sind so orientiert, dass sie der Blickrichtung parallel b der Falte entsprechen. Somit verläuft das Struktur-s in allen Diagrammen senkrecht. Die drei Projektionen zeigen von b bis d eine progressive Umregelung der Glimmer vom Stoff-s zum Struktur-s. Dabei wird das Stoff-s nicht zerstört. Aus dieser Beobachtung kann geschlossen werden, dass durch die alpidische Metamorphose das Gefüge neu geprägt worden ist (z. B. Neuregelung des Glimmers), dass aber andererseits die stoffliche Verteilung (Stoffbänderung) intakt geblieben ist. Der Lösungsumsatz hat sich nur über allerkleinste Distanzen abgespielt (vielleicht einige Millimeter). Dies steht im Einklang mit der Beobachtung, die im Abschnitt 444 angeführt worden ist, dass nämlich die prä-alpine Körnigkeit des Biotits in alpin nicht durchbewegten Gesteinen erhalten geblieben ist (s. S. 650).

463. Lineationen

4631. Allgemeines

Im Gegensatz zur Monte Rosa-Zone sind in der Sesia-Zone neben den jüngsten, alpinen Lineationen lokal auch ältere Faltenachsen konserviert. Im Abschnitt 41 ist hervorgehoben worden, dass in einer prä-pegmati-

tischen, parakristallinen Deformationsphase steile Faltenachsen geprägt worden sind. Diese sind nur in sehr massigen, granitoiden Gesteinen der Zone erhalten und können gerade wegen der Massigkeit des Materials selten eingemessen werden. Die wenigen Messungen sind auf der Strukturkarte nicht eingetragen. Die Lineationen der jüngsten, postporphyritischen Deformationsphase sind regional verbreitet. Man erkennt darunter Faltenachsen, Mineral-Elongationen, zeilenförmige Anordnung von Mineralien, Intersektionsgerade zwischen Stoff-s und Struktur-s, Striemungen, Riefungen und Kleinfältelung.

4632. Faltenachsen, Elongationen oder zeilenförmige Anordnung von Mineralien und Intersektionsgeraden (= b-Lineationen)

Im grössten Teil der Zone wird WNW bis WSW Axialgefälle von 10 bis 50° beobachtet. Im nordöstlichsten Teil hingegen ist ENE-Gefälle der Achsen verbreitet. Eine blockweise Verstellung ursprünglich strukturell homogener Teile, wie sie in der Monte Rosa-Zone zu sehen ist, kann hier nicht nachgewiesen werden. Ausserdem kommen auch im Bereiche der ostfallenden Achsen noch vereinzelt westfallende vor. Die Unterschiede könnten darum durch Überlagerung zweier aufeinanderfolgender alpiner Deformationsakte bedingt sein. In der Tat können vereinzelt auch in den nördlich anschliessenden mesozoischen Ophiolithen beide Achsen eingemessen werden. Dort erweisen sich die ostfallenden als die jüngeren, da sie die westfallenden deformieren. Hier sei auf eine wichtige Übereinstimmung hingewiesen: das Gebiet mit ostfallenden Achsen deckt sich ungefähr mit dem Bereich der alpinen Amphibolitfazies (vgl. Fig. 36 mit Strukturkarte). Mit dieser Feststellung ergibt sich ein weiteres Argument für die schon weiter oben angeführte Annahme, dass nämlich die Kristallisationsprozesse im Bereiche der alpinen Amphibolitfazies jünger sind als jene weiter südwestlich. Beide Achsen sind ja parakristallin, und da die ostfallende jünger ist, kann auch der entsprechende Kristallisationsprozess jünger sein (vgl. dazu 44 und Schluss von 45).

4633. Striemung und Riefung (= a-Lineationen; Quarzstengel und Kleinfaltenachsen (= b'-Lineationen)

Im südlichen Teil der Sesia-Zone und im Canavese sind auf den s-Flächen Striemungen zu beobachten. Sie sind senkrecht zu Faltenachsen und Mineralelongationen orientiert und müssen folgerichtig als a-Lineationen bezeichnet werden. Ihre Entstehung hängt unmittelbar mit der Lamination der Gesteine zusammen. Sie treten ausschliesslich in Phylloniten

auf und stellen parallel s ausgeschmierte helle Lagen dar. Meist sind es langgezogene Quarz-Albitstriemen, deren Längsrichtung ungefähr N-S ist. Mikroskopisch sind die Striemen nicht zu unterscheiden vom schwach rekristallisierten Quarz-Albit-Zerreibsel der verbreiteten Blastomylonite.

In stark verschieferten Komplexen, die gegen Süden zu die Regel sind, verschwinden die assoziierten b-Lineationen mehr und mehr. Hand in Hand damit nehmen die a-Lineationen regional den Charakter von b-Lineationen an: Kleinfältelung und Quarz-Stengelung haben N-S-Richtung und liegen parallel zur Laminationsrichtung. Die a-Lineation geht also gegen den Südrand der Sesia-Zone in b′-Lineationen über. Beide verlaufen zueinander parallel und liegen in s senkrecht zu b. Schematisch sind diese Verhältnisse in der Fig. 38 dargestellt. Ein Beispiel für die Nord-fallenden b′-Lineationen sind die Falten-Achsen in den gebänderten Kalkmarmoren des Canavese bei Alpe la Motta (Bachbett des R. Crot).

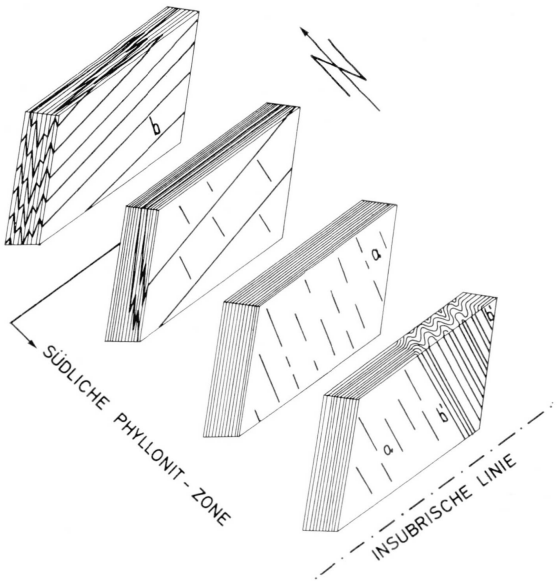


Fig. 38. Regionaler Übergang der a-Lineationen in b′-Lineationen am Südrand der Sesia-Zone und des Canavese. b′ steht mehr oder weniger senkrecht auf b.

5. Das Canavese

51. DAS GRUNDGEBIRGE

Einleitend wurde schon darauf hingewiesen, dass nach neuesten Erkenntnissen das Canavese die permo-mesozoische Bedeckung des Sesia-Kristallins darstellt. Nun ist aber seit langem bekannt, dass im Canavese

s. str. (in der weiteren Umgebung von Biella), Grundgebirgsteile als selbständige Kristallinschollen mit den Canavese-Porphyren und -Sedimenten assoziiert sind (NOVARESE 1929, BAGGIO 1965). Zu diesem gehören Granat-Zweiglimmergneisse, Amphibolite, Hornblendegneisse, Gabbros, Gabbrodiorite, Granite und Aplite. Es fällt sehr schwer, dieses Canavese-Kristallin mit den in jenem Abschnitt benachbarten Muscovitschiefern und Eklogiten der Sesia-Zone zu vergleichen. Darum neigt P. BAGGIO (1965) mit guten Gründen dazu, das „Canavese-Kristallin" mit dem südalpinen Kristallin zu vergleichen, obwohl die Canavese-Porphyrite zwischen Biella und Oropa aufgearbeitete Eklogit-Muscovitschiefer der Sesia-Zone enthalten (A. BIANCHI und G. DAL PIAZ 1963).

In unserem Arbeitsgebiet ist die Zone des Canavese derart stark verschiefert, teilweise sogar mylonitisiert, dass keine Grundgebirgsteile mehr als spezifisches Canavese-Kristallin erkannt werden können. In einzelnen verschieferten Partien am Südrand der Sesia-Zone und in der Nähe von Canavese-Sedimenten lassen sich wohl noch die primären Eigenschaften von Granat-Zweiglimmergneissen, Dioriten, Bändergneissen, Granitgneissen, Pegmatiten und Apliten erkennen, doch es besteht kein Grund, diese Gesteine gesondert vom Sesia-Kristallin zu betrachten. Sie fügen sich aufs beste in die Reihe der Sesia-Gesteine. Dasselbe gilt für die sogenannten Leone-Gneisse (WALTER 1950), welche im Tessin in der Gipfelpartie des Monte Leone in die Chloritschiefer des Canavese eingeschuppt sind: sie gehören zur Sesia-Zone und dürfen meiner Meinung nach nicht als selbständiges Canavese-Grundgebirge betrachtet werden.

Ob auf der andern Seite die monotonen Chloritschiefer entlang der Insubrischen Linie auch noch dem Sesia-Kristallin zuzuordnen sind, lässt sich nicht beurteilen, denn diese Gesteine gehören in diesem Abschnitt zu Durchläufern. Sie sind von Phylloniten der südlichen Sesia-Zone nicht zu unterscheiden, sind aber vom Südrand des Sesia-Kristallins durch die Canavese-Sedimente getrennt. Dies kann sehr wohl durch Verschuppung bedingt sein.

52. DIE PERMISCHEN PORPHYRE

Ein fast ununterbrochener Zug von „Augenphylloniten" flankiert den Südrand der Sesia-Zone. Die Mächtigkeit beträgt 10 bis 50 Meter, manchmal auch bis 100 Meter. Alle primären Mineralien sind umgewandelt. Unter dem Mikroskop ist ein blastomylonitisches Gefüge sichtbar. Zertrümmerte und zerscherte Mikroklinperthite (= Augen) und ausgewalzte,

mit Serizitschüppchen gespickte Plagioklasrelikte (An 0—5%) schwimmen in einer lepidoblastischen, feinstkörnigen Grundmasse von Quarz und Albit mit Serizit und ausgebleichtem Biotit. In den aus feinsten Blättchen aggregierten Glimmersträhnen liegen Pistazit, Apatit, Hämatit (idiomorph) und Titanit. Seltener treten auch Chlorit, Ilmenit mit Leukoxenrand, Zirkon und Orthit auf. Daneben kommen auch Einschlüsse einer fasrigen, isotropen Substanz vor, welche aus Zirkon hervorzugehen scheint. Ein grosser Teil des Mikroklins ist in Schachbrett-Albit umgewandelt. Die Albitisierung erfolgt längs Rissen und Scherflächen, welche die Kalifeldspatrelikte durchziehen, doch sind auch grosse Mikroklinbruchstücke gesamthaft albitisiert.

53. DIE SEDIMENTE

Südlich der Porphyre folgen kalkige und dolomitische, schwach umkristallisierte Sedimente. Fossilien sind keine gefunden worden.

531. Gebänderte Kalkmarmore

Diese Gesteine gehören zu den häufigsten Vertretern unter den Sedimenten. Ihre Körnigkeit ist ausserordentlich fein und sie sind gekennzeichnet durch mm- bis dm-weise Alternanz von hellgrauen, bitumenarmen und dunklen, bitumenreichen Lagen. Einzelne mm-feine, weisse, z. T. linsenförmige Lagen enthalten grobkörnig rekristallisierten Calcit[7]) ohne bitumenartiges Pigment. Sonst aber präsentiert sich unter dem Mikroskop ein monotones, rein calcitisches Gefüge mit starker Pigmentführung und wenigen undulösen Quarzkörnern. Kleinste Pyritkristalle sind besonders in den dunklen Lagen häufig. (Fundort z. B. Alpe la Motta, Koord. 6714/9775.)

532. Dolomithaltige Kalkmarmore mit calcitischen Adern

Auch in diesem Gestein ist die ursprüngliche sedimentäre Bänderung noch erhalten. Dunkle homogene Lagen von ca. 1 dm Mächtigkeit wechsellagern mit mm-weise fein gebänderten, helleren Paketen. Das Gestein

---

[7]) Der Calcit- resp. Dolomitgehalt der Canavese-Sedimente wurde mit Röntgen-Pulveraufnahmen ermittelt.

besteht vorwiegend aus Calcit, enthält aber daneben stets auch Dolomit. Dunkle Lagen können auch rein dolomitisch sein. Charakteristisch ist die Aufsplitterung des gebänderten Sediments in cm- bis dm-grosse, kantige Brocken. Die Zwischenräume werden von einem rein calcitischen, netzartigen Aderwerk durchzogen, was dem Gestein das Aussehen einer Brekzie gibt. Die Körnigkeit des mobilen Ader-Calcits ist wesentlich grösser als jene der Dolomitkalk-Brocken (Aufschluss im oberen Valle Loana: Alpe Corte Nuovo, Koord. 6798/1024).

533. Graphithaltige Dolomit-Kalkschiefer

Auch dieses Gestein wurde bei Alpe Corte Nuovo gefunden. Es handelt sich um schwarze Schiefer, deren Graphitgehalt 5 Vol-% überschreitet (Schwärzung beim blossen Berühren). Der Graphit ist in 2—3 mm grossen Knoten angereichert, wo er mit idiomorphem Pyrit, Quarz und Serizit assoziiert ist. Die rundlichen oder linsenförmigen Quarzflecken sind mehrkörnig und werden von Pigmentschlieren umhüllt. Vermutlich handelt es sich hier um deformierte Fossilreste. Die Grundmasse des Gesteins besteht aus feinstkörnigem, reinem Calcit.

534. Rauhwacken

Im Tal, welches südlich vom Pizzo della Rossola gegen das Valle d'Ossola hinunterzieht, sind an mehreren Orten Rauhwacken mit den gebänderten Kalken vergesellschaftet. Das poröse, gelb anwitternde Gestein ist eine junge Brekzie: als Einschlüsse treten darin Bänderkalk-Brocken, Chloritschieferstücke und mylonitisierte Gesteine auf. Der calcitische Anteil des Gesteins ist grobkörnig. Dolomit bildet in der calcitischen Matrix eingebettete cm- bis dm-grosse Brocken. Zur Genese dieser Gesteine vgl. W. Brückner (1941).

535. Hydrothermale Dolomitgänge

In der oberen Valle Loana (Koord. 6802/1032) liegt ein grobkörniger, konkordanter Karbonatgang in den Chloritschiefern der südlichen Sesia-Zone. Ausser reinem Dolomit führt das Gestein etwas Quarz und Erz. Das Gefüge ist homogen grobkörnig. Schwache postkristalline Deformationen haben Verbiegungen und Rupturen an den Dolomitkörnern erzeugt. Nach R. Schmid (mündl. Mitt.) kommen dieselben Gesteine am Nordrand der Ivrea-Zone als Kluftgänge vor.

6. Die spät- bis postkristallinen Prozesse

61. KLUFTMINERALIEN

Im ganzen Gebiet, besonders aber innerhalb der Monte Rosa-Zone ist die Ausbildung von Kluftmineralien zu beobachten. In der Sesia-Zone werden gelegentlich Pistazit (Alpe Menta), Albit, Chlorit und Quarz (alle drei nordöstlich Vogogna) gefunden. Die Steinbrüche von Beura und Villa d'Ossola bieten eine wesentlich reichhaltigere Auswahl: neben Quarz sind Muscovit, Biotit, Chlorit, Fluorit (rote Varietät), Calcit (Blätterspat), Adular, Epidot, Turmalin und Zeolithe (besonders Laumontit, Skolezit und Stilbit) zu erwähnen. Weitere Mineralfunde von Beura sind in „*Itinerari Mineralogichi*" zusammengestellt. Südlich Druogno habe ich auf einer Amphibolit-Kluft Vesuvian beobachtet (Koord. 6769/1087).

62. ENE-WSW-STÖRUNGEN (Vgl. Strukturkarte)

Die schon mehrmals erwähnte Insubrische Linie ist die markanteste Störung; sie trennt das Canavese vom südlich angrenzenden Seengebirge. Auf der ganzen Länge tritt die Störung als deutlich Kerbe in Erscheinung. Im obersten Teil der Valle Loana wurde bisher auf Grund der Kartierung von Stella die Grenze Canavese-Ivrea-Zone (und damit auch die Störungslinie) längs der Kammlinie (!) der Cima della Laurasca angenommen. Die neue Kartierung zeigt, dass die Canavese-Sedimente und die Störung weiter nördlich über Capella Terza, Alpe Corte Nuovo, Alpe La Forcola nach Piano di Sale (Finero) ziehen. Was südlich dieser Linie liegt, gehört bereits zum Seengebirge, so auch der weisse Marmor in den Nordhängen der Cima della Laurasca, der in älteren Arbeiten zum Canavese gestellt wird (s. Foglio „Domodossola" 1:100000). Aber bereits Traverso (1895, p. 105) hatte dieses Gestein mit den Marmoren von Candoglia (Seengebirge) verglichen und sie deutlich von den Canavese-Kalken geschieden.

Die Centovalli-Störung ist eine nördliche Abzweigung der Insubrischen Linie. Sie durchschneidet die Monte Rosa-Zone an der NE-Ecke unseres Arbeitsgebietes. Ihr weiterer Verlauf nach Westen führt durch die Valle Vigezzo und Valle di Bognanco ins Simplon-Gebiet, wo sie ausklingt (Bearth 1956b).

Kleinere Längsstörungen streichen von Osten kommend in unser Gebiet hinein und verlieren sich allmählich. Dies gilt insbesondere für das

Gebiet der Monte Rosa-Zone. Sowohl an deren Nordrand als auch am Südrand treten Mylonite auf. Bei Alpe Rossa (Nordhänge des Pizzo Ragno) wurden mylonitisierte und postkristallin brekzierte Serpentinite gefunden; am Südrand treten am Weg oberhalb Alpe Patqueso mylonitisierte Biotitgneisse auf. Eine weitere ENE-WSW-Störung ragt von Osten her mitten in die Sesia-Zone. Sie streicht bei Alpe la Cascina quer durch die Valle Loana und lässt sich über die Bocchetta della Cavalla, Bocchetta di Vald bis hinunter in die Valle Rossa verfolgen.

63. SPÄTKRISTALLIN DURCHBEWEGTE HORIZONTE

Die wichtigsten der genannten Längsstörungen werden von Gesteinen gesäumt, in denen die Diaphthorese von alpin gebildeten Mineralien deutlich ist. In der Verlängerung der Längsstörung, welche von Osten kommend bei Alpe Patqueso durchzieht und nördlich des Rio del Basso ausheilt, finden sich Staurolith-Granatgneisse, in denen die alpidisch kristallisierten Tonerdemineralien etwas verbogen und z. T. serizitisiert sind (z. B. Alpe Geccio und Costa Nera). In der ganzen nördlichen Para-Serie kommen bis zur Valle d'Ossola Gneisse vor, deren Muscovitsträhnen Aggregatpolarisation aufweisen und aus kleinsten, kaum individualisierten Blättchen bestehen. Biotit ist vielfach verbogen und chloritisiert, obwohl der Nordrand der Sesia-Zone weit innerhalb der alpinen Biotitzone liegt. Quarz ist stets extrem undulös. Lokal treten auch Mylonite auf. Am Nordrand der Sesia-Zone scheinen darum während und nach der alpinen Rekristallisation fortdauernd Bewegungen stattgefunden zu haben.

Dasselbe gilt für die Gesteine in der Nähe der Insubrischen Linie: die

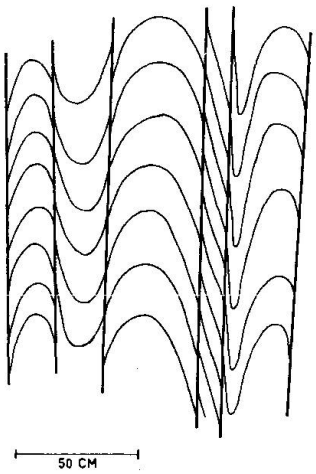


Fig. 39. Zerscherte Falten aus der südlichen Sesia-Zone. Gegen die Insubrische Linie zu verschwindet die Faltung; an ihre Stelle tritt eine intensive Schieferung parallel zur bestehenden s-Fläche. Gegen Norden hingegen sind Übergänge zur „plastischen" Faltung zu beobachten.

alpinen Tektonite der Sesia-Zone zeigen mit der Annäherung an die Störungslinie eine Abnahme der Körnigkeit im Kristallisationsgefüge. Die undulöse Auslöschung des Quarzes nimmt graduell zu. ENE-WSW-streichende Ruschelzonen werden häufiger und mächtiger. Anstelle der sonst verbreiteten „plastischen" Falten treten in vermehrtem Masse zerscherte Falten auf (Fig. 39). Die Störung ist also kein glatter Schnitt, sondern eine breite Zone, gegen deren Mitte die Intensität postkristalliner Durchbewegung ihren Höhepunkt erreicht. Die Durchbewegung in den Randbereichen der Störung wird von schwacher Rekristallisation überholt, und der Übergang von Mylonit über Blastomylonit zu rekristallisiertem Tektonit ist graduell.

64. N-S-STÖRUNGEN

Kleinere N-S-Störungen sind in grosser Zahl im Bereiche der Insubrischen Linie zu beobachten, so z. B. bei Vogogna, im Val Grande und am Südgrat des Cimone di Straolgio. Die bedeutendsten N-S-Brüche finden sich innerhalb der Monte Rosa-Zone (s. Abschnitt 312); das benachbarte Mesozoikum gleicht durch stark schwankende Mächtigkeiten die Verstellung wieder aus, so dass in der Sesia-Zone in der geraden Fortsetzung der Querstörungen keine Verstellung mehr nachgewiesen werden kann. Über die Schollenbewegungen, die mit den Monte Rosa-Querstörungen im Zusammenhang stehen, ist bereits berichtet worden.

65. KLÜFTUNG

In Fig. 40 sind die Flächenpole aller gemessenen Klüfte des Arbeitsgebietes eingetragen. In allen tektonischen Einheiten herrscht jene Klüf-

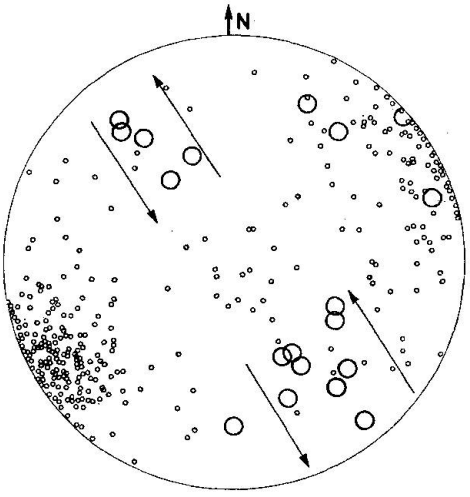


Fig. 40. Kluft-Pole (kleine Kreise) und Rutschharnische (grosse Kreise) des ganzen Gebietes. Die Pfeile geben den Relativsinn der Bewegungen auf steilstehenden Klüften an.

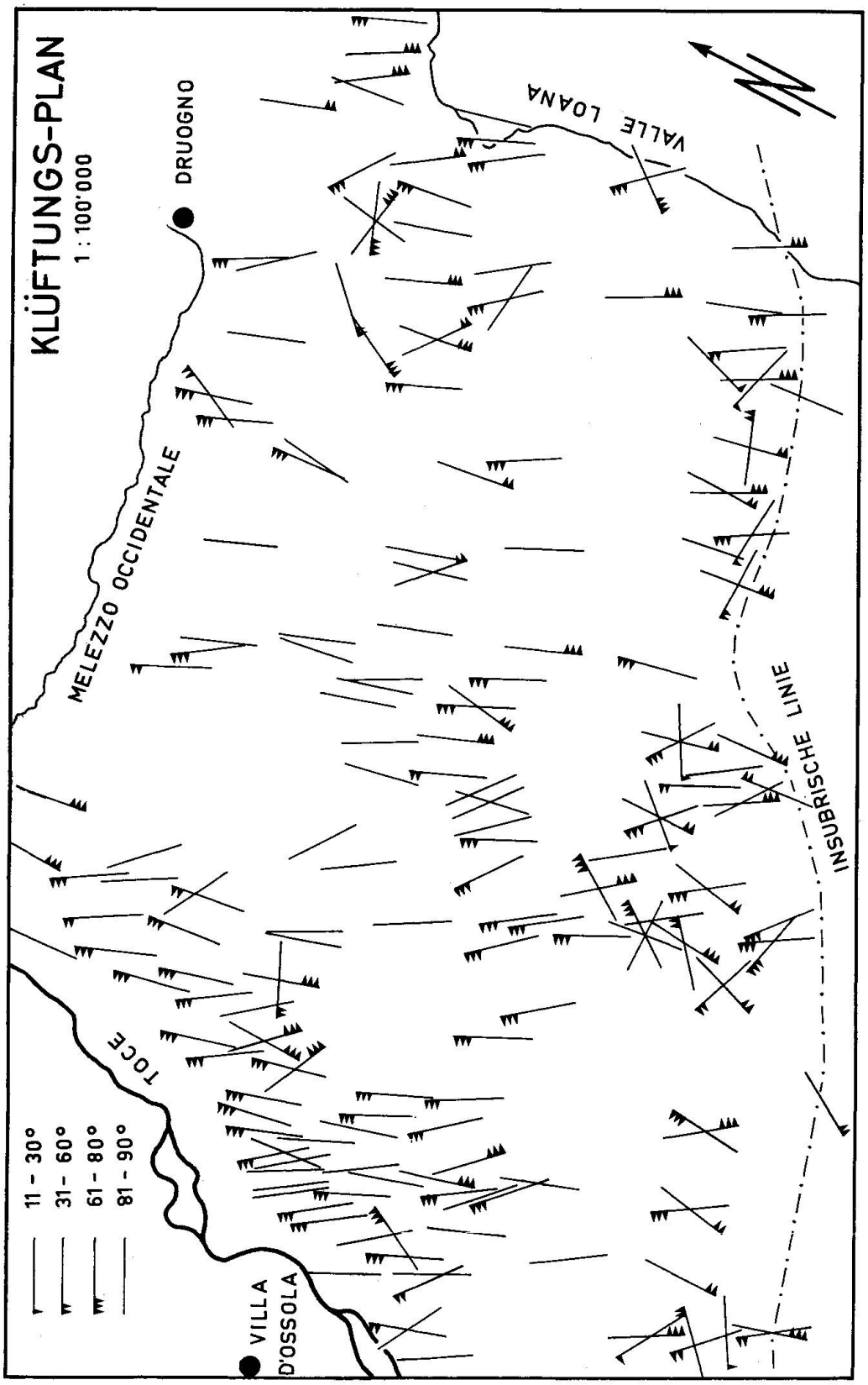

KLÜFTUNGS-PLAN
1 : 100'000
DRUOGNO
VALLE LOANA
MELEZZO OCCIDENTALE
INSUBRISCHE LINIE
TOCE
VILLA D'OSSOLA
11 - 30°
31 - 60°
61 - 80°
81 - 90°

Fig. 41.

tung vor, welche NW-SE Streichen aufweist und steil steht (s. auch Klüftungsplan). Auch in Gebieten mit stark westwärts geneigten b-Achsen behält die Klüftung ihre streng geographisch definierte Richtung bei und steht senkrecht. Es ist darum unrichtig, die Klüftung auf die Gefügekoordinaten zu beziehen, auch wenn es sich mancherorts, wie z. B. in den Steinbrüchen von Beura um „ac-Klüfte" handelt. Die lotrechte Lage der b-Achsen auf der Klüftungsebene ist dort mehr oder weniger als zufällig anzusehen.

Die Altersbeziehung der Klüftung zur Schollenbewegung in der Monte Rosa-Zone ist folgende:

a) Zerlegung der tektonischen Einheit in Schollen längs ± N-S verlaufenden Bruchlinien (also nach Abkühlung des Komplexes!).

b) Bewegungen und gegenseitige Verstellungen der einzelnen Schollen. Das Axialgefälle ändert von Scholle zu Scholle.

c) Steile Klüftung in NW-SE Richtung ungeachtet des variablen Axialgefälles. Das Vorhandensein dieser jüngsten Zerklüftung schliesst natürlich nicht aus, dass daneben auch ältere Kluftgenerationen vorkommen. So scheinen z. B. die mit Mineralien besiedelten Klüfte einer älteren Generation anzugehören.

66. RUTSCHHARNISCHE

Auf den Kluftflächen konnten da und dort Rutschharnische eingemessen werden. Obwohl ihre Anzahl gering ist, kann unterschieden werden zwischen:

a) Häufung der nordfallenden Rutschharnische und

b) Häufung der südfallenden Rutschharnische (s. Fig. 40).

Die Relativverschiebung der beiden Flügel ist, auf die Himmelsrichtungen bezogen, in allen beobachteten Fällen gleichsinnig: der östliche Flügel ist nordwärts verschoben; das eine Mal nach oben (südfallender Rutschharnisch, s. Fig. 42), das andere Mal nach unten (nordfallender Rutschharnisch). Die Pfeile, welche die Häufungsstellen im Diagramm flankieren, geben den Sinn der Relativverschiebung an. Die Projektion der Rutschharnische, die nicht zwischen diesen Pfeilen liegen, gehören zu den subhorizontalen Klüften, welche selten sind (Mitte des Diagramms 40). Es sei daran erinnert, dass auch die Scherung schief zur s-Fläche am Südrand der Sesia-Zone (s. Abschnitt 414) dieselbe Relativ-

verschiebung aufweist; allerdings handelt es sich dort um parakristalline, infolgedessen ältere Bewegungen.

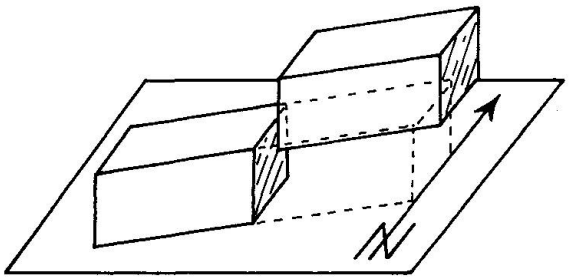


Fig. 42. Häufigste Relativbewegung längs steilstehenden Klüften.

7. Schlussfolgerungen

Die drei untersuchten Zonen am Südrand der Zentralalpen besitzen erst seit der alpinen Gebirgsbildung ein gemeinsames Schicksal — ihre früh- und voralpine Geschichte ist jedoch sehr verschieden.

71. DAS KRISTALLIN DER MONTE ROSA-ZONE

711. Genese

Die ältesten Strukturen im granitoiden Gneisskomplex der Monte Rosa-Zone zeugen von einer präalpidischen Ultrametamorphose. Dunkle Biotitgneisse lösen sich graduell in biotitreichen, porphyrischen Augengneissen auf. Die porphyrischen Gesteine gehen ihrerseits in feinkörnige, etwas saurere Biotit-Muscovitgneisse über. Das granitoide Produkt besitz stets eine Paralleltextur, auch wenn es von sekundären (alpinen) Deformationen verschont worden ist (z. B. Regelung der Mikroklinporphyroblasten im Granitgneiss von Pallanzeno). Intrusivkontakte und die syn- bis postgranitische Folge von aplitischen und pegmatitischen Gängen fehlen. Im Gegensatz zur Monte Rosa-Decke, wo intrusive Granite, Aplite und Pegmatite vorkommen, befinden wir uns hier in einem Bereich, in dem nur die Anzeichen einer metasomatischen Entstehung der granitischen Gesteine aus kalk- und tonerdereichem Ausgangsmaterial zu sehen sind.

Der Schalenbau im Monte Rosa-Kristallin, der durch das Alternieren von tonerdereichen mit granitischen Schalen gekennzeichnet ist, könnte

eine prä-alpidische Anlage sein — möglich ist aber auch eine frühalpine Verschuppung, wodurch helle und dunkle Gneisslamellen ineinandergestossen worden wären. Der Vorgang ist jedenfalls älter als die Aufwölbung zur Antiklinale; andernfalls wäre der Widerstand der stark aufgewölbten Gleitflächen durch die Ausbildung neuer, ebener Flächen umgangen worden — und solche können nirgends beobachtet werden.

712. Die Platznahme des Mesozoikums

Da die heutigen Auflagerungsflächen des Mesozoikums mechanischer Natur sind, ist die Annahme einer autochthonen Überlagerung ausgeschlossen. Vielmehr verraten die Verhältnisse im Bereich der Monte Rosa-Decke die allochthone Natur der Bündnerschiefer- und Ophiolith-„Decken". Diesen Schluss darf man auch auf unser Gebiet übertragen, obwohl in der Valle d'Ossola dafür bis heute kein strenger Beweis vorliegt. Die einzige Aussage, die sich innerhalb unseres Bereiches begründen lässt, ist folgende: die (alpin-mechanische) Platznahme der Ophiolithe und Bündnerschiefer hat vor der Aufwölbung und Nord-Süd-Einengung stattgefunden. Die Querprofile (Tafel II) zeigen nämlich, dass das Mesozoikum sich bis in die tektonisch tiefsten Teile verfolgen lässt, d. h. also in die Gewölbebildung mit einbezogen worden ist.

713. Die alpidische Überprägung

Tektonik

Die strukturelle Untersuchung der Antiklinale in der Monte Rosa-Zone bestätigt die herkömmliche Annahme eines ungefähr Nord-Süd gerichteten Zusammenschubs während der alpinen Orogenese. Während des Zusammenschubs hat eine Streckung und Ausdünnung des Gewölbe-Nordschenkels und eine Materialanhäufung in der Scheitelpartie stattgefunden. Im Südschenkel sind die Nord-Süd-Kompressionseffekte geringfügiger.

Die stengeligen B-Tektonite in den medianen Partien des Gewölbes sind nicht die Produkte einer einfachen, Nord-Süd gerichteten Kompression. Vielmehr scheinen dort auch Drehungen um eine flachliegende, ungefähr Ost-West gerichtete Achse stattgefunden zu haben. Zu ähnlichen Schlüssen führt die Feststellung, dass die Schalen der Antiform durch extrem deformierte Gesteine voneinander getrennt sind.

Beide Beobachtungen lassen auf Bewegungen schliessen, die nicht nur

tangential, sondern auch radial gerichtet waren. Die Vorstellung gleichzeitiger Rotationen um die B-Achse (Gewölbe-Achse) und streckenweiser Abscherung der einzelnen Gewölbeschalen kommt der Wirklichkeit näher als die Annahme des tangentialen Zusammenschubs allein. Die Monte Rosa-Zone ist im betrachteten Abschnitt ein inhomogen durchbewegter, aufgewölbter Schuppenkomplex.

Die Beziehung der Antiform in der Monte Rosa-Zone zur Struktur der Decke bleibt vorläufig noch ungelöst: die Struktur setzt sich westlich der Valle d'Ossola fort. Die Schlüsselstellung für die Lösung des Problems liegt aber dort, wo die Gewölbestruktur sich auflöst, also weiter im Westen. Am Ostende unseres Arbeitsgebietes wird das Gewölbe durch Störungen bis zur Unkenntlichkeit zerhackt. Im Gebiete östlich Malesco ist die Monte Rosa-Zone eine isoklinale Serie, in welcher die Gewölbestruktur kaum mehr sichtbar ist (s. Knup 1958, p. 210).

Metamorphose

Die Hauptverformung der Monte Rosa-Zone war von andauernden Umkristallisationen begleitet. Besonders deutlich sind einzelne Schritte dieses Prozesses in grobkörnigen Gesteinen fixiert. Drei Beispiele:

1. Die heteroblastischen Augengneisse werden zu gleichkörnigen Gesteinen umgeprägt. Der Mineralbestand bleibt, von Einzelheiten abgesehen, qualitativ und quantativ unverändert. Kataklase und teilweise Umwandlung der grobkörnigen Gemengteile und regelmässig auf das ganze Gefüge verteilte Neusprossung sind die wichtigsten Vorgänge. Die Metamorphose strebt in Richtung mineralogischer und struktureller Homogenisierung. Diese Entwicklung ist jedoch vielerorts auf halbem Wege stehen geblieben. Die Rekristallisation ist mesozonal (Epidot-Amphibolitfazies). Anzeichen für eine Zu- oder Wegfuhr von Stoffen fehlen. Ausnahme: die Quarzwegfuhr aus einzelnen extrem stark umgeprägten Gneissen (s. Probe Nr. 1 in Fig. 14A); diese führt aber kaum weiter als einige Dezimeter bis Meter (s. z.B. Fig. 4A).

2. Von den ursprünglichen Gabbros der Ophiolithe ist nur die Textur vereinzelt noch erhalten. Das Gestein ist stark umkristallisiert und besitzt als Relikt der primären Generation bloss den vollständig entmischten Plagioklas. Sekundäre Mineralien sind Diopsid und Zoisit; als jüngste Bildungen folgen Hornblende, Plagioklas II und Pistazit. Aus der gabbroiden Textur entwickelt sich gleichzeitig eine lepidoblastische — aus einer heterogenen Mineralienverteilung geht das homogenere Amphibolitgefüge hervor. Die Stoffwanderung ist hier aber wesentlich intensiver als in den Augengneissen. Der ursprüngliche Chemismus ist stark verändert.

3. Die Olivin-Serpentinite und auch die übrigen Ultrabasite zeigen die Kristallisationsfolge: Olivin→Antigorit→Beginn einer schwachen Olivin-Rekristallisation und Blastese von Grammatitnadeln. Der erste Schritt wird von der Hauptdeformation begleitet, während die farblose Hornblende postkinematisch gewachsen ist (keine bevorzugte Wachstumsrichtung).

Die starke Durchbewegung fällt also in eine frühe Phase der alpinen Kristallisation; während der Schlussphase konzentrieren sich die Bewegungsvorgänge auf einzelne Linien (s. dazu weiter unten). Weitere Produkte dieser „ruhigen" Kristallisationsphase sind z. B. die Erz- und Hornblendeporphyroblasten in den Klinochlorschiefern (s. Abschn. 3413).

Auch die alpinen Pegmatite sind nach der Hauptdeformation intrudiert. Im Dach des Gewölbes durchschlagen sie die flachliegenden Falten diskordant. Die Deformationen, welche die Pegmatite überholt haben, sind geringfügig und tektonisch unbedeutend (von den postkristallinen Störungen abgesehen). Im schweizerischen Abschnitt des Centovalli ist dies anders: dort sind die alpinen Pegmatite mechanisch stärker hergenommen.

Im Bereich der Monte Rosa-Decke sind die Gesteine epimetamorph. Die Frage, ob die epizonale Umprägung in der Decke gleichzeitig ist mit der mesozonalen im Lepontin, oder ob nicht zuerst die ganze Region (Monte Rosa bis Locarno) epizonal umgeprägt wurde und erst in einer zweiten Phase eine mesozonale Umkristallisation der lepontinischen Gneissregion erfolgte, ist 1958 von P. Bearth angeschnitten worden. Für die Monte Rosa-Gneisse unseres Gebietes kann die zweite Möglichkeit ausgeschlossen werden: alle Gesteine, welche in der Endphase der alpinen Kristallisation nur schwach umgeprägt worden sind, zeigen noch die primären Eigenschaften von Ultra-Metamorphiten; es sind granitische und porphyrische Alkalifeldspatgneisse ohne epizonale Mineralien. Die teilweise Entmischung des primären Plagioklases zu Albit und Serizit ist nicht zu trennen von der gleichzeitigen Rekristallisation. Auch die Relikte in mesozoischen Gesteinen verraten nirgends eine vorausgehende Epi-Metamorphose. Dass Zoisit in Metagabbros als Relikt vorkommt und dass in den Serpentiniten der Olivin-Rekristallisation die Serpentinisierung vorausgeht, lässt sich viel eher als Zeichen von Schwankungen der Temperatur und des H_2O-Druckes im selben Akt deuten; es sind jedenfalls ungenügende Argumente für die Annahme von zwei getrennten Phasen. Auch das Vorkommen von invers zonaren Plagioklasen kann besser als Zeichen einer kontinuierlichen Temperaturänderung verstanden werden. Wäre hier der mesozonalen Metamorphose eine starke epizonale Überprägung vorausgeeilt, so müssten (z. B. in den Pallanzeno-Gneissen) mehr Relikte aus jener frühen Phase noch zu finden sein. Die Metamorphose scheint sich hier in einem Akte ohne wesentliche Zäsuren abgespielt zu haben. Wir haben gesehen, dass dies in der südlich anschliessenden Sesia-Zone anders gewesen ist.

72. DAS KRISTALLIN DER SESIA-ZONE

721. Genese

Die ältesten Gesteine sind sedimentär. Zur Hauptsache handelt es sich um tonerdereiche Paragesteine, mit denen in der nördlichen Para-Serie noch kalkige und mergelige Varietäten assoziiert sind.

Die Granitgneisse sind jünger: durch vorwiegend metasomatische Prozesse werden tonerdereiche Paragesteine der medianen und südlichen Sesia-Zone in gebänderte, granitische Gneisse mit streckenweise homophaner Textur übergeführt. Randlich sind Übergänge zu den gebänderten Tonerdesilikatgesteinen vorhanden; manchmal sind die Randbereiche der Granitgneisse auch hornblendeführend. Intrusive Granite sind selten. Die Granitisierung ist mit intensiven Aplit-Intrusionen und einer parakristallinen, steilachsigen Verfaltung der ganzen Zone gekoppelt. Nach Abschluss der Durchbewegung folgen die Pegmatite, welche den hochmetamorphen Gneissverband diskordant durchschwärmen. Der Intrusionsbereich der Aplite und Pegmatite erstreckt sich bis weit über die Grenzen der Granitgneisse hinaus. Diese älteste sichtbare Metamorphose hat in der Amphibolitfazies stattgefunden (Kristallin I).

Später intrudieren dioritische Magmen in die nicht granitisierten aber hochmetamorphen Biotitgneisse, welche die Granitgneisse einhüllen. Sie bilden dort linsenförmige Stöcke. Ob ihre Intrusion zeitlich noch zur ersten Metamorphose gehört, ist ungewiss.

Nach Abschluss der ersten Metamorphose ist das Kristallin der Sesia-Zone nach stofflichen Gesichtspunkten in zwei Teile gliederbar: 1. die nördliche Para-Serie mit ihren vorwiegend sedimentogenen Metamorphiten, von Pegmatiten und Apliten stark injiziert und mit wenigen dioritischen Intrusionen versehen; 2. die medianen und südlichen Teile der Zone mit vorwiegend Granitgneissen, Dioriten und den umhüllenden Tonerdesilikatgesteinen. Die erstgenannte Einheit ist mit der Valpelline-Serie, die zweite mit der Arolla-Serie in der Dent Blanche-Decke in stofflicher Hinsicht gut vergleichbar. Zwischen beiden Serien sind in der Sesia-Zone lokal mechanische Kontakte ausgebildet — daneben sind ungestörte Übergänge ohne Hiatus von der Paraserie zu den granitoiden Gesteinen erhalten. Diese Übergänge sind charakterisiert durch das Zurücktreten der Marmore und Amphibolite und durch zunehmenden granitoiden Charakter der Biotitgneisse.

722. Sekundäre Umprägungen

Der gesamte Gneisskomplex wird später mitsamt seinen diskordanten Pegmatiten parallel zur bestehenden Planartextur zerschert. Nur wenige „Inseln" werden von dieser Verschieferung verschont. Durch die Deformation werden die Gesteine in feinkörnige Gneisse und Phyllonite der Grünschieferfazies umgewandelt. Abschliessend folgt eine Intrusion von dioritischen Magmen; diese bilden im Epi-Gneisskomplex vertikal verlaufende, porphyritische Lagergänge. Ihr Intrusionsbereich beschränkt sich auf den südlichen Teil der Sesia-Zone. Diese Umprägung (Kristallin II) könnte eine frühalpidische Phase darstellen; die exakte Altersbestimmung der Porphyrite wird hier erst Klarheit schaffen können.

723. Die jüngste (alpidische) Metamorphose

Während dieser dritten Phase wird das Sesia-Kristallin nochmals deformiert, was an der Schieferung, Zerscherung und Verfaltung der Porphyritgänge erkenntlich ist (Kristallin III). Die Faltenachsen dieser jüngsten Phase verlaufen flach. Auch hier (wie in der Monte Rosa-Zone) müssen also radiale Kräfte im Zusammenspiel mit dem N-S-Zusammenschub wirksam gewesen sein, denn die s-Flächen standen bereits vorher steil (vertikale Porphyritgänge), und flache Faltenachsen in saigeren Gesteinspaketen können nur durch die Mitwirkung radialer Kräfte geprägt worden sein. Steile, ungefähr N-S-streichende Scherflächen zerlegen, vor allem am Südrand der Sesia-Zone, die Gneisse in einzelne Blöcke; der östliche Block ist jeweils nach Norden versetzt. Die Schieferung parallel zur s-Fläche ist besonders am Nord- und Südrand der Zone intensiv; der mediane Bereich wird weniger stark laminiert. Diese Deformationsprozesse sind von einer Umkristallisation begleitet, welche regional stark variiert: im Südwesten rekristallisieren die Gesteine in der Grünschieferfazies; im Nordosten entstehen mesometamorphe Gneisse. Die Temperaturdifferenz beträgt nach Winkler (1965) rund 140° C; der räumliche Abstand misst 3500 Meter (kürzeste Strecke R. del Basso-Insubrische Linie). Die Umkristallisation nimmt ihren Anfang stets in feinkörnigen Epigneissen von Kristallin II. In der Sesia-Zone geht also der spätalpinen Metamorphose eine deutliche Epimetamorphose voraus. Auch in den mesometamorph überprägten Gesteinen ist dies noch zu erkennen.

73. SPÄT- BIS POSTALPINE VORGÄNGE

Wie schon erwähnt, konzentriert sich die Durchbewegung während der alpinen Rekristallisation in zunehmendem Masse auf einzelne Zonen. Die nördliche und südliche Phyllonit-Zone (Nord- und Südrand der Sesia-Zone) sowie die unmittelbaren Kontakte der Monte Rosa-Zone zu ihren Nachbarn im Norden und im Süden sind derartige Bereiche, in denen diaphthoritische Gesteine auftreten.

Die letzten Kristallisationsvorgänge finden in der Ausbildung von Klufmineralien ihren Niederschlag. Nach Abschluss dieser Kristallisation kommen Bewegungen nur noch längs einzelner Linien vor. Diese sind die Insubrische Linie und ihre nördlichen Parallel-Äste. Zu ihnen gesellen sich (später?) die Querstörungen. Einzelne Bereiche unseres Gebietes (besonders die östliche Partie der Monte Rosa-Zone) werden durch die Längs- und Querstörungen in Blöcke aufgelöst, die sich unabhängig von ihren Nachbarblöcken bewegen. Durch Schaukelbewegungen parallel zur allgemeinen s-Fläche kommen beachtliche Verstellungen zustande.

Abschliessend erfolgt eine letzte Quer-Zerklüftung des ganzen Gebiets. Die Mehrzahl der Klüfte steht steil und streicht ungefähr NW-SE. Die Rutschharnische verraten überall dieselbe Relativbewegung: der östliche Flügel ist nach Norden versetzt, das eine Mal nach oben, das andere Mal nach unten. Dieselbe Bewegung wurde ja schon in den parakristallinen Deformationsbildern im epimetamorphen Südrand der Sesia-Zone abgelesen (s. weiter oben). Ausserdem zeigt die tangentiale Verstellung längs der Antoliva-Störung dieselbe Relativbewegung. Integriert man diese Teilbewegungen über grössere Bereiche, ergibt sich eine Schwenkung der ursprünglich E-W (?) streichenden Einheiten nach ENE-WSW. Hier sind Spuren jenes Mechanismus erhalten, der die verschiedenen Kristallin-Pakete dem Verlauf des Alpenbogens angepasst hat. In den epimetamorphen Teilen am Südrand des Gebietes ist die Zerklüftung wesentlich stärker. Ausserdem gesellen sich hier auch andere Klüftungsrichtungen zu den verbreiteten NW-SE-Klüften.

LITERATUR

SMPM = Schweiz. Mineralogische und Petrographische Mitteilungen

ARGAND, E. (1911): Les nappes de recouvrement des Alpes Pennines et leurs prolongements structuraux. Mat. Carte géol. Suisse, n. S., *31*.

— (1934): La zone pennique. Geol. Führer der Schweiz, Fasc. III, 149—189, Basel.

ARTINI, E. e MELZI, G. (1900): Ricerche petrografiche e geologiche sulla Valsesia. Milano.

BAGGIO, P. (1963a): Osservazioni geologiche sulla zona del Canavese s. s., nel tratto Cuorgnè-Issiglio (Prealpi Piemontesi). Atti Accad. Sc. Torino, I. Cl. Sc. fis., mat., nat., *97*, 1962/63, 457—478.

— (1963b): Sulla presenza di una serie titonico-cretacea nel Canavese s. str. Atti Ist. veneto Sc., Lett., Arti, *121*, 215—234.

— (1965): Geologia della zona del Canavese nel settore occidentale Levone-Cuorgnè (Prealpi Piemontesi). (Mit Karte.) Mem. Accad. patavina di SS. LL. AA., Cl. Sc. mat. e nat., *77*, 41—72.

BAILEY, E. H. and STEVENS, R. E. (1960): Selective staining of K-feldspar and plagioclase on rock slabs and thin sections. Am. Min., *45*, No. 9/10, 1020—1025.

BEARTH, P. (1952a): Geologie und Petrographie des Monte Rosa. Beitr. geol. Karte Schweiz, N. F., *96*.

— (1952b): Über das Verhältnis von Metamorphose und Tektonik in der penninischen Zone der Alpen. SMPM *32*, 338—347.

— (1956a): Zur Geologie der Wurzelzone östlich [westlich] des Ossolatales. Eclogae geol. Helv., *49*, Nr. 2, 267—278.

— (1956b): Geologische Beobachtungen im Grenzgebiet der lepontinischen und penninischen Alpen. Eclogae geol. Helv., *49*, Nr. 2, 279—290.

— (1957): Die Umbiegung von Vanzone (Valle Anzasca). Eclogae geol. Helv., *50*, Nr. 1, 161—170.

— (1958): Über einen Wechsel der Mineralfazies in der Wurzelzone des Penninikums. SMPM, *38*, 363—373.

— (1964): Bericht über die Exkursion der Schweiz. Mineralogischen und Petrographischen Gesellschaft nach Zermatt vom 2.—3. September 1963. SMPM, *44*, 15—26.

BECKE, F. (1908): Über Myrmekit. Tscherm. mineral. petrogr. Mitt., N. F., *27*, 377—390.

BERTOLANI, M. (1964): Considerazioni geo-petrografiche sulla Valle Strona. Atti Soc. Toscana Sc. nat., *71*, 1, S. 10 und 19.

BIANCHI, A. e DAL PIAZ, G. (1963): Gli inclusi „micascisti eclogitici" della Zona Sesia nella formazione porfiritica permiana della Zona del Canavese fra Biella ed Oropa. Giorn. Geol. pratica, Ser. 2, *21*, 39—76.

BLUMENTHAL, M. M. (1952): Beobachtungen über Bau und Verlauf der Muldenzone von Antrona zwischen der Walliser Grenze und dem Locarnese. Eclogae geol. Helv., *45*, Nr. 2, 219—263.

BRÜCKNER, W. (1941): Über die Entstehung der Rauhwacken und Zellendolomite. Eclogae geol. Helv., *34*, 117—134.

BURRI, C. (1959): Petrochemische Berechnungsmethoden auf äquivalenter Grundlage. Basel.

BURRI, C., PARKER, R. L. und WENK, E. (1966): Die optische Orientierung der Plagioklase, Unterlagen und Diagramme zur Plagioklasbestimmung nach der Drehtischmethode. Basel, Birkhäuser.

CORNELIUS, H. P. und FURLANI-CORNELIUS, M. (1930): Die Insubrische Linie vom Tessin bis zum Tonalepass. Denkschr. Akad. Wissensch. mat.-nat. Kl., *102*, 207—301.

COSSA, A. (1876): Sulla diorite quarzifera porfiroide di Cossato nel Biellese. Atti r. Accad. Lincei, Ser. II, *3*, II, 357—362.

Dal Piaz, G. V. e Gatto, G. (1963): Considerazioni geologico-petrografiche sul versante meridionale del Monte Rosa. Atti Accad. naz. Lincei, Ser. 8, Rend. Cl. Sc. fis., mat. e nat., *34*, 190—194.

Dal Piaz, G. V. (1964): Il cristallino antico del versante meridionale del Monte Rosa paraderivati a prevalente metamorfismo alpino. (Nota preliminare.) Rend. Soc. mineral. ital., *20*, 101—135.

— (1965): La formazione mesozoica dei calcescisti con pietre verdi fra la Valsesia e la Valtournanche ed i suoi rapporti strutturali con il ricoprimento Monte Rosa e con la zona Sesia-Lanzo. Boll. Soc. geol. Italiana, *84*, Fasc. 1, 3—40.

De Quervain, F. und Jenny, V. (1956): Chemismus schweizerischer Gesteine, 2. Nachtrag. Beitr. Geol. Schweiz, geotechn. Ser., *34*.

Diehl, E. A. (1938): Geologisch-petrographische Untersuchung der Zone du Grand Combin im Val d'Ollomont (Prov. Aosta, Italien). Diss. ETH. SMPM, *18*, 214—403.

Drescher-Kaden, F. (1940): Beiträge zur Kenntnis der Migmatit- und Assimilationsbildungen, sowie der synantetischen Reaktionsformen. I. Über Schollenassimilation und Kristallisationsverlauf im Bergeller Granit. Chemie der Erde, *12*, 304—417.

— (1942): idem, II. Über die Schriftgranitische Kristallisation und ihre Beziehung zur normalen Silikatmetasomatose granitischer Gesteine. Chemie der Erde, *14*, 157—238.

Erdmannsdörffer, O. H. (1941): Myrmekit und Albitkornbildung in magmatischen und metamorphen Gesteinen. Zbl. Mineral. Geol. Pal., Abt. A, 41—55.

Forster, R. (1947): Geologisch-petrographische Untersuchungen im Gebiete nördlich Locarno. Diss. Univ. Zürich. SMPM, *27*, 249—471.

Franchi, S. (1902): Relazione del rilevamento del 1901 nel Biellese, Valle di Gressoney etc. Boll. r. Comitato geol. d'Italia, *33*, Atti uff., 35—36.

— (1903): Relazione di rilevamento del 1902 (Valle Cervo, Valsesia, Val Sessera). Boll. r. Comitato geol. d'Italia, *34*, Atti uff., 33—34.

— (1904a): Nuovi affioramenti di Trias e Lias in Valsesia e nel Biellese. Boll. r. Comitato geol. d'Italia, *35*, 1—21.

— (1904b): Relazione di rilevamento. Boll. r. Comitato geol. d'Italia, *35*, Atti uff., 33—34.

— (1905): Appunti geologici sulla zona diorito-kinzigitica Ivrea-Verbano e sulle formazioni adiacenti. Boll. r. Comitato geol. d'Italia, *36*, 270—297.

Frasl, G. (1953): Zum Auftreten von Füllungsmineralien in Kalifeldspaten und ihre Verbreitung in österreichischen Graniten und Granitgneisen. Kober Festschrift, 255—272. Wien.

Gerlach, H. (1869): Die Penninischen Alpen. N. Denkschr. allg. schweiz. Ges. f. d. gesamten Naturwiss., *23*, 1—132.

Itinerari Mineralogici (1943), Vol. 1. Estratto della Riv. „Natura" della Soc. it. Sc. nat., Milano.

Jäger, E. (1962): Rb-Sr Age Determinations of Micas and Total Rocks from the Alps. J. geophys. Res., *67*, No. 13, 5293—5306.

Kaech, M. (1903): Geologisch-petrographische Untersuchung des Porphyrgebietes zwischen Lago Maggiore und Valsesia. Diss. Basel. Eclogae geol. Helv., *8*, 47—164.

KENNEDY, W. Q. (1931): The igneous rocks, pyrometasomatism and ore deposition at Traversella, Piedmont, Italy. SMPM, *11*, 76—139.

KERN, R. (1947): Zur Petrographie des Centovalli (Tessin, Schweiz). Diss. ETH., Helsinki.

KNUP, P. (1958): Geologie und Petrographie des Gebietes zwischen Centovalli-Valle Vigezzo und Onsernone. Diss. Basel. 1957. SMPM, *38*, 83—236.

KÜNDIG, E. und BURRI, C. (1934): Umgebung von Locarno. Geol. Führer der Schweiz, Fasc. XI, 838—845.

MASSON, R. (1938): Geologisch-petrographische Untersuchungen im unteren Valpelline. Provinz Aosta, Italien. Diss. Univ. Zürich. SMPM, *18*, 54—212.

MATTIROLO, E. (1899): Relazione sul rilevamento geologico nel 1898 nella Valle di Campoucher (Alpi Graie). Boll. r. Comitato geol. d'Italia, Atti uff., 27—29.

MEHNERT, K. R. (1959): Der gegenwärtige Stand des Granitproblems. Fortschr. Mineral., *37*, H. 2, 117—206.

MÜLLER, F. C. (1912): Die Erzlagerstätten von Traversella im Piemont, Italien. Diss. Basel. Z. prakt. Geol., *20*, 209—240.

NIGGLI, E. (1947): Über den Zusammenhang zwischen der positiven Schwereanomalie am Südfuss der Westalpen und der Gesteinszone von Ivrea. Eclogae geol. Helv., *39*, 211—220.

— (1922): Der Taveyannazsandstein und die Eruptivgesteine der jungmediterranen Kettengebirge. SMPM, *2*, 169—275.

NOVARESE, V. (1929): La zona del Canavese e le formazioni adiacenti. Mem. descr. Carta geol. d'Italia, *22*, 65—212, Roma.

— (1933): L'età del granito del Lago Maggiore. Boll. r. Comitato geol. d'Italia, *58*, No. 11.

— (1943): Il sistema eruttivo Traversella-Biella. Mem. descr. Carta geol. d'Italia, *28*, 1—90.

PAGLIANI, G. (1944): Studio chimico ed ottico del gneiss di Pianasca (Villadossola). Atti Soc. ital. Sc. nat., *83*, 134—144.

PARONA, C. F. (1886): Valsesia e Lago d'Orta. Atti Soc. ital. Sc. nat., *29*, 141—297.

PORRO, C. (1896): Geognostische Skizze der Umgebung von Finero (Cannobina-Tal). Diss. Strassburg. Z. dt. geol. Ges., *47*, 377—422.

PREISWERK, H. (1906): Molehite und Vintlite in „Strona-" und „Sesiagneiss". Piemont. Rosenbusch. Festschr. Stuttgart.

RADEFF, W. C. (1915): Geologie des Gebietes zwischen Lago Maggiore und Melezza (Centovalli). Diss. Univ. Zürich. Eclogae geol. Helv., *13*, 485—533.

READ, H. H. (1957): The Granite Controversy. London.

REINHARD, M. (1931): Universal Drehtischmethoden. Basel.

— (1964): Über das Grundgebirge des Sottoceneri im Süd-Tessin und die darin auftretenden Ganggesteine. Beitr. geol. Karte Schweiz, N. F., *117*.

RITTMANN, A. (1929): Die Zonenmethode. SMPM, *9*, 1—46.

SANDER, B. (1930): Gefügekunde der Gesteine. Wien.

SCHMID, R. (1965): Programm in Fortran II für die Umrechnung chemischer Gesteins- und Mineralanalysen. SMPM, *45*, 837—846.

SPITZ, A. (1919): Liasfossilien aus dem Canavese. Verh. geol. Reichsanst., Nr. 11, 1—9.

STAUB, R. (1924): Der Bau der Alpen. Beitr. geol. Karte Schweiz, N. F., *52*.

STELLA, A. (1894): Relazione del rilevamento dell'anno 1893 delle Alpi Occidentali (Valle dell'Orco e della Soana). Boll. r. Comitato geol. d'Italia, Sez. III, *5*, 363 e 357.

STERN, P. (1964): Zur Petrographie von Nordhoeks Bjerg und Nörlunds Alper, Hudson Land (Zentral Ostgrönland). Medd. om. Grønland, *168*, Nr. 5.

STUTZ, A. H. und MASSON, R. (1938): Zur Tektonik der Dent Blanche-Decke. SMPM, *18*, 40—53.

STUTZ, A. H. (1940): Die Gesteine der Arollaserie im Valpelline (Provinz Aosta, Oberitalien). Diss. ETH. SMPM, *20*, 117—246.

TARAMELLI, T. (1885): Note geologiche sul bacino idrografico del fiume Ticino. Boll. Soc. geol. ital., *4*, 239—336.

TRAVERSO, ST. (1895): Geologia dell'Ossola. (Mit Karte.) Genova.

VENKAYYA, E. (1956): Petrological observations in the Maggia hydroelectric tunnel between Lake Maggiore and Centovalli. Diss. ETH. SMPM, *36*, 69—226.

WALTER, P. (1950): Das Ostende des basischen Gesteinszuges Ivrea-Verbano und die angrenzenden Teile der Tessiner Wurzelzone. Diss. Univ. Zürich. SMPM, *30*, 1—143.

WENK, E. (1948): Ostalpines und penninisches Kristallin. SMPM, *28*, 761—771.

— (1953): Prinzipielles zur geologisch-tektonischen Gliederung des Penninikums im zentralen Tessin. Eclogae geol. Helv., *46*, Nr. 1, 9—21.

— (1955): Eine Strukturkarte der Tessineralpen. SMPM, *35*, 311—319.

— (1956): Die lepontinische Gneissregion und die jungen Granite der Valle della Mera. Eglogae geol. Helv., *49*, Nr. 2, 251—265.

— (1962): Plagioklas als Indexmineral in den Zentralalpen. Die Paragenese Calcit-Plagioklas. SMPM, *42*, 139—152.

WIELAND, H. (1966): Zur Geologie und Petrographie der Valle Isorno (Provincia di Novara, Italia). SMPM, *46*, 189—303.

WILSON, G. (1961): The tectonic significance of small scale structures, and their importance to the geologist in the field. Ann. Soc. géol. Belgique, *84*, 423—548.

Karten

Carta d'Italia 1 : 25000. (Istituto geografico militare, 1930—1939.) Vergrösserung auf 1 : 10000 der Blätter Domodossola, Trontano, S. Maria Maggiore, M. Zeda, Premosello, Villadossola.

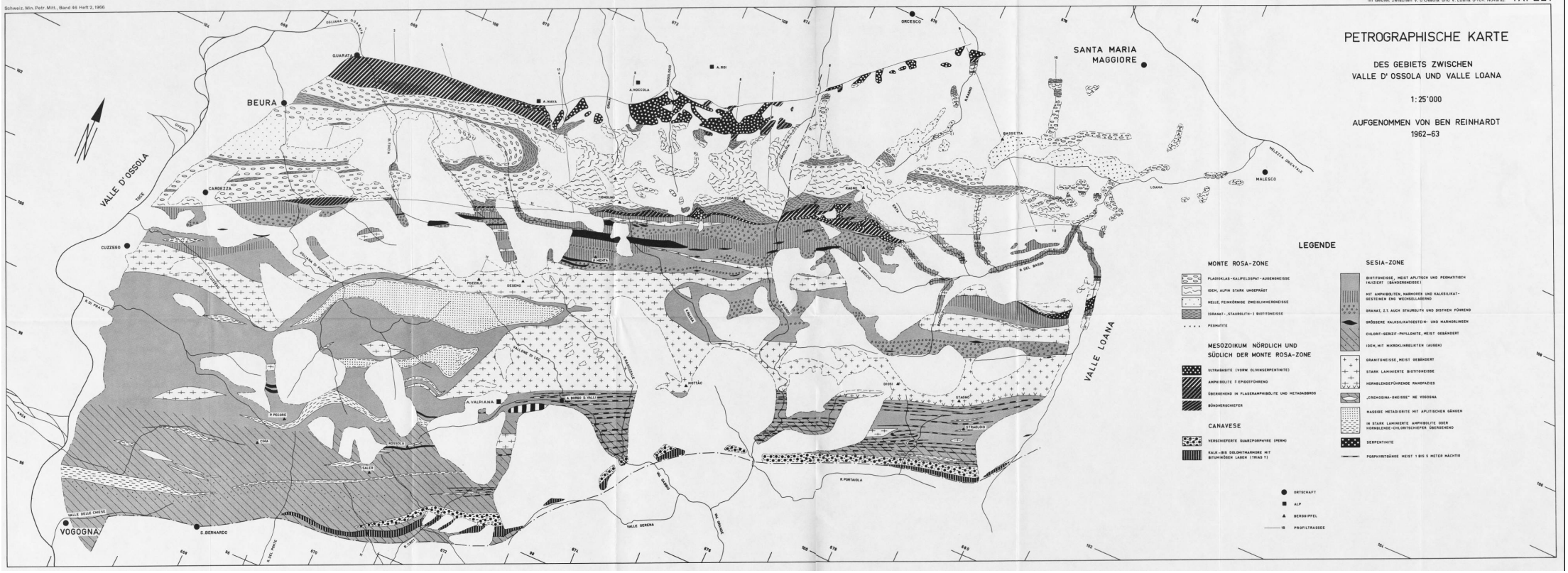
Carta d'Italia 1 : 100000. (Istituto geografico militare, 1943.) Bl. Domodossola, Cannobio.

Landeskarte der Schweiz 1 : 50000. Bl. Domodossola (1963).

Carta geologica d'Italia 1 : 100000. Bl. Domodossola (1913), Cannobio (1921). (NOVARESE, V. und STELLA, A.)

Geologischer Atlas der Schweiz 1 : 25000. Bl. Zermatt (1953), Saas Fee (1954), Monte Moro (1954). (P. BEARTH.)

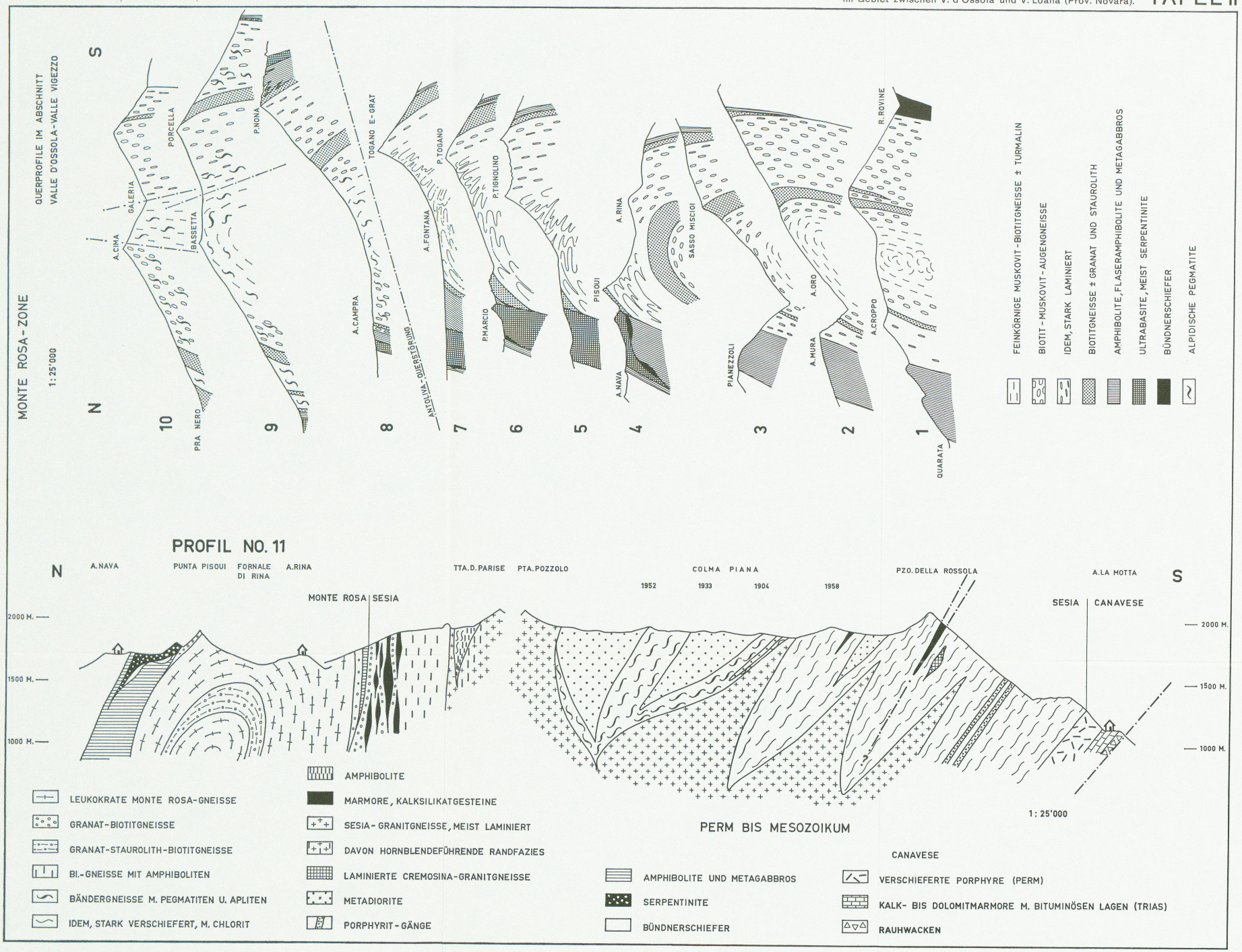
Generalkarte der Schweiz 1 : 200000. Bl. Ticino (1955).


PETROGRAPHISCHE KARTE
DES GEBIETS ZWISCHEN
VALLE D' OSSOLA UND VALLE LOANA
1:25'000
AUFGENOMMEN VON BEN REINHARDT
1962–63
LEGENDE
MONTE ROSA-ZONE
PLAGIOKLAS-KALIFELDSPAT-AUGENGNEISSE
IDEM, ALPIN STARK UMGEPRÄGT
HELLE, FEINKÖRNIGE ZWEIGLIMMERGNEISSE
(GRANAT-, STAUROLITH-) BIOTITGNEISSE
PEGMATITE
MESOZOIKUM NÖRDLICH UND SÜDLICH DER MONTE ROSA-ZONE
ULTRABASITE (VORW. OLIVINSERPENTINITE)
AMPHIBOLITE ± EPIDOTFÜHRENDE
ÜBERWIEGEND IN FLASERAMPHIBOLITE UND METADIABROS
BÜNDNERSCHIEFER
CANAVESE
VERSCHIEFERTE QUARZPORPHYRE (PERM)
KALK- BIS DOLOMITMARMORE MIT BITUMINÖSEN LAGEN (TRIAS ?)
SESIA-ZONE
BIOTITGNEISSE, MEIST APLITISCH UND PEGMATITISCH INJIZIERT (BÄNDERGNEISSE)
MIT AMPHIBOLITEN, MARMORES UND KALKSILIKAT-GESTEINEN EINS WECHSELLAGERND
GRANAT, Z.T. AUCH STAUROLITH UND DISTHEN FÜHRENDE
GRÖSSERE KALKSILIKATGESTEIN- UND MARMORLINSEN
CHLORIT-SERIZIT-PHYLLONITE, MEIST GEBÄNDERT
IDEM, MIT MIKROKLINRELIKTEN (AUGEN)
GRANITGNEISSE, MEIST GEBÄNDERT
STARK LAMINIERTE BIOTITGNEISSE
HORNBLENDEFÜHRENDE RANDFAZIES
„CREMOSINA-GNEISSE" NE VOGOGNA
MASSIGE METADIORITE MIT APLITISCHEN GÄNGEN
IN STARK LAMINIERTE AMPHIBOLITE ODER HORNBLENDE-CHLORITSCHIEFER ÜBERGEHEND
SERPENTINITE
PORPHYRITGÄNGE MEIST 1 BIS 5 METER MÄCHTIG
ORTSCHAFT
ALP
BERGGIPFEL
PROFILTRASSEE
VALLE D'OSSOLA
VALLE LOANA
SANTA MARIA MAGGIORE
BEURA
CUZZEGO
CARGEZZA
VOGOGNA
S. BERNARDO
MALESCO
ORCESCO
BASSETTA
A. VALPIANA
A. BORGO S. VALLI
A. NAVA
A. NOCCOLA
A. ROI
A. HENTA
A. PEDEGE
A. CIMA
A. SALER
A. MOTTÀC
A. DISSI
A. STAMMI
A. STARDIGO
R. PORTAIOLA
VALLE SERENA
VALLE DELLE CHIESE
R. DEL PONTE
R. DEL BANDO
R. SECCO
R. CAMPO
R. CIMA
R. SALER
R. PEDEGE
R. CARGEZZA
R. CUZZEGO
R. ORCESCO
R. MALESCO
R. LOANA
R. ORTA
R. SESIA
R. DIVEDRO
R. MOTTÀC
R. DISSI
R. STAMMI
R. STARDIGO
R. PORTAIOLA
R. VALLE SERENA
R. VALLE DELLE CHIESE
R. DEL PONTE
R. SALER
R. CIMA
R. PEDEGE
R. CARGEZZA
R. CUZZEGO
R. ORCESCO
R. MALESCO
R. LOANA
R. ORTA
R. SESIA
R. DEL BANDO
R. CAMPO

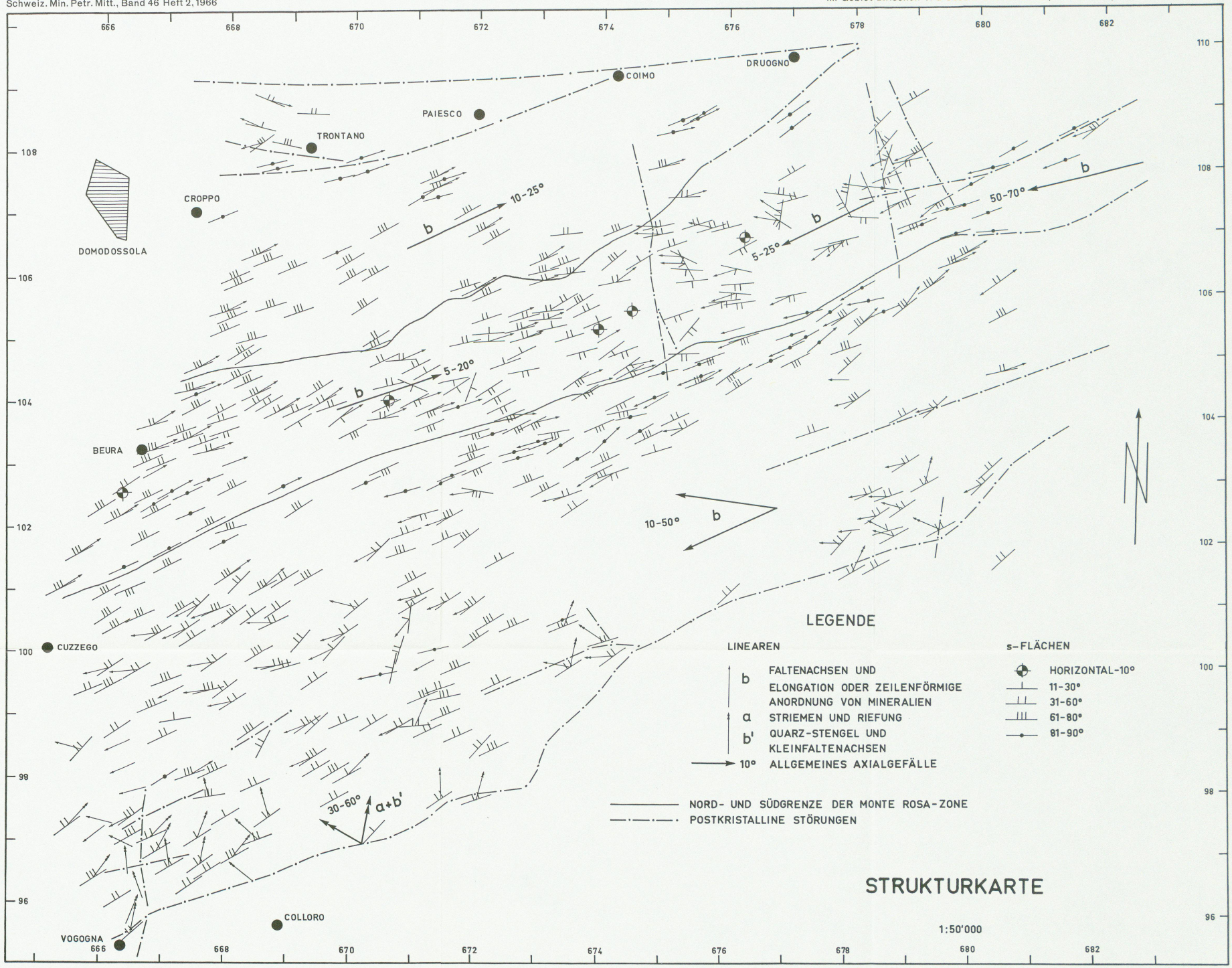
Leere Seite
Blank page
Page vide

B. REINHARDT: Monte Rosa-Zone, Sesia-Zone und Canavese im Gebiet zwischen V. d'Ossola und V. Loana (Prov. Novara).

TAFEL II



Leere Seite
Blank page
Page vide

Schweiz. Min. Petr. Mitt., Band 46 Heft 2, 1966

TAFEL III