

PETROGRAPHISCHE UNTERSUCHUNGEN AN ALUMOSILIKAT- FÜHRENDEN GESTEINEN DER STUBAIER ALPEN (TIROL)*

V O N
E. M P O S K O S

E I N L E I T U N G

Das Gebiet der vorliegenden Arbeit¹ liegt im Bereich der österreichischen Stubai Alpen (SW von Innsbruck) und bildet die nordöstlichste Ecke des Ötztaler-Stubai Altkristallins. Die Hauptgesteine sind mineralreiche Glimmerschiefer, Biotit-Plagioklas-Gneise und Amphibolite. Der südliche Teil des Gebietes setzt sich aus der grossen Masse des Alpeiner Granits zusammen. Auf diesen hochmetamorphen Gesteinen liegt, zum Teil tektonisch gestört, primär sedimentär das Mesozoikum der Kalkkögel. Die mineralreichen Glimmerschiefer erwiesen sich als die günstigsten für das Studium der Metamorphose dieses Gebietes.

MINERALREICHE GLIMMERSCHIEFER

Sie sind die verbreitetsten Gesteine im Arbeitsgebiet und neben einer grossen Konzentration im zentralen Teil, wo sie die flachen Berg Rücken bilden, sind sie in schmalen Lagen mit Paragneisen und Amphiboliten wechsellagernd in gesamt Gebiet zu finden. Das Gestein weist eine sehr gute Schieferung, welche mit dem stofflichen Lagenbau parallel verläuft, auf. Falten kommen in allen Dimensionen vor. Sie sind vom Aufschluss über das Handstück bis in den mikroskopischen Bereich zu verfolgen. Das Streichen der b-Achsen verläuft im allgemeinen E-W.

Der Mineralbestand der mineralreichen Glimmerschiefer ist sehr variabel. Er wechselt von Lage zu Lage, aber auch bei gleichem Mineralbestand tritt eine starke Variation im prozentuellen Anteil der einzelnen Mineralien auf. Die Tabelle Nr. 1 zeigt den durchschnittlichen prozentuellen Mineralgehalt der mineralreichen Glimmerschiefer und seine Variationen, ermittelt durch Messen von 50 Dünnschliffen.

* Ε. ΜΠΟΣΚΟΥ.— Πετρογραφικαί έρευναι εις την περιοχήν Stubai τών "Άλπων (Tirol).

** Anschrift des Verfassers :

Dr. E. MPOSKOS: National Technical University Department of Mineralogy-Petrography-Geology 42, October 28th Street Athens Greece.

1. Wurde im Mineralogischen-Petrographisch Institut der Universität Innsbruck in der Zeit von Sommer 1967 bis Sommer 1970 durchgeführt.

T A B E L L E I.

Mineral	Durchschnitts- werte	V a r i a t i o n		Dünnschliffe mit entsprechendem Mineralgehalt
		von	bis	
Quarz	27,9	6,8	63,3	50
Biotit	19,0	6,8	38,5	50
Muskovit	18,4	5,0	39,8	50
Plagioklas	13,4	1,7	38,8	50
Staurolith	7,6	0,2	30,1	49
Granat	3,4	0,2	18,9	44
Sillimanit	2,0	0,2	7,6	29
Disthen	0,6	0,3	0,8	5
Erz	1,9	0,7	4,6	50
Durch retrograde Umwandlung entstanden:				
Serizit	5,4	0,6	20,8	36
Chlorit	2,2	0,4	14,0	46
Chloritoid	0,5	0,2	1,2	10

Mit 0,1 bis 0,5 % sind Turmalin, Zirkon und Apatit in nur einigen Schliffen vertreten.

Mineralbeschreibung

Im folgenden werden die einzelnen Minerale beschrieben. Es werden hauptsächlich Merkmale, die Anhaltspunkte für das Verhältnis der Kristallisation zur Tektonik liefern, hervorgehoben.

Staurolith :

Staurolith tritt in idiomorphen Porphyroblasten auf, welche oft eine Länge bis zu 4 cm erreichen können. Im Durchschnitt weist er jedoch eine Länge von 2,5 bis 4 mm auf. Häufig kann im Handstück ein Wachstum quer zur Schieferung beobachtet werden. Im Dünnschliff beobachtet man ein reiches Interngefüge, bestehend aus Quarz, Erz, Glimmern, Turmalin und selten Granat. Oft sind Falten von dem wachsenden Staurolith eingeschlossen (wie Taf. VII Abb. 1). Solche Falten lassen sich häufig ungestört ausserhalb des Stauroliths weiterverfolgen und das postdeformative Wachstum des Stauroliths in bezug auf die

Faltung bestätigen. Ein Teil der Staurolithe ist meist in Serizit sowie Chloritoid und Serizit umgewandelt.

Granat :

Seine Korngrösse wechselt sehr stark. Es kommen Granaten mit einem Korndurchmesser von 0,08 mm bis zu 10 mm vor. Die meisten jedoch weisen einen Durchmesser von 1 mm bis 3 mm auf. Das Interngefüge der Granaten besteht meist aus Erz, Glimmern und Quarz (Taf. VII Abb. 2 und Taf. VIII Abb. 3).

Glimmer :

Biotit und Muskovit sind Hauptgemengteile, welche annähernd 40% des Modalbestandes ausmachen. Der Biotit ist meist in Chlorit umgewandelt. Die Glimmer liegen hauptsächlich mit der Basis // zu s. Diesem s-parallel Wachsen der einzelnen Glimmerblättchen verdankt das Gestein seine ausgezeichnete Schieferung. Im allgemeinen sind diese Glimmer nicht gebogen und bilden in polygonalen Bögen ehemalige Falten ab. Häufig vertreten sind quer zu s wachsende Biotite (Taf. VIII Abb. 4). Wir haben hier wieder Merkmale, welche für ein postdeformatives Wachsen der Glimmer sprechen.

Quarz :

Mit dem grössten Durchschnittsanteil von 27,9% ist Quarz vertreten. Seine Korngrösse ist sehr variabel : kleine Körner, mit einer Länge von 0,05 mm bis 0,4 mm treten meist als Einschlüsse in anderen Mineralen auf. Mittलगrosse, mit einer Länge von 0,4 mm bis 1,5 mm, überwiegen in ihrer Menge. Sie sind klar, während die grossen Quarze mit einer Länge von 1,5 mm bis 4 mm, meist gering auftreten und undulös auslöschen. Die undulöse Auslöschung der Quarze ist regional abhängig und nimmt in Richtung Kalkkögel zu.

Plagioklas :

Der Plagioklas ist mit einem Durchschnittswert von 13,7% vertreten. Es wurden jedoch Dünnschliffe, in denen der Plagioklasgehalt mehr als 20% beträgt, gemessen, sodass man in diesen Fällen nicht mehr von Glimmerschiefern, sondern von Al-Silikatgneisen sprechen kann. Der An — Gehalt variiert von 18% bis 35%, ist aber in ein — und dem — selben Schliff mehr oder weniger konstant. Zonarbau tritt selten auf (in nur zwei Schliffen beobachtet). Dabei handelt es sich um den inversen Zonarbau mit zunehmendem An - Gehalt von innen nach aussen (11% innen, 27% aussen).

Die folgende Tabelle 2 zeigt den An - Gehalt und seine Variation innerhalb desselben Dünnschliffes :

T A B E L L E 2.

Dünnschliff	An % von - bis				Dünnschliff	An % von - bis			
	1	30	32	35			10	22	25
2	29	30	30		11	22	25	25	
3	28	30	30	33	12	21	25	29	
4	28	29	32		13	20	25	26	
5	28	28	30		14	20	26		
6	27	27	27		15	19	21	23	23
7	26	26			16	18	22	24	
8	25	25	26		17	Zonarbau 11 innen			
9	24	27	30	33		27 aussen			

Die Plagioklase besitzen das reichste Interngefüge, bestehend aus Quarz, Glimmern, Chlorit, Erz, Turmalin, Zirkon und nicht selten Granat (Taf. IX Abb. 5). Die Glimmereinschlüsse zeigen in vielen Fällen ein Interngefüge, welches mit dem Externgefüge übereinstimmt. Glimmer- und Graphitfalten sind ebenfalls eingeschlossen und ausserhalb des Plagioklases ungestört verfolgbar. Der Plagioklas zeigt die markantesten Beispiele seines postdeformativen Wachsens in bezug auf die Faltung und Schieferung (Taf. IX Abb. 6).

Sillimanit :

Durchschnittsanteil 2% bei grösseren Mengen auch bis 7,6%. Der Sillimanit tritt meist in fibrolithischer Ausbildung auf. Er ist immer an Biotit gebunden, mit dem er manchmal eine orientierte Verwachsung aufweist - Sillimanitnadeln durchziehen den Biotit der (001) parallel. Oft gehen diese Nadeln unregelmässig oder divergentstrahlig in benachbarte Quarze hinein. Dort wo der Sillimanit in grösseren Mengen vorkommt, tritt er auch in Form von Stengeln, in denen die (010) Spaltflächen und dazu eine basale Absonderung zu erkennen sind, auf. Die Abbildung 7 der Tafel X zeigt Basisschnitte. Der Sillimanit wurde auch röntgenographisch (Debye-Scherrer-Verfahren) bestimmt, wobei folgende d-Werte ermittelt wurden :

5,35 3,41 3,36, 2,67 2,20 und 2,10 Ängström.
für: (100) (120) (210) (220) (122) (230)

Disthen :

Er ist stengelig nach c und weist eine Länge bis zu 2 cm auf. Im Handstück lassen sich auch quer zur Schieferung gewachsene Disthene beobachten.

Chloritoid :

Von besonderem Interesse für genetische Fragen ist die Bildung des Chloritoids aus dem Staurolith (Taf. X Abb. 8). Diese Chloritoidbildung aus dem Staurolith ist im gesamten Arbeitsgebiet beobachtet worden. Debye-Scherrer-Aufnahmen haben für diesen Chloritoid die d - Werte von 4,45 und 2,96 Ångström ergeben, welche den zwei stärksten Reflexen entsprechen.

(002)	(003)
-------	-------

Nicht alle staurolithführenden Gesteine enthalten auch Chloritoid, da die chloritoidführenden Gesteine im Gegensatz zu den staurolithführenden eines spezielleren Chemismus bedürfen. Chloritoidführende Gesteine besitzen höhere Al_2O_3 - Gehalte, geringere CaO - Gehalte und geringere Mg : Fe - Verhältnisse (HOSCHECK 1967).

Chlorit :

Er hat einen Durchschnittswert von 2,2 %. Sein Mengenanteil nimmt jedoch gegen die Kalkkögel hin beträchtlich zu (bis 14 %). Die Bildung des Chlorits geschieht meist aus dem Biotit.

Serizit :

Tritt ebenfalls häufig auf. Die Variation seiner Menge ist wie beim Chlorit ebenfalls regional abhängig und nimmt auch gegen die Kalkkögel hin beträchtlich zu. Gebildet wird der Serizit aus der Zersetzung der Plagioklase, Staurolithe und Granate.

Verhältnis der Kristallisation zur Deformation

Es ist im gesamten Gebiet ersichtlich, dass die Kristallisation in bezug auf die Minerale Staurolith, Granat, Muskovit, Biotit, Plagioklas, die Deformation überdauert hat.

Der **S t a u r o l i t h** ist sehr häufig quer zum s gewachsen. Sein Interngefüge zeigt meist ein si, welches mit dem se übereinstimmt. Oft sind in Staurolith Falten von Glimmer, Quarz oder Graphit eingeschlossen (wie die Graphitfalte der Abb. 1 Taf. VII), welche sich ungestört ausserhalb des Kristalles weiterverfolgen lassen und damit das postdeformative Wachsen des Stauroliths in bezug auf die Faltung bestätigen. Zu derselben Schlussfolgerung gelangt man, wenn das Interngefüge der Plagio-

klase beobachtet wird, in welchen die oben erwähnten Feststellungen häufiger und markanter zum Vorschein kommen. Die Abbildung 6 der Tafel IX zeigt das Interngefüge eines Plagioklasporphyroblasten, bestehend aus Glimmern, welche ein scharfes s (si) bilden. Dieses s ist auch in der gleichen Richtung ausserhalb des Plagioklases verfolgbar ($si//se$).

Die Abbildung 9 der Tafel XI zeigt eine Graphitfalte, welche von dem später gewachsenen Plagioklas zum Teil eingeschlossen ist, wobei dieser eingeschlossene Teil ungestört in den nicht eingeschlossenen Faltenteil übergeht.

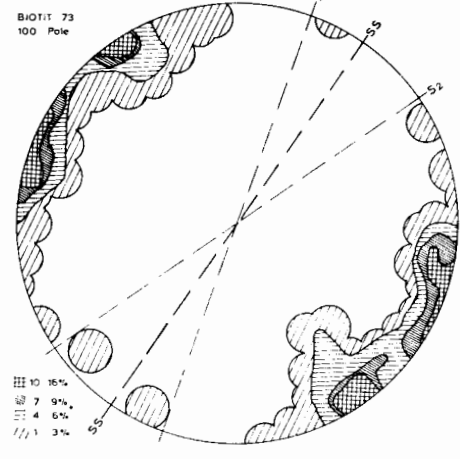
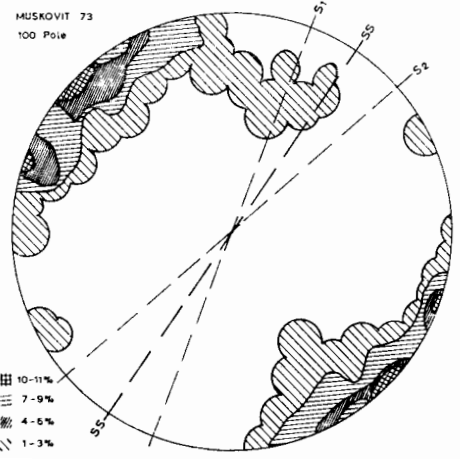
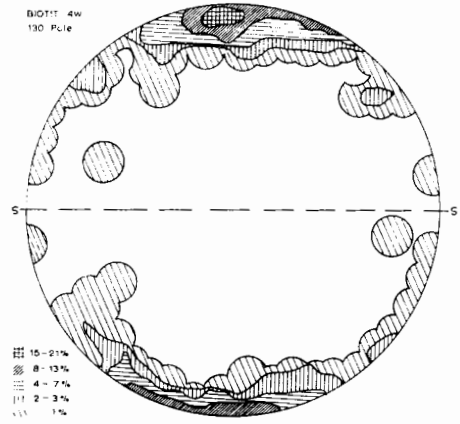
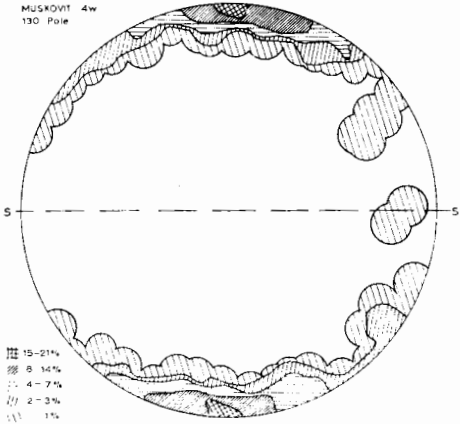
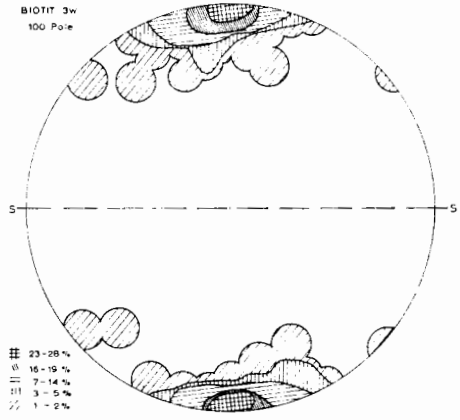
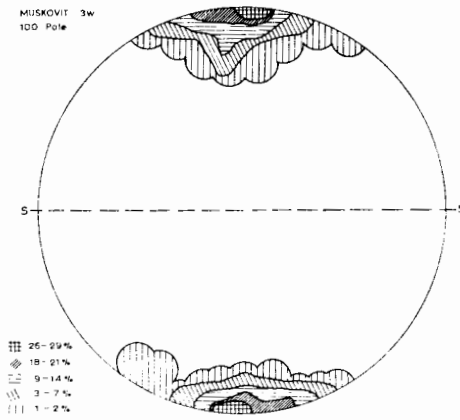
Die *Glimmer* sind meist nicht gebogen und bilden oft in Polygonalbögen Falten ab. Auf der Abbildung 4 der Tafel VIII sind ausser der von Muskovit und zum Teil von Biotit gebildeten Falte, quer zur Falte, sowie auch quer zum s gewachsene Biotite zu erkennen.

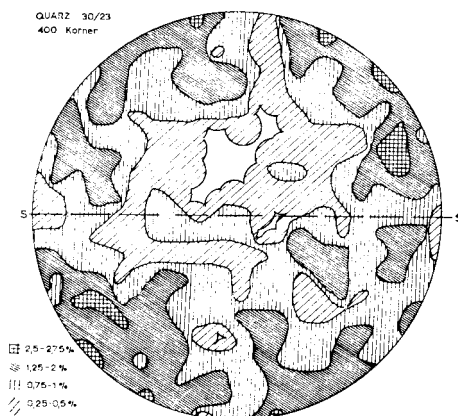
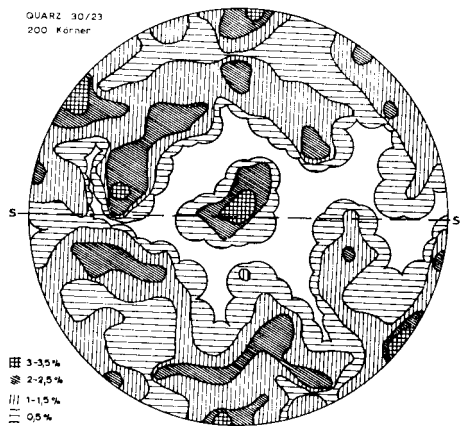
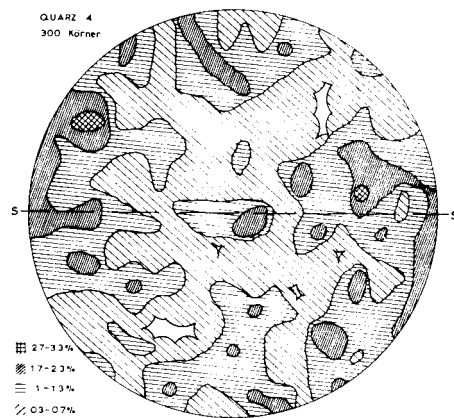
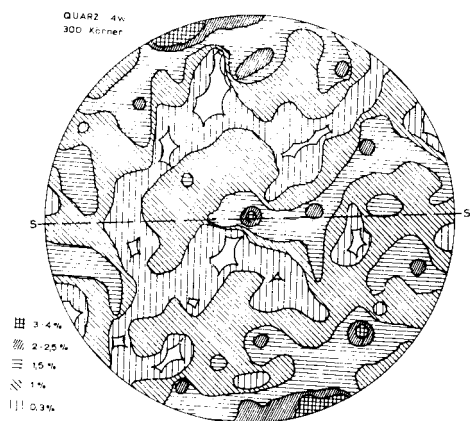
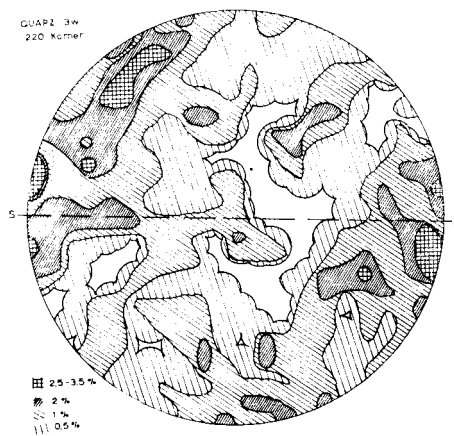
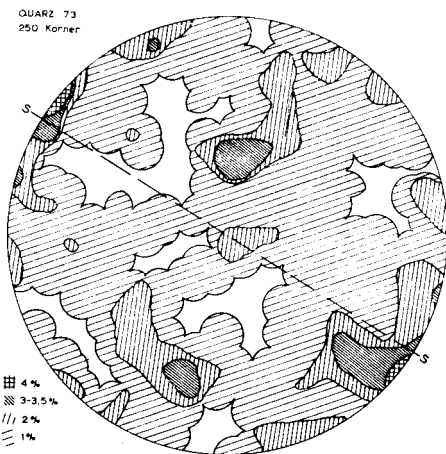
Die Korngefügeuntersuchung ergab eine ausgezeichnete Regelung der Glimmer. Diese sind mit ihrer Basis (001) parallel zur Schieferung gewachsen, wie vor allem aus den Muskovit- und Biotit-Diagrammen 3w abzulesen ist, in welchen die Maxima der (001) Pole \perp zu s liegen und 23% bis 29% der gemessenen Glimmer ausmachen. Das Biotitdiagramm 4w zeigt einen nicht geschlossenen Gürtel, dessen Maximum mit 15% bis 21% ebenfalls \perp zu s liegt. Einen nicht geschlossenen Gürtel mit dem Maximum \perp zu s stellt auch das Muskovitdiagramm 4w dar. Von besonderem Interesse sind die Diagramme Biotit 73 und Muskovit 73, deren Maxima paarweise abgespaltet sind und einen spitzen Winkel von 35° bilden. Dieses Gefügebild lässt sich dadurch erklären, dass die Glimmer in zwei verschiedenen, sich spitzwinklig schneidenden, durch Plättung entstandenen Scherflächen gewachsen sind.

Die *Quarze* treten meist in Form von rundlichen Körnern auf, sodass die Möglichkeit einer Regelung nach Korngestalt nicht bestehen kann. Jedoch kommen in Staurolith (Taf. XII Abb. 11), Granat und Plagioklas viele Quarzeinschlüsse vor, welche eine gelängte Form aufweisen und mit ihrer längsten Achse ein s andeuten (si), welches meist mit dem se übereinstimmt. Der Kornfeinbau ergibt kein deutliches Bild für eine Regelung. Es wurden die c -Achsen mehrerer Dünnschliffe gemessen - die konstruierten Diagramme ergaben Gefügebilder, welche auf ein regelloses Gefüge hinweisen. Wie aus den Quarzdiagrammen 73, 3w, 4w und 4 abzulesen ist, besteht eine nahezu gleichmässige Besetzung der Lagekugel durch die c -Achsen, wobei die auftretenden Maxima nur 2,5% bis maximal 4% der gemessenen Achsen entsprechen.

Der Schriff 30/23 wurde zweimal gemessen:

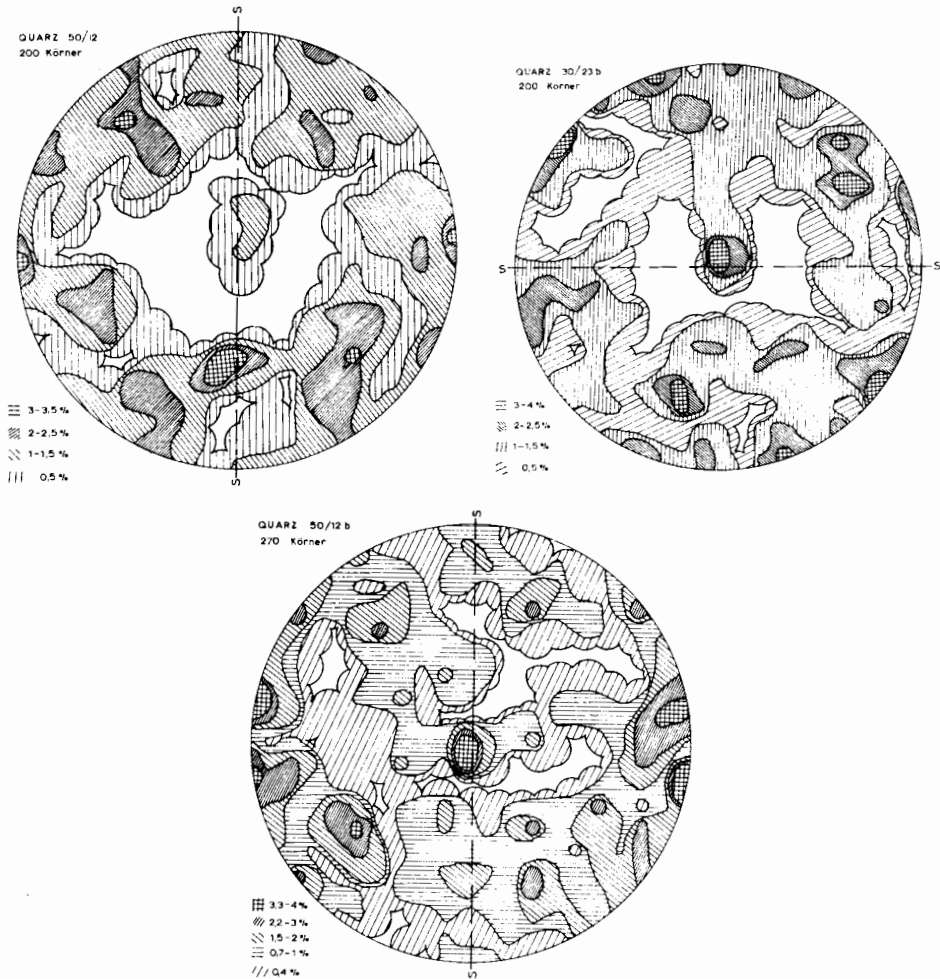
Im ersten Diagramm wurden 200 c -Achsen eingetragen; es weist einen schwachen Gürtel um s und ein Maximum im s auf. Die im Dia-





gramm auftretenden Maxima sind mit 3% bis 3,5% der gemessenen Achsen vertreten.

Für das zweite Diagramm wurden 400 Achsen gemessen. Das durch dieses Diagramm ermittelte Gefügebild unterscheidet sich völlig vom



ersten: der Gürtel ist nicht vorhanden und die auftretenden Maxima entsprechen nur 2,5% bis 2,75% der gemessenen Achsen. Je grösser die Zahl der gemessenen c-Achsen ist, desto homogener erscheint das Gefüge.

Um die Bestätigung einer tatsächlich vorhandenen Regelung (oder nicht vorhandenen Regelung) zu erhalten (da das Diagramm 50/12 ebenfalls einen Gürtel aufweist und im s ein Untermaximum), habe ich noch die Dünnschliffe 30/23b und 50/12b, welche \perp zu den 30/23 und 50/12, sowie \perp zum s entnommen wurden, gemessen. Die konstruierten Dia-

gramme ergaben Gefügebilder, welche sich zu den 30/23 und 50/12 nicht überführen lassen.

Die oben erwähnten Ergebnisse weisen also darauf hin, dass der Quarz nicht geregelt ist.

Es muss angenommen werden, dass mit dieser Metamorphose, welche die Deformation überdauert hat, eine Rekrystallisation der Quarze und damit eine Entregelung verbunden war.

Metamorphe Zonierung

Die Bildung der mineralreichen Glimmerschiefer des Arbeitsgebietes kann nur im Zusammenhang mit ähnlichen Gesteinen im gesamten

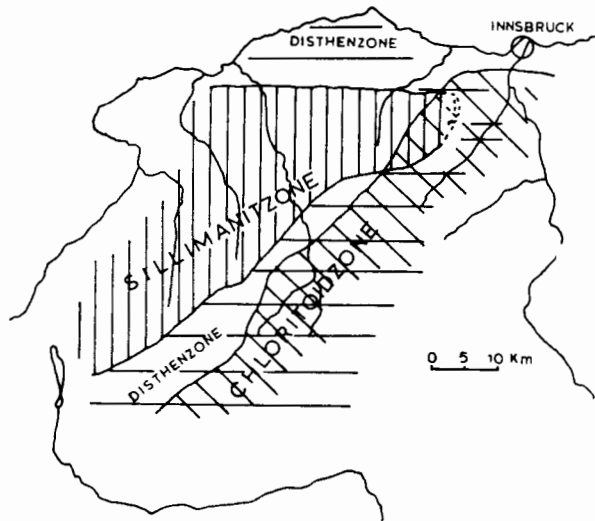


Abb. 1. Übersicht über die Hauptmineralzonen der Ötztaler Masse (nach Purtscheller).

Ötztaler-Stubaier-Alt-kristallin behandelt werden. Ihre Bildungsbedingungen sind den gleichen Ursachen zuzuschreiben, welche auf die gesamte Ötztaler Masse gewirkt haben. Die Abbildung 1 aus der Arbeit Purtschellers (PURTSCHELLER 1969) gibt einen Überblick über die verschiedenen, durch ihre Index-Mineralien charakterisierten metamorphen Zonen des Ötztaler-Stubaier-Alt-kristallins. Er unterscheidet in diesem Bereich drei metamorphe Zonen, charakterisiert durch die Minerale Sillimanit, Disthen und Chloritoid. Im Zentrum liegt von W nach E sich stark verengend die Sillimanitzone. Neben Sillimanit kommt oft auch Andalusit im Gestein vor. Die Sillimanitzone wird im N und S von der Disthenzone begrenzt. Die Chloritoidzone verläuft diskordant zu den beiden obgenannten Zonen und wird durch die Umwandlung des Stauroliths in Chloritoid gekennzeichnet.

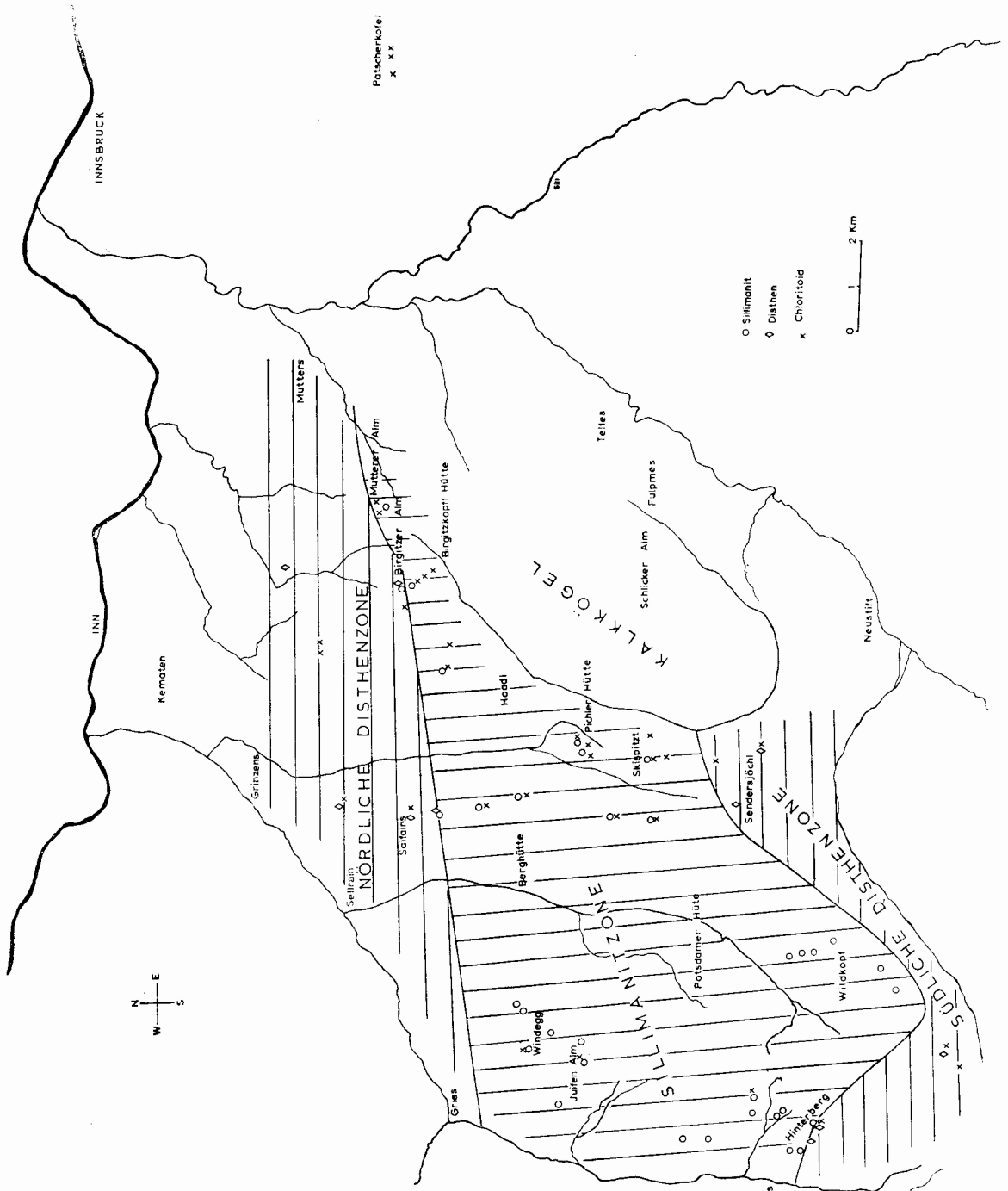


Abb. 2. Die Hauptmineralzonen im untersuchten Gebiet.

Das Auftreten von Sillimanit, Disthen und Chloritoid in den von mir untersuchten Glimmerschiefern erlaubt es, den Verlauf der drei metamorphen Zonen des Öztaler-Stubaier-Alt-kristallins im Arbeitsgebiet mit Sicherheit zu verfolgen (siehe Karte, Abb. 2).

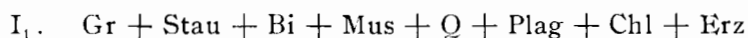
Durch das Vorkommen von Disthen am Salfeiner Köpfl und bei der Birgitzer Alm grenzt die Sillimanitzone im nördlichen Teil des Raumes an die nördliche Disthenzone. Die Grenze verläuft EW, dem stofflichen Lagenbau konkordant. Disthen tritt aber auch im Süden des Gebietes auf. Damit grenzt die Sillimanitzone, die hier nur durch das Auftreten von Sillimanit gekennzeichnet ist und die den grössten Teil des Gebietes einnimmt, auch im S an. Disthen ist von mir im Süden bei Lüsens (Hinterbirgl), bei der Alpeiner Alm und am Sentersjöchl gefunden worden. Durch das Vorkommen von Sillimanit bei Wildkopf-Seduker Alm verläuft diese Grenze nicht mehr geradlinig wie im Norden, sondern wellenförmig vom äussersten Süden (Franz-Senn-Hütte) nach NW (Lüsens) und nach NE (Sentersjöchl). Chloritoid, welcher aus der Umwandlung des Stauroliths gebildet wurde, konnte im gesamten Arbeitsgebiet festgestellt werden.

Sein Auftreten bei Juifenberg ergibt — im Gegensatz zur Abbildung 1 — eine Verlagerung der Grenze des nördlichen Teiles der Chloritoidzone nach W und einen NS-Verlauf.

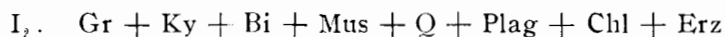
Mineralparagenesen

Im folgenden Teil werden die verschiedenen Mineralgesellschaften, die im Dünnschliff auftreten, charakterisiert und ihre Stellung im Schema der Metamorphose diskutiert. Als Grundlage dient die Einteilung von Winkler (1967). Bei der Aufstellung der verschiedenen Paragenesen wird Chloritoid nicht in Betracht gezogen, da er, wie später aufgezeigt wird, seine Bildung einer späteren Metamorphose verdankt.

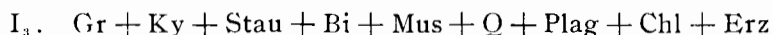
I. Paragenesen der Disthenzone:



Diese Paragenese erscheint im Bereich der Staurolith-Almandin-Subfazies der Almandin-Amphibolitfazies des Barrow-Typs (B 2,1) und ist die häufigste Paragenese der Disthenzone. Chlorit tritt in allen Schliffen auf. Seine Bildung ist jedoch retrograd aus dem Biotit feststellbar.



Diese Paragenese entspricht der nächsthöheren Subfazies der Almandin-Amphibolitfazies, nämlich der Disthen-Almandin-Muskovitsubfazies (B2,2). Sie ist nur durch einen einzigen Schliff vertreten.



Diese Mineralgesellschaft kann man durch die Kombination von (B 2,1) und (B 2,2) erhalten (PURTSCHELLER 1969). Bei (B 2,1) entsteht bei geeignetem Chemismus die Paragenese Granat + Staurolith + Biotit.

Diese Paragenese wird bei steigender Temperatur von der Paragenese Granat + Disthen + Biotit abgelöst. In diesem Fall befinden wir uns in den P. T. Bedingungen von (B 2,2). Bleibt der Staurolith als metastabiles Relikt, erhalten wir die Mineralgesellschaft I₃.

Diese Annahme wird bekräftigt, wenn wir die Lage der Gesteinsanalysen der Paragenese III₃ (chemisch identisch mit I₃) der Tabelle 3

T A B E L L E 3.

Chemische Analysen von Glimmerschiefern der Paragenese III₃.

	1	2	3	4	5	6
+ SiO ₂	69.80	62.60	44.90	48.40	53.80	52.30
+ Al ₂ O ₃	14.20	16.60	27.10	26.55	24.05	22.95
+ TiO ₂	0.83	1.06	1.64	1.31	1.03	1.07
b Fe ₂ O ₃	0.74	0.80	1.30	1.07	0.88	1.14
b FeO	5.45	5.93	9.58	7.89	6.50	8.45
+ MnO	0.07	0.07	0.20	0.16	0.06	0.18
x MgO	1.28	2.20	2.28	1.94	2.46	2.20
+ CaO	0.18	0.67	0.27	0.47	0.18	0.50
v Na ₂ O	0.76	1.64	1.51	2.00	1.79	1.88
+ K ₂ O	2.92	3.98	6.12	4.55	4.82	4.25
H ₂ O+	1.92	3.57	3.30	3.77	3.42	3.82
H ₂ O ⁻	0.41	0.44	0.62	0.36	0.40	0.42
	98.56	99.56	98.82	98.47	99.39	99.16
+ Fe ₂ O ₃ als Gesamt- eisen	6.80	7.40	11.95	9.85	8.40	10.55

+ = durch Röntgenfluoreszenz

x = durch Atomabsorption

v = durch Flammenfotometrie

b = die direkte Bestimmung von Fe⁺² und Fe⁺³ erwies sich wegen des reichen Staurolithgehaltes des Gesteines als sehr ungenau. Eine Abschätzung des Fe⁺² und Fe⁺³ Verhältnisses erfolgte unter Annahme eines niederen Oxidationsratios (CHINNER 1960), die durch das Auftreten brauner Biotite und der Erze Ilmenit + Magnetit (siehe MPOSKOS - PURTSCHELLER 1971) gerechtfertigt erscheint.

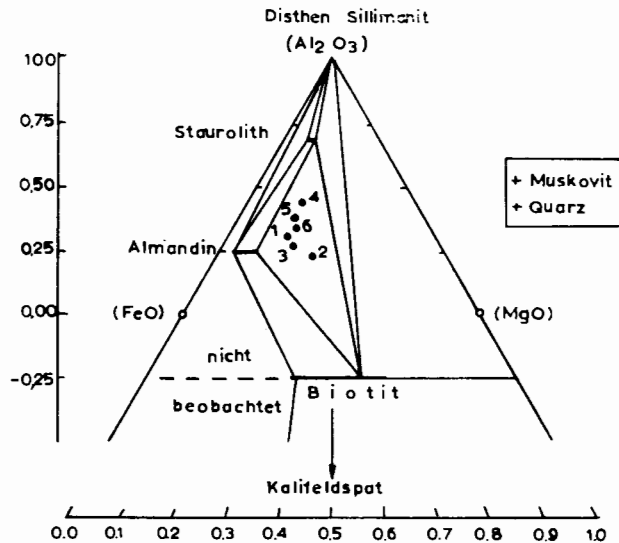
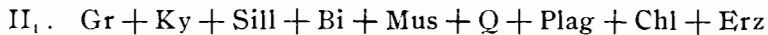


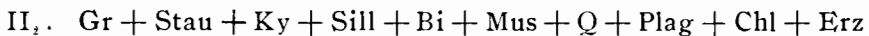
Abb. 3. AFM Diagramm der Staurolith-Almandin-Subfazies. Die Ziffern 1 bis 6 zeigen die Punkte der Analysen der Tabelle 3 an.

im AFM Diagramm (Abb. 3) betrachten. Alle Gesteinspunkte fallen in das Dreieck Staurolith-Almandin-Biotit.

II. Im Bereich der Zonengrenze der Sillimanit- und Disthenzone treten folgende zwei Paragenesen auf:



Diese Paragenese ist nur durch einen Schliff vertreten und wird von der I_2 durch das Auftreten von Sillimanit unterschieden. Das Vorkommen von Sillimanit + Disthen in demselben Schliff kennzeichnet P. T. Bedingungen ihrer Phasengrenze.



Wie bei der I_3 wird auch hier der Staurolith als metastabiles Relikt betrachtet.

III. Paragenesen der Sillimanitzone.

Die Paragenesen der Sillimanitzone lassen sich im Schema der Faziesserie des Barrow-Typs nicht einordnen. Und zwar aus folgender Überlegung: Sillimanit tritt im Barrow-Typ in der höchstemperierten Subfazies der Almandin-Amphibolitfazies, nämlich in der Sillimanit-Almandin-Orthoklas-Subfazies (B 2,3) auf. Diese Subfazies wird jedoch durch das völlige Verschwinden von Muskovit in Anwesenheit von Quarz und durch die Bildung von Orthoklas + Sillimanit + 1 H₂O

gekennzeichnet. In der Sillimanitzone finden sich Muskovit und Quarz in jedem Schlift und stellen sogar Hauptgemengteile dar. Es tritt aber kein Orthoklas auf. Eine Zuordnung der Paragenesen dieser Zone in die Faziesserie des Abukuma-Typs wird dadurch erschwert, dass im Abukuma-Typ das Auftreten von Sillimanit mit Cordierit verbunden ist. Cordierit ist aber im Arbeitsgebiet, sowie in der gesamten Öztaler Masse in Glimmerschiefern nicht gefunden worden. Die verschiedenen Paragenesen der Sillimanitzone kann man aber in einen intermediären Typ einordnen und zwar in den (auf Seite 126 von Winkler erwähnten) «Northern New Hampshire Typ».

III₁. Stau + Sill + Bi + Mus + Q + Plag + Chl + Erz

Diese Paragenese stellt die niedrigst temperierte Paragenese der Sillimanitzone dar, tritt nicht selten auf und ist im ganzen Arbeitsbereich verbreitet.

III₂. Gr + Sill + Bi + Mus + Q + Plag + Chl + Erz

Diese Paragenese, die nur in einem Schlift vorkommt, entspricht höher temperierten Paragenesen und wird durch das Verschwinden von Staurolith gekennzeichnet.

Die überhaupt häufigste Paragenese der Sillimanitzone ist folgende:

III₃. Gr + Stau + Sill + Bi + Mus + Q + Plag + Chl + Erz

Für diese Paragenese wird genau wie bei I₃ der Staurolith als metastabiles Relikt angenommen. Als zweithäufigste Paragenese der Sillimanitzone kommt die, in der Disthenzone bereits erwähnte, I₁ vor.

Die oben angeführte Diskussion der Paragenesen zeigt, dass die Metamorphose hier sowohl in der Disthen-, als auch in der Sillimanitzone die mittlere Amphibolitfazies erreicht hat.

Bei Betrachtung des Auftretens der $Al_2O_3SiO_2$ Modifikationen in den Glimmerschiefern der Öztaler Masse und des Arbeitsgebietes, kommt für das Arbeitsgebiet ein Druck infrage, welcher gerade den Tripelpunktsdruck der drei Modifikationen überschritten hat. Von den $Al_2O_3SiO_2$ Modifikationen in den Glimmerschiefern kommen in meinem Arbeitsgebiet Sillimanit und Disthen vor. Westlich davon tritt in der Sillimanitzone auch Andalusit und oft treten sogar alle drei Modifikationen in einem Dünnschliff auf (PURTSCHELLER 1969).

Ursache der Metamorphose

Als Ursache der Metamorphose stellt sich Purtscheller (PURTSCHELLER 1969) den Aufstieg einer Wärmebeule vor. Es kann angenommen werden,

dass der Druck während der Metamorphose auf der ganzen heutigen Oberfläche des Gebietes der gleiche war. Niveauunterschiede von maximal 2 km, wie sie im Arbeitsgebiet angetroffen werden, machen einen Druckunterschied von 500 bar aus. Sie spielen in der regionalen Metamorphose keine wesentliche Rolle.

Die Temperaturen wurden mit zunehmender Entfernung von Zentrum der Wärmebeule (Sillimanitzone) niedriger (Disthenzone). Nachdem, wie schon erwähnt, auf der gesamten heutigen Oberfläche die

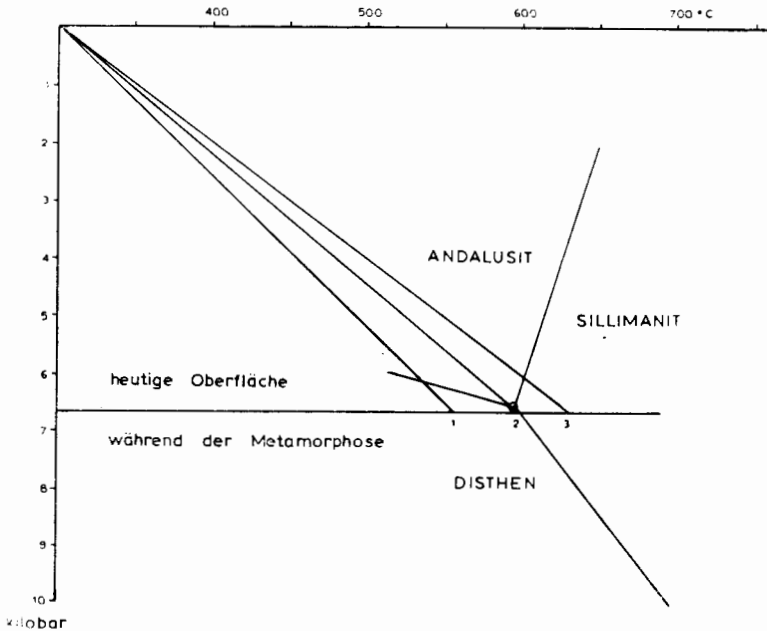


Abb. 4. Schematisches P. T. Diagramm, aufgestellt auf Grund der im Arbeitsgebiet auftretenden Paragenesen. Als Grundlage wurde das von Althaus ermittelte Diagramm der drei $Al_2O_3SiO_2$ Modifikationen verwendet.

gleichen Druckbedingungen herrschten, ist es eindeutig, dass man sich auf dem Weg vom Norden bzw. vom Süden gegen den mittleren Bereich des Arbeitsgebietes hin, entlang der Temperaturachse, von niedrigeren zu höheren Temperaturen bewegt. Zugleich ändert sich die Neigung des Gradienten und zwar vom Norden bzw. Süden gegen das Innere des Gebietes, zur Temperaturachse hin. Auf Grund der Mineralparagenesen kann man drei Gradienten herauswählen und in das Schema der Metamorphose von Winkler einordnen. Das von Althaus (ALTHAUS 1969) ermittelte Diagramm der drei $Al_2O_3SiO_2$ Modifikationen wird hier hauptsächlich in Betracht gezogen (Abb. 4).

Durch den Gradienten 1 werden die P. T. Bedingungen der Disthenzone angegeben, durch 2 die der Grenze der Sillimanit - Disthenzone und durch den Gradienten 3 die der Sillimanitzone.

Chloritoidbildung aus dem Staurolith

Für alle erwähnten Paragenesen der Disthen- und Sillimanitzone kommen Temperaturen infrage, die innerhalb der Amphibolitfazies, also über 550°C, liegen. Das Auftreten von Sillimanit rechtfertigt die Behauptung, dass die Temperaturen in der Sillimanitzone mindestens 600°C erreicht haben (Tripelpunkt: 595°C ± 10°C, ALTHAUS 1969). Die maximale Temperatur bei welcher sich Chloritoid aus dem Staurolith bildet, beträgt 545°C ± 15°C; diese Umwandlung ist praktisch vom Druck unabhängig (HOSCHEK 1967). Daraus lässt sich schliessen, dass die Chloritoidbildung später als die vorher erwähnte Metamorphose erfolgt ist.

Ob sie retrograd während der Abkühlung der Gesteine entstanden oder einer späteren Metamorphose zuzuschreiben ist, lässt sich in meinem Arbeitsgebiet nicht feststellen. Purtscheller (PURTSCHELLER 1969) spricht von einer aufsteigenden Metamorphose, welche maximal diese höchste Temperatur der Staurolith-Chloritoidumwandlung erreicht hat.

MESOZOIKUM DER KALKKÖGEL

Über dem Altkristallin liegt diskordant sedimentär aufgelagert das Permomesozoikum der Kalkkögel. Diese Gesteine sind von einer Metamorphose alpidischen Alters betroffen (SANDER 1929, LANGHEINRICH 1965). Um den Charakter dieser Metamorphose festzustellen, wurden hauptsächlich die Raibler-Schichten untersucht, da in ihnen einige Mineralneubildungen auftreten, welche für eine genaue Einstufung der Metamorphose geeignet sind. Die Raibler-Schichten bestanden in der Hauptmasse ursprünglich aus schwarzem Tonschiefer mit einigen sandigen und mergeligen Einschaltungen. Im Gelände kommen sie geringmächtig (2 - 3 m) in Form eines dunklen Bandes zwischen Wetterstein- und Hauptdolomit vor.

Die in den Raibler-Schichten vorhandenen Minerale sind:

Biotit: sehr kleine Biotite mit einer Länge von 0,05 bis 0,1 mm// (001) sind sowohl dem s parallel als auch quer dazu gewachsen (Querbiotite) (Taf. XII Abb. 12). Kleine Spalten wurden oft von wesentlich grösseren Biotiten gefüllt. Der Biotit kommt, im Gegensatz zu Langheinrichs Beschreibung, sowohl in der Umgebung der Pfriemeswand

als auch am Hochtennboden, also im nördlichen Teil der Kalkkögel vor. Muskovit wurde ebenfalls als Neubildung erkannt.

Weiter kommen in den Raibler-Schichten Quarz, Feldspat (in geringen Mengen Mikroklin, überwiegend aber Albit), Karbonat, Turmalin, Serizit, Zirkon und Erz vor.

Folgende vier Paragenesen sind von mir in den Raibler-Schichten festgestellt worden:

1. Q + Mus + Albit + Tur + Erz
2. Q + Mus + Bi + Albit + Tur + Erz
3. Q + Mus + Bi + Albit + Mikr + Tur + Erz
4. Q + Mus + Bi + Calcit + Tur + Erz

Langheinrich (LANGHEINRICH 1965) hat bei seinen Untersuchungen in den Raibler-Schichten und im Verukano des gesamten Brenner-Mesozoikums die Metamorphose in die Grünschieferfazies eingestuft, und zwar: den Bereich der Kalkkögel in die Quarz-Albit-Muskovit-Chlorit-Subfazies und den südlichen Raum in die nächsthöhere Quarz-Albit-Epidot-Biotit-Subfazies. Nur durch das Auftreten von Stilpnomelan und das Fehlen von Biotit unterscheidet sich die erste Subfazies von der zweiten.

Biotit ist in diesem nördlichen Teil des Brenner-Mesozoikums in den Raibler-Schichten festgestellt worden. Am Hochtennboden sind einige mikroskopisch erkennbare Klüfte von neugebildetem Biotit und Calcit gefüllt. Röntgenaufnahmen haben für diesen Biotit folgende d-Werte

ergeben:	10,1	3,337	2,52	2,18	2,00	Ängström
für:	(001)	(003)	(004)			

Eine Verwechslung des Biotits mit Stilpnomelan ist damit ausgeschlossen. Ausserdem stellt Langheinrich das Vorkommen von Stilpnomelan überhaupt in Frage. Damit gehört die Metamorphose der gesamten Kalkkögel nicht in die Quarz-Albit-Muskovit-Chlorit-Subfazies sondern genau wie die des südlichen Teiles des Brenner-Mesozoikums in die Quarz-Albit-Epidot-Biotit-Subfazies der Grünschieferfazies. Absolute Altersbestimmungen von Biotiten der Raibler-Schichten aus dem Gebiet der Telfer Weissen haben ein Alter von 77,3 Mill. Jahren (Oberkreide) ergeben (D. MILLER, E. JÄGER, K. SCHMIDT 1967).

Die oben angeführte alpidische Metamorphose hat, wie bereits erwähnt wurde, die mittlere Grünschieferfazies erreicht. Damit steht fest, dass eine viel niedrigere Temperatur als 550°C geherrscht haben muss. Für die Bildung des Sillimanits in den Glimmerschiefern kommen

Temperaturen von mindestens 600°C infrage und für die Chloritoidbildung aus dem Staurolith wurde von Purtscheller die Temperatur von etwa 550°C angenommen. Nachdem sie aber während der alpidischen Metamorphose viel niedriger war, ist die Bildung der zwei Minerale Sillimanit und Chloritoid, sowie der mit ihnen in Verbindung stehenden Paragenesen vortriadischen Metamorphosen zuzuschreiben. Die alpidische Metamorphose hat auf die Glimmerschiefer keinen wesentlichen Einfluss gehabt.

Das einzige was der alpidischen Phase zuzuschreiben ist, ist die im folgenden beschriebene Diaphtorese. Man könnte aber auch die Chloritoidbildung aus dem Staurolith als alpidisch betrachten, nähme man für diese Umwandlung niedrigere Temperaturen als 550°C an.

Insgesamt lassen sich bei der Betrachtung des ganzen Ötztaler-Stubai-Alt-kristallins nach Purtscheller (PURTSCHELLER 1969) drei Metamorphosen feststellen; mit zunehmenden Alter steigen deren Maximaltemperaturen:

1. Die jüngste ist alpidisch und führte in den Raibler-Schichten zu Biotitneubildungen. Ihr Alter wird mit 80 Mill. Jahren bestimmt.

2. Die mittlere, welche durch die Chloritoidbildung aus dem Staurolith gekennzeichnet wird, ist nach Purtschellers Überlegungen in Zusammenhang mit Ergebnissen der absoluten Altersbestimmungen an Muskoviten (von D. MILLER, E. JÄGER und K. SCHMIDT 1967) auf eine variszische Wärmefront zurückzuführen.

3. Die älteste und höchste Metamorphose führt zur Sillimanitbildung und lässt sich nach Purtscheller in Zusammenhang mit absoluten Altersbestimmungen von Gesteinen und Biotiten in den kaledonischen Zyklus einstufen, und zwar mit einem absoluten Wert von 413 ± 31 Mill. Jahren (PURTSCHELLER 1969).

D I A P H T O R E S E

Auf alpidische Bewegungen zurückzuführen ist die Serizitisierung von Staurolith, Granat und Plagioklas, sowie die Chloritbildung aus dem Biotit, wobei der Chlorit stellenweise bis zu 14% des Modalbestandes erreicht. Bei mikroskopischen Untersuchungen fielen Schiffe auf, in welchen das Gestein eine starke Diaphtorese zeigt und wiederum solche, in denen keine Spur diaphtoretischer Umwandlung auftritt. Stark diaphtoretisch sind die Gesteine unmittelbar an der Grenze der Kalkkögel. Mit zunehmender Entfernung davon nimmt auch die Diaphtorese rasch ab und verschwindet im grössten und überwiegenden Teil des untersuchten Gebietes. Die relative Bewegung des Mesozoikums auf der kristallinen Basis (HOSP 1953) während der alpidischen Orogenese hat meiner

Meinung nach diese Diaphtorese verursacht. Ihre Wirkung dürfte keine grossen Tiefen erreicht haben. Dies haben Proben erwiesen, welche aus verschiedenen Höhen, aber in gleicher Entfernung zum Mesozoikum entnommen wurden, z. B. Birgitzer Alm (diaphtoretisch), Lizumer Strasse (keine Diaphtorese). Drei eng begrenzte Gebiete, in denen auch eine Diaphtorese beobachtet wurde, und für welche jedoch die oben erwähnte Erklärung nicht zufriedenstellend ist — auf Grund ihrer grossen Entfernungen vom Mesozoikum — sind das Gebiet um die Alpeiner Alm, Teile des Patscherkofels und das Gebiet um die Juifen Alm. Wahrscheinlich hängt diese Diaphtorese mit lokalen Störungen zusammen.

Q U A R Z K N A U E R N

Sie sind linsenförmig, sowie gerundet. Ihre Länge variiert von einigen cm bis zu mehreren Metern. Ihre Breite nur von einigen cm bis dm.

Nur die gerundeten Körper erreichen nicht selten einen Durchmesser von über einem Meter. Die Quarzknuern treten überall auf, sowohl in Gneisen als auch in Glimmerschiefern. Andalusit—, disthen— oder sillimanitführende Knuern sind ausschliesslich an Glimmerschiefer gebunden — und zwar an solche, die ebenfalls eine dieser Modifikationen als Mineral enthalten. Die häufigste $Al_2O_3SiO_2$ Modifikation ist der Andalusit und kommt in einem breiten Raum der Sillimanitzone vor. Die zwei wichtigsten Vorkommen sind das Gebiet von Lüsens und die Juifen Alm. Sillimanit als Knuernmineral wurde nur in einem schmalen SSW-ENE streichenden Bereich im zentralen Teil der Sillimanitzone festgestellt (Abb. 5 - schrägschraffierter Raum). Knuern mit primärem Disthen wurden nur in der südlichen Disthenzone gefunden- und zwar im Gebiet um Lüsens. Die gleiche Feststellung hat auch Purtscheller ausserhalb des Arbeitsgebietes gemacht. Er stellte fest, dass in der Sillimanitzone der Ötztaler Masse andalusitführende, in der Disthenzone disthenführende Knuern vorkommen (PURTSCHELLER 1969).

Andalusit :

Der Andalusit kommt idiomorph vor, begrenzt von den Prismenflächen (110) und der Basis. Die Kristalle sind von verschiedenen Grössen und können in Richtung der c-Achse eine Länge von 5 cm und eine Breite von über 2 cm erreichen. Andalusite von wesentlich grösseren Dimensionen, welche früher im Bereich von Lüsens aufgefunden wurden, sind in der Sammlung des Mineralogisch - Petrographischen Instituts Innsbruck, sowie auch im Tiroler Landesmuseum zu sehen. Die Farbe des Andalusits ist rosarot oder graubläulich. Im Dünnschliff weisen die rosaroten Andalusite keine Umwandlung auf, während die graubläuli-

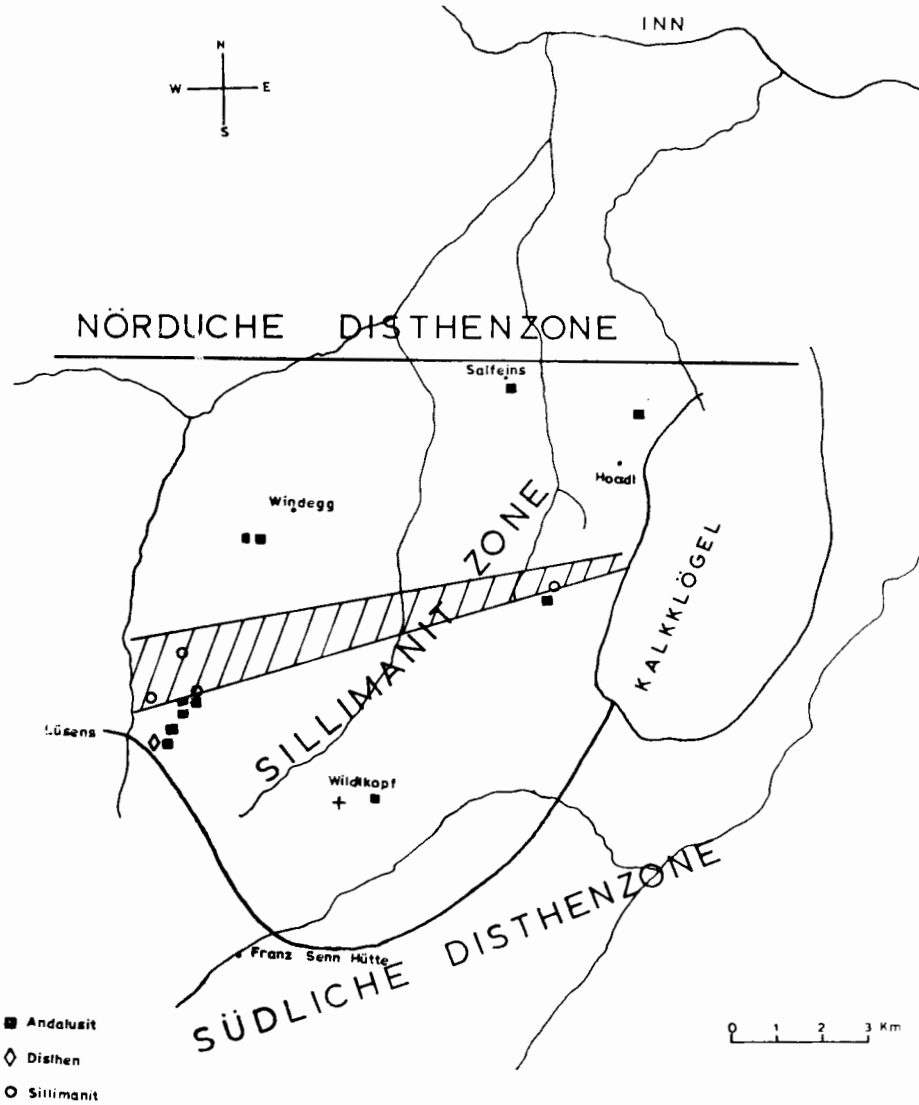
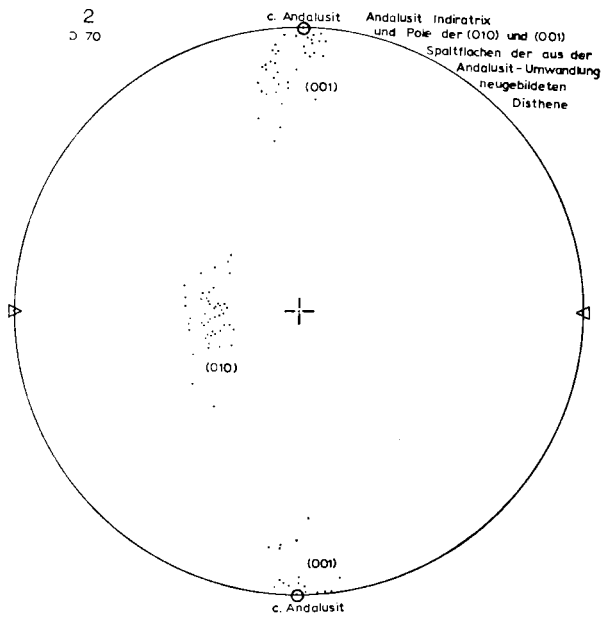
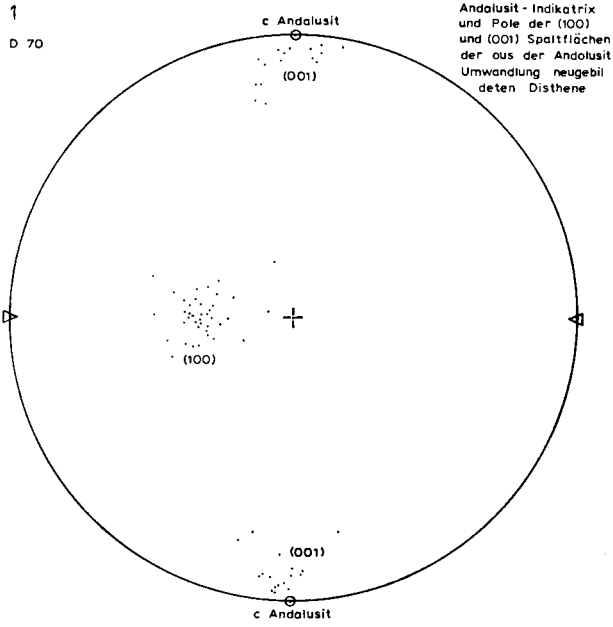


Abb. 5. Auftreten von Andalusit, Disthen und Sillimanit als Knauerminerale im Arbeitsgebiet.



chen, die oft mit Serizitschuppen bedeckt sind, grösstenteils oder vollkommen in Disthen und Serizit umgewandelt sind und nur ihre Form als Relikt erhalten geblieben ist (Taf. XIII Abb. 13). Mit Hilfe des U-Tisches wurden diese neugebildeten Disthene und die Reste des umgewandelten Andalusits gemessen. Wie aus den Diagrammen 1-70 und 2-70 ersichtlich ist, sind die neugebildeten Disthene geregelt. Sie sind statistisch mit ihren c-Achsen parallel zur c-Achse des Andalusits gewachsen. Häufig wurde eine Chloritoidbildung am Rande von Andalusiten beobachtet, sowie entlang von Rissen, welche die Andalusitkristalle durchziehen.

Sillimanit :

Der Sillimanit ist nadelig bis dünnstengelig und weist eine basale Absonderung auf (Taf. XIII Abb. 14). Er ist meist mit Muskovit verwachsen. Auch Chloritoid sprosst neben Sillimanit.

Neben Andalusit, Disthen, Sillimanit und Quarz kommen in den Knauern auch Plagioklas sowie Glimmer als Hauptminerale vor.

Plagioklas :

Er ist nach Quarz das zweithäufigste Knauernmineral, immer zwillingt nach dem Albit- und Periklin Gesetz. Der An-Gehalt liegt zwischen 16 und 38% und schwankt in ein und demselben Knauer um 10%.

Glimmer :

Am häufigsten davon kommt Muskovit, seltener Biotit vor. Die Glimmer bilden grosse Tafeln und sind ungeregelt im Schliff angeordnet. Chlorit kommt ebenfalls vor. Er ist aber meist aus dem Biotit entstanden.

Über die Bildungsbedingungen der Knauern wurde in einer früheren Arbeit (MPOSKOS, PURTSCHELLER 1970) berichtet. Ich kann hier nur wiederholen, dass die Bildung der Knauern mit der ältesten Metamorphose in Zusammenhang steht.

ZUSAMMENFASSUNG

Die Untersuchung der mineralreichen Glimmerschiefer hat im Arbeitsgebiet die Möglichkeit erbracht, eine isograde Kartierung durchzuführen. Im zentralen Teil des Gebietes kommt Sillimanit als charakteristisches Mineral vor. Dieser durch den Sillimanit gekennzeichnete Bereich wurde «Sillimanitzone» genannt. Diese Zone wird im Norden sowie im Süden durch die nördliche bzw. südliche Disthenzone, welche

je als charakteristisches Mineral Disthen enthält, begrenzt. Die Mineralparagenesen, die in der Disthenzone auftreten, lassen sich in die Staurolith-Almandin und die Disthen-Almandin-Muskovit-Subfazies der Almandin-Amphibolitfazies einordnen, während die der Sillimanitzone in die entsprechenden Subfazies der Amphibolitfazies des intermediären Typus «Northern New Hampshire» einzuordnen sind.

Diese Metamorphose, welche die Tektonik überdauert hat (wie die Gefügeuntersuchungen erwiesen), wurde durch eine Wärmebeule verursacht, deren Temperatur im Bereich der Sillimanitzone die 600°C überschritten hat. Sie lässt sich in den kaledonischen Zyklus einordnen.

Im gesamten Arbeitsgebiet wurde die Umwandlung des Stauroliths in Chloritoid beobachtet. Für diese Umwandlung kommen Temperaturen unterhalb von 550°C infrage (550°C ist die oberste Stabilitätsgrenze von Chloritoid). Sie wurde als variszisch bezeichnet, könnte aber auch in den alpidischen Zyklus eingordnet werden.

Eine Metamorphose alpidischen Alters wurde in den Raibler-Schichten der Kalkkögel nachgewiesen. Diese Metamorphose, welche durch Biotitneubildungen besonders typisiert wird, hat die mittlere Grünschieferfazies erreicht. Sie hat das Altkristallin als Ganzes, mit Ausnahme der an alpidisch bewegten Zonen erschienenen Diaphtorese, nicht beeinflusst.

Π Ε Ρ Ι Λ Η Ψ Ι Σ

Εἰς τὴν παροῦσαν ἐργασίαν ἐρευνᾶται τὸ κρυσταλλοσχιστῶδες τῶν βορειοανατολικῶν Ἰαλπεων Stubai τοῦ Τυρόλου Αὐστρίας.

Πετρογραφικῶς ἡ ἀνωτέρω περιοχὴ συνίσταται ἐξ ἐναλλαγῶν σταυρολιθικῶν - μαρμαρυγιακῶν σχιστολίθων, βιοτιτικῶν - πλαγιокλαστικῶν γενεσίων, ἀμφιβολιτῶν, χαλαζιτῶν καθὼς καὶ ἐκ μιᾶς ἐκτεταμένης γρανιτικῆς μάζης, ἡ ὁποία καταλαμβάνει τὸ νότιον τμήμα αὐτῆς. Ἐπὶ τοῦ κρυσταλλοσχιστῶδους κεῖνται ἐπικλυσιγενῶς περμιοτριάδικα ἰζήματα, τὰ ὁποῖα ἔχουν ὑποστῆ ἀλπικὴν μεταμόρφωσιν.

Κατὰ τὴν ἐν λόγῳ ἐρευνᾶν ἐμελετήθησαν λεπτομερέστερον οἱ σταυρολιθικοὶ μαρμαρυγιακοὶ σχιστόλιθοι, οἱ ὁποῖοι παρέχουν περισσότερα στοιχεῖα διὰ τὴν ἐρμηνείαν τῶν συνθηκῶν γενέσεως τῶν διαφόρων πετρωμάτων τῆς περιοχῆς. Ἡ παρουσία ὠρισμένων δεικτικῶν ὄρυκτων (Index - Minerale) ἐπέτρεψε τὸν διαχωρισμὸν τῆς περιοχῆς εἰς δύο μεταμορφωσιγενεῖς ζώνας, ἥτοι τὴν ζώνην σιλλιμανίτου καὶ τὴν ζώνην κνανίτου. Ἡ πρώτη καταλαμβάνει τὸ κεντρικὸν τμήμα τῆς περιοχῆς, ἡ δὲ δευτέρα τὰ τμήματα τὰ κείμενα βορείως καὶ νοτίως τῆς ζώνης σιλλιμανίτου. Τὰ ὄρια τῶν ζωνῶν ἀποτελοῦν ἰσοθέρμους καμπύλας.

Αἱ παραγενέσεις τῆς ζώνης κνανίτου δύνανται νὰ ταξινομηθοῦν εἰς τὰς ὑποφάσεις σταυρολίθου - ἀλμανδίνου καὶ κνανίτου - ἀλμανδίνου - μοσχοβίτου τῆς

άλμρανδικῆς ἀμφιβολιτικῆς φάσεως (τύπου Barrow), ἐνῶ αἱ παραγενέσεις τῆς ζώνης σιλλιμανίτου εἰς ἀντιστοίχους ὑποφάσεις τῆς ἀμφιβολιτικῆς φάσεως τοῦ τύπου «Northen new Hamphsire».

Ἡ μεταμόρφωσις αὕτη, ἡ ὁποία διήρκεσε καὶ πέραν τῶν κυρίων τεκτονικῶν φάσεων—ὡς ἀπέδειξαν αἱ ἱστολογικαὶ καὶ αἱ μικροτεκτονικαὶ ἔρευναι—προεκλήθη τῇ ἐπιδράσει θερμοκοῦ κώδωνος, τοῦ ὁποίου ἡ θερμοκρασία εἰς τὴν περιοχὴν τῆς ζώνης σιλλιμανίτου ὑπερέβη τοὺς 600°C. Ἡ ἡλικία τῆς μεταμορφώσεως ταύτης τοποθετεῖται εἰς τὸν καληδόκιον κύκλον.

Εἰς ὀλόκληρον τὴν ἐρευνηθεῖσαν περιοχὴν διεπιστώθη ἡ μεταβολὴ τοῦ σταυρολίθου εἰς χλωριτοειδῆ. Ἡ μεταβολὴ αὕτη (θερμοκρασία σχηματισμοῦ τοῦ χλωριτοειδοῦς ὀπωσδήποτε κατωτέρα τῶν 550°C) πιστεύεται ὅτι ἔλαβε χώραν κατὰ μίαν βαρῦσκιον φάσιν μεταμορφώσεως, χωρὶς ὅμως νὰ ὑπάρχουν σαφεῖς ἀποδείξεις ἐπ' αὐτοῦ.

Μεταμόρφωσις ἀλπικῆς ἡλικίας διεπιστώθη εἰς μεσοζωϊκοὺς (τριάδικους) σχιστολίθους. Ἡ μεταμόρφωσις αὕτη, ἡ ὁποία χαρακτηρίζεται διὰ τοῦ σχηματισμοῦ βιοτίτου μαρτυρεῖ τὴν ὑπαρξιν συνθηκῶν πρασινοσχιστολιθικῆς φάσεως. Ἡ ἀνωτέρω ἀλπικὴ μεταμόρφωσις οὐδόλως ἐπηρέασε τὸ κρυσταλλοσχιστώδες ὑπόβαθρον τῆς περιοχῆς, πλὴν τῶν φαινομένων ἀναδρόμου μεταμορφώσεως (Diaphotese) εἰς ὠρισμένας τεκτονικὰς ζῶνας.

LITERATURVERZEICHNIS

- ALTHAUS, E. 1969.— Das System Al_2O_3 - SiO_2 - H_2O . Experimentelle Untersuchungen und Folgerungen für die Petrogenese der metamorphen Gesteine. *N. Jb. min. Abh.*, **111**, p. 74 - 110.
- CHINNER, G. A. 1960.— Pelitic Gneisses with varying Ferrous/Ferric Ratios from Glen Clova, Angus Scotland. *Journal of Petrology*, **1**, p. 178 - 217.
- HAMMER, 1929.— Erläuterungen zur geologischen Spezialkarte der Republik Österreich, Blatt Ötztal, Geologische Bundesanstalt Wien.
- 1929.— Geologische Spezialkarte der Republik Österreich, Blatt Ötztal.
- HOINKES, G. - PURTSCHELLER, F. und SCHANTL, J. 1972.— Zur Petrographie und Genese des Winnebachergranites (Ötztaler Alpen, Tirol). *Tschermaks Min. Petr. Mitt.*, **18**, 292 - 311.
- HOSCHEK, G. 1967.— Untersuchungen zum Stabilitätsbereich von Chloritoid und Staurolith. *Contr. Mineral. and Petrol.*, **14**, p. 123 - 126.
- HOSP, E. 1953.— Beiträge zur Kenntnis der Kalkkögel und deren Basisgesteine. Dissertation Innsbruck.
- KLEBELSBERG, R. v. 1935.— Geologie von Tirol, Berlin Verlag der Gebr. Borntraeger.
- LANGHEINRICH, G. 1965.— Zur Tektonik und Metamorphose des zentralalpiner Mesozoikums westlich der Brennersenke. *Nachr. Akad. Wiss. Göttingen, math.-phys. Klasse*, 133 - 149.
- MILLERS, D. S. - JÄGER, E. und SCHMIDT, K. 1967.— Rb-Sr Altersbestimmungen an Biotiten der Raibler Schichten des Brennermesozoikums und am Muskovitgneis von Vent (Ötztaler-Alpen). *Ecl. Geol. Helv.*, **60**, 537 - 541.

- MPOSKOS, E. 1969.— Petrographische Untersuchungen an alumosilikatführenden Gesteinen der östlichen und südlichen Sellrainger Berge. Dissertation Innsbruck.
- MPOSKOS, E. und PURTSCHELLER, F. 1971.— Über den Eisengehalt von Alumosilikaten aus Quarzknausern. *Tschermaks Miner. und Petrog. Mitt.*, **16**, 176-186.
- PURTSCHELLER, F. 1966.— Excursionsführer zur Nachexcursion Ötztal-Sulztal. D. M. G. München, 44. Jahrestagung vom 5. - 13. Sept. 1966.
- 1967.— Zur Gliederung der Metamorphose im Bereich des Ötztaler-Stubaier-Alt-kristallins. *Mineralog. Mitt. Joanneum*, Bl. **1/2**, 80-85.
- 1967.— Mineralzonen im Ötztaler-Stubaier Alt-kristallin. *Anzeiger. Öst. Akad. Wiss., math.-naturw. Kl.*, Jg. 1967, 66-70.
- 1969.— Petrographische Untersuchungen an Alumosilikatgneisen des Ötztaler-Stubaier Alt-kristallins. *Tschermaks Min. u. Petr. Mitt.*, **13**, 35-54.
- SPAENHAUER, F. 1933.— Die Andalusit- und Disthenvorkommen der Silvretta. *Schw. Miner. und Petr. Mitt.*, Band **XIII**, Heft 2, 323-345.
- SCHMIDT, K. - JÄGER, E. - GRÜNENFELDER, M. und GRÖGLER, N. 1967.— Rb-Sr und U-Pb-Altersbestimmungen an Proben des Ötztalkristallins und des Schneeberger Zuges. *Ecl. Geol. Helv.*, **60**, 529-536.
- WINKLER, H. G. F. 1967.— Die Genese der metamorphen Gesteine (2. Auflage) Springer Verlag, Berlin-Heidelberg-New York