

Zeitschrift: Schweizerische mineralogische und petrographische Mitteilungen = Bulletin suisse de minéralogie et pétrographie
Band: 27 (1947)
Heft: 1

Artikel: Beiträge zur Kenntnis der Petrographie und der alpinen Zerrklüftlagerstätten des östlichen Aarmassives
Autor: Sigrist, Fritz
DOI: <https://doi.org/10.5169/seals-22403>

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: 13.12.2025

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

Beiträge zur Kenntnis der Petrographie und der alpinen Zerrklüftlagerstätten des östlichen Aarmassives

Von Fritz Sigrist

Inhaltsverzeichnis

	Seite
Vorwort	41
Geographische Orientierung	41
Petrographisch-geologische Übersicht	42

I. Teil:

Die petrographischen Verhältnisse des hinteren Maderanertales

1. Kapitel: Die nördliche Schieferhülle mit den eingelagerten basischen Eruptivgesteinen	43
A. Der Serizitgneis	43
B. Die basischen Einlagerungen in den Serizitgneisen	47
2. Kapitel: Die Kontaktzone des Erstfeldergneises	53
3. Kapitel: Die herzynischen Intrusionsgesteine des Aarmassives	54
A. Der Diorit des Düssistockes-Fruttstockes	54
B. Die kleineren Granitstöcke in der Talsohle des Maderanertales	58
C. Der zentrale Aaregranit	61
D. Die Quarzporphyre	64
I. Die hellen Quarzporphyre	65
II. Die dunklen Quarzporphyre und die darin enthaltenen Karbonreste	70
III. Der Chemismus der Quarzporphyre	78
Zusammenfassung	84

II. Teil:

Die Alpinen Zerrklüftlagerstätten des Untersuchungsgebietes

1. Kapitel: Die TiO ₂ -Paragenese	86
1. Abschnitt: Die Mineralien der TiO ₂ -Paragenese	87
A. Mineralien, die im Muttergestein der Fundstellen zugleich als Haupt- oder Nebengemengteil auftreten. (Quarz, Adular, Albit, Calcit, Chlorit)	87
B. Die Titanmineralien (Titanit, Brookit, Anatas, Rutil)	91
C. Die Erze (Bleiglanz, Wulfenit, Cerussit, Pyrit, Magnetkies, Kupferkies, Ilmenit)	96
D. Die akzessorisch auftretenden Glieder der Paragenese. (Siderit, Apatit, Monazit, Xenotim)	98

	Seite
2. Abschnitt: Die Fundstellen der TiO_2 -Paragenese	100
A. Der Bau und das Nebengestein der Fundstellen	100
B. Häufigkeit, Ausscheidungsfolge und Verteilung der Mineralien .	106
C. Beziehung zwischen den petrographischen Verhältnissen der Fundgebiete und der Verteilung und Mineralführung der Fundstellen	111
3. Abschnitt: Die beeinflussten Mineralfundstellen	114
2. Kapitel: Die Amphibolitparagenese	116
A. Die Mineralien der Paragenese	117
B. Die Fundstellen der Paragenese	121
3. Kapitel: Die Spezialparagenesen	122
A. Die Fluoritfundstelle ob dem Bänderwald	122
B. Die Phenakitfundstelle im Griesertal	123
C. Die Muskowit-Sideritfundstellen der Strahligen Stöcke . . .	124
D. Die Fundstellen der Droselegg	124

III. Teil:

Untersuchungen an Brookitkristallen des Maderanertales

1. Kapitel: Wachstumserscheinungen an Brookitkristallen	126
A. Die Morphologie des Brookites und die Ausbildung der Flächen	126
B. Allgemeines über Farbe und Pleochroismus des Brookites .	130
C. Definition des Wachstumsbereiches eines Kristalles und die Verteilung derselben beim Brookit	131
D. Adsorptionerscheinungen der verschiedenen Wachstumsbereiche während dem Wachstum des Brookites	133
E. Die verschiedene Färbung der Wachstumsbereiche	139
F. Beziehung zwischen dem Kristallwachstum und dem Charakter der Kluftlösung	140
G. Wachstumsstörungen an Brookitkristallen	151
H. Zusammenfassung über das Kristallwachstum des Brookites .	152
2 Kapitel: Die Optik des Brookites	153
A. Allgemeines	153
B. Achsenwinkelmessungen an Brookitkristallen	153
C. Die optischen Anomalien und deren Auftreten in den verschiedenen Wachstumsbereichen	155
D. Abhängigkeit der Auslöschungsschiefe der optisch anomalen Partien von der Wellenlänge des Lichtes	159
E. Die optischen Anomalien und ihre Beeinflussung durch erhöhte Temperaturen	161
F. Die Ursachen der optischen Anomalien	163
3. Kapitel: Umwandlung von Brookit in Rutil	166
A. Natürliche Umwandlung von Brookit in Rutil	167
B. Künstliche Umwandlung von Brookit in Rutil	171
C. Verwandtschaft der Kristallstrukturen des Rutils nach [001] und des Brookites nach [023]	174
Zusammenfassung des 2. und 3. Teiles	179
Literaturverzeichnis	180

VORWORT

Die vorliegende Arbeit stellt einen Beitrag zur Kenntnis der Petrographie sowie der Mineralfundstellen des östlichen Aarmassives dar. Einzelne Probleme, wie das Verhalten der Quarzporphyre und die Eigenschaften des Brookites wurden herausgegriffen, weil ein genaueres Studium gerade in diesem Gebiet besonders erfolgversprechend schien.

Die Feldaufnahmen für den Fundstellenteil erfolgten im Sommer 1941, während die Untersuchungen für den petrographischen Teil in den Sommern 1942, 1944 und 1945 durchgeführt wurden.

Als topographische Grundlage der Kartierung diente die neue photogrammetrische Landesaufnahme im Masstab 1:25 000.

Die Bearbeitung des Untersuchungsmateriales, besonders aber die Feldaufnahmen wurden durch erhebliche Aktivdienstleistungen empfindlich gestört und in die Länge gezogen.

Meinem hochverehrten Lehrer, Herrn Professor Dr. P. NIGGLI, bin ich für die Zuweisung dieses Untersuchungsgebietes sowie für das rege Interesse, das er während der gesamten Bearbeitung zeigte, sehr zum Dank verpflichtet. Auch den Herren Professoren Dr. E. BRANDENBERGER, Dr. R. PARKER, Dr. J. JAKOB und Dr. C. BURRI sowie Herrn Privatdozent Dr. F. DE QUERVAIN möchte ich für ihre Bereitwilligkeit, mit der sie mich bei meinen Untersuchungen unterstützten, herzlich danken.

Herr Dr. F. WEBER aus Lugano stellte mir seine äusserst reichhaltige Mineraliensammlung des östlichen Aarmassives zur Verfügung, wofür ich ihm an dieser Stelle für seine Grosszügigkeit speziell danken möchte. Auch meiner Studienkameraden H. HUBER und R. TRÜMPY, mit denen ich manches Problem erörterte, möchte ich dankend gedenken.

GEOGRAPHISCHE ORIENTIERUNG

Das Untersuchungsgebiet umfasst das hintere Maderanertal, das vom Düssistock in ostwestlicher Richtung verläuft und bei Amsteg in das Reusstal einmündet. Nach Norden wird das Gebiet in natürlicher Weise durch den autochthonen Sedimentmantel des Aarmassives abgegrenzt. Von der Cavreinlücke verläuft die Grenzlinie über die Hüfihütte, die Gletscherzunge des Hüfigletschers zur Windgällenhütte. Der Anschluss an das von P. PFLUGSHAUPT untersuchte

Gebiet erfolgt entlang der Linie Windgällenhütte-Golzernalp-kleines Lungental-Tscharrengrat-Oberalpstockgipfel. Von dort erfolgt die Abgrenzung durch den Kamm der Kette Kleiner Oberalpstock-Bänderstock-Fruttstock, um von hier über Waltersfirrenalp, das Tschingelseeli, den Hagstücken und den Düssistock in die Cavreinlücke zu führen.

PETROGRAPHISCH-GEOLOGISCHE ÜBERSICHT

Das gesamte Untersuchungsgebiet liegt in der geologisch tektonischen Einheit des Aarmassives, an deren Aufbau zum grössten Teil kristalline Silikatgesteine beteiligt sind. Vom Faldunrothorn im Gebiete des Lötschentales erstreckt sich das Massiv bis zum Tödi, um hier unter die helvetischen Decken unterzutauchen. Durch die alpine Faltung sind fast alle Gesteine mehr oder weniger stark verschiefert worden. Die Schieferungsebenen, die fächerförmig angeordnet sind, streichen ungefähr E 25° N.

Die am Aufbau des Massives beteiligten Gesteine lassen sich in folgende Zonen zusammenfassen:

- I. Zone der nördlichen Granite und Orthogneise (Gasterngranit, Innertkirchner Granit, Erstfeldergrneis)
- II. Nördliche Schieferhülle
- III. Zentrale Aaregranite
- IV. Südliche Gneise.

Das oben abgegrenzte Untersuchungsgebiet umfasst die gesamte Breite der nördlichen Schieferhülle sowie deren Abgrenzung gegen die Zone der nördlichen Granite und Orthogneise. Auch der Nordrand der zentralen Intrusionsgesteine wird noch in der Gegend des Oberalpstockes und Düssistockes berührt.

I. TEIL

Die petrographischen Verhältnisse des hinteren Maderanertales

Wie schon angedeutet, wurde während der Felduntersuchungen besonderer Wert darauf gelegt, das Problem der Lagerung und Bildung der Quarzporphyre zu lösen, da gerade in diesem Gebiet die Möglichkeit dazu gegeben ist. Andere Fragen, deren Abklärung im Untersuchungsgebiet allein nicht hätte erfolgen können, wurden bewusst zurückgestellt.

1. KAPITEL: DIE NÖRDLICHE SCHIEFERHÜLLE MIT DEN EINGELAGERTEN BASISCHEN ERUPTIVGESTEINEN

A. Der Serizitgneis

Die Zone des Serizitgneises wurde schon mehrfach untersucht. Bei der komplexen Zusammensetzung ist es nicht verwunderlich, dass sich Deutungsversuche zu widersprechen scheinen. Wir glauben, Folgendes als feststehend annehmen zu dürfen: Die Serizitgneise und Schiefer, die zum grossen Teil aus Paramaterial aufgebaut sind, enthalten die ältesten Elemente, die am Aufbau des Aarmassives beteiligt sind. Eine genauere Altersbestimmung ist nicht möglich, doch ergibt sich am Kontakt des präcarbonen Erstfeldergneises mit Serizitgneisen das höhere Alter der letzteren.

Die Serizitgneise und Schiefer bilden eine mächtige Serie, die vom Kärstelenbach an beinahe den ganzen Südhang des Maderanertales bis unter die Gipfel des Tscharren, Bänderstockes, Fruttstockes und Düssistockes aufbaut. Währenddem in den unteren Teilen der Gneismasse die Zusammensetzung noch einigermaßen einheitlich ist, nimmt die Mannigfaltigkeit gegen die obere Begrenzung hin stark zu.

Serizit-Chloritgneise, Serizit-Albitgneise, seltener auch Serizit-Biotitgneise sind am Aufbau beteiligt. Sämtliche Partien sind mehr oder weniger stark verschiefert, und die Trennung in Gneise und Schiefer ist vollkommen willkürlich. Durch die alpine Beanspruchung wurden einige Zonen besonders stark verschiefert, so dass nur noch Serizitphyllite erhalten blieben. Meist ist ein mehr oder weniger rascher Übergang vom Gneis in die Schieferzone zu beobachten. Aus diesen Gründen ist es nicht nötig, die Schiefer und Gneise zu trennen, sondern wir müssen beide zu einer Einheit zusammenfassen.

Makroskopisch erkennen wir rundliche Quarzkristalle, Plagioklase und Kaliumfeldspäte, die oft erhebliche Grösse erreichen. Auf der Schieferungsfläche ist der Serizit in Fasern angereichert, andere helle Gemengteile manchmal vollkommen umhüllend. Auch Chlorit und seltener Biotit sind zu beobachten. Im Dünnschliff werden die verschiedenen Varietäten des Serizitgneises einander ziemlich ähnlich. Der Quarz ist fast immer zertrümmert, grössere Körner sind nur als Einschlüsse in den Feldspäten, die sie vor der mechanischen Beanspruchung schützten, erhalten geblieben. Oft tritt indessen eine Rekristallisation des Sandquarzes auf, so dass erneut grössere Quarzindividuen entstehen. Diese unterscheiden sich jedoch von den primär gebildeten durch ihre äusserst zackigen Grenzen gegenüber anders orientierten Körnern und ferner durch eine Mosaikstruktur subparalleler Individuen, die

das alte Sandquarzgefüge noch widerspiegeln. Der Plagioklas ist meist in rundlichen, mittelgrossen Individuen vorhanden, die selten zertrümmert sind. Bei den bestimmaren Kristallen schwankt der Anorthitgehalt zwischen An 0 und An 25 %. Am häufigsten sind Oligoklas-Albite mit An um 10 %. Diese Kristalle sind immer mehr oder weniger zersetzt. Meist sind sie von Serizit-schüppchen erfüllt, seltener ist eine beginnende Saussuritisierung erkennbar. Oft ist die Zersetzung so stark, dass es unmöglich ist, die Zusammensetzung der Plagioklase zu bestimmen. In besonders stark gepressten Gesteinspartien sind manchmal nur noch Relikte des Natriumfeldspates vorhanden, während die Hauptmasse vollkommen umgewandelt wurde. Die Plagioklase sind noch

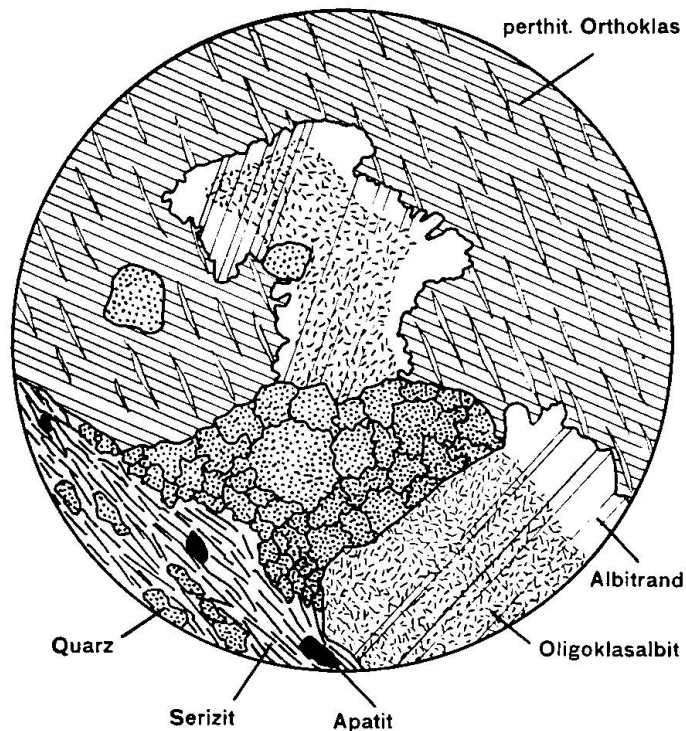


Fig. 1. Verdrängung von Orthoklas durch Plagioklas an den Berührungsstellen der beiden Feldspäte (Serizitgneis, Vergr. ca. 30fach)

hie und da schwach idiomorph, der Kaliumfeldspat dagegen besitzt immer ganz fremdgestaltige Form, auch ist er bedeutend grösser und frischer als diese. Meist ist Orthoklas vorhanden, der gelegentlich nach dem Karlsbader Gesetz verzwillingt ist. Mikroklin tritt stark zurück. Die Orthoklaskristalle weisen oft eine schwache perthitische Entmischung auf. Einschlüsse von rundlichen Quarzkörnern, idiomorphen Biotit- und Plagioklaskristallen treten auf. Auch die eingeschlossenen Natriumfeldspäte sind von Serizitschüppchen erfüllt. Nach der Kristallisation hat eine Verdrängung von Kaliumfeldspat durch den Plagioklas stattgefunden. Der Oligoklas-Albit ist von einem sekundär gebildeten Albitrand umgeben, der meist gelappte Form aufweist (siehe Fig. 1). An der Verteilung der Serizitschüppchen kann man den primär gebildeten Kristall und den Anwachsrand unterscheiden. Dieselbe Erscheinung ist bemerkbar, wenn sich die beiden Feldspäte berühren. Der Albitrand besitzt dieselbe

Orientierung wie der Natriumfeldspat, um den er sich bildete. Dass es sich um eine Verdrängung ohne wesentliche Stoffzufuhr von aussen handelt, erkennt man daran, dass der Albitrand an die Berührungsstellen von Plagioklas und Orthoklas gebunden ist. In einzelnen Schlifften konnte eine teilweise, seltener sogar eine vollständige Albitisierung der Orthoklase beobachtet werden. Der Serizit tritt in feinsten Schüppchen auf, die meist parallel der Schieferung angeordnet sind und oft in Flasern den ganzen Schliff durchziehen. Häufig ist Serizit so reichlich, dass er mit dem Sandquarz ein grundmasseähnliches Gewebe bildet, das die Feldspäte umhüllt. Der Biotit ist meist spärlich. Die idiomorphen Kristalle sind als Einschlüsse in den Feldspäten erhalten geblieben. Zirkon mit pleochroitischen Höfen und sagenitisch verwachsener Rutil sind nicht selten in diesen Biotiten eingeschlossen. Der Biotit, der nicht als Einschluss vor der Zersetzung geschützt wurde, ist zum grossen Teil ausgebleicht. Die Kristalle sind aufgeblättert und zum Teil auch schon chloritisiert, wobei sich meist Epidot und seltener auch Erz ausschied. Chlorit ist fast in jedem Schliff vorhanden. Oft ist er so häufig, dass man von Chlorit-Serizitgneisen sprechen kann. Akzessorisch treten Zirkon, Pistazit, Calcit und Pyrit auf. Apatit ist oft in grossen rundlichen Kristallen, dann wieder in idiomorphen Nadeln als Einschluss in den andern Mineralien vorhanden. Infolge der starken mechanischen Beanspruchung des Gesteins ist die Struktur mehr oder weniger porphyroklastisch.

Die Mengenverhältnisse der Hauptgemengteile können stark variieren, ohne dass im Handstück wesentliche Unterschiede zu erkennen sind. Zur Veranschaulichung der Variation der Hauptgemengteile sind hier die Volumprocente von fünf Proben angegeben:

	Kästal	Bändertäl	Lungental	Hüfialp	Guferenalp
Oligoklasalbit	24 ‰	34 ‰	37 ‰	52 ‰	60 ‰
Quarz	49 ‰	26 ‰	27 ‰	30 ‰	29 ‰
Kaliumfeldspat	14 ‰	31 ‰	23 ‰	7 ‰	—
Serizit	9 ‰	3 ‰	7 ‰	5 ‰	3 ‰
Chlorit	—	—	—	5 ‰	6 ‰
Biotit	—	4 ‰	6 ‰	—	—
Akzessorien	3 ‰	2 ‰	1 ‰	2 ‰	2 ‰

Die Frage nach der Entstehung und dem Ursprungsmaterial der Gneise lässt sich nicht leicht lösen, da durch die mehrfache Metamorphose und durch die starke Kataklyse wichtige Einzelheiten der Beobachtung entzogen sind. KOENIGSBERGER (17) nimmt als Ursprungsmaterial Grauwacken, Tonschiefer, Konglomerate und Quarzporphyre an. Ebenso wenig wie PFLUGSHAUPT (32) gelang es mir, im Untersuchungsgebiet sichere Gneise zu finden, die aus Konglomeraten oder Grauwacken entstanden sein müssen. Quarzarme Varietäten können von Tonschiefern abgeleitet werden, die Hauptmasse der Gneise scheint indessen eher aus sandigen, kalkarmen Mergeln, Arkosen und Tonsandsteinen entstanden zu sein. Eine Analyse, die

PFLUGSHAUPT (32) angibt, steht mit dieser Deutung in Übereinstimmung (si 618, al 51,5, fm 27, c 2,5, alk 29, k 0,80, mg 0,25 ti 1,4).

Bei den Felduntersuchungen trifft man oft Serizitgneislagen an, die im Handstück eine überraschende Ähnlichkeit mit verschieferten, serizitisierten Quarzporphyren aufweisen, seltener beobachtet man einzelne Lagen von Granitgneisen. Letztere Gesteine sind serizit-ärmer und führen meist noch etwas zersetzten Biotit. Die Orthoklaskristalle erreichen meist ansehnliche Grösse und sind ziemlich gut idiomorph. Mineralbestand sowie granitische Strukturelikte berechtigen zur Annahme, es handle sich um metamorphe porphyrische Granite. Die Abgrenzung dieser Partien gegen den normalen Serizitgneis ist jedoch nicht scharf. An Kontakten mit Amphiboliten und Gängen des zentralen Aaregranites lässt sich erkennen, dass der Granitgneis jünger ist als die basischen Einlagerungen im Serizitgneis und älter als die zentralen Granite. Vielleicht gehören diese Gesteine der Intrusionsperiode derjenigen Masse an, die heute einen Teil des Erstfeldergneises bildet.

Eine zuverlässige Trennung des Paramaterials vom Orthomaterial innerhalb der Schieferzone ist sehr schwierig. Dünnschliffbeobachtungen versagen, da die Verschieferung häufig sämtliche ursprünglichen Strukturmerkmale ausgelöscht hat. Am ehesten ist noch eine Ausscheidung im Felde möglich, doch erschweren die allmählichen Übergänge die Abgrenzung der einzelnen Partien. Nur genauere Felduntersuchungen, begleitet von einer grossen Anzahl von Analysen, könnten brauchbare Resultate liefern.

PFLUGSHAUPT (32) beschreibt in seiner Arbeit ausführlich eine Kontaktzone des Serizitgneises gegen den Granit hin. Im Gebiete des Bristenstockes, der von vielen Gängen und Apophysen durchsetzt ist, stellt er Schollenkontakte von Serizitgneis im Granit fest. Als Kontaktgesteine erwähnt er Biotithornfelse, feldspatreiche Hornfelse, Biotitgneise und feldspatisierte Gneise. Im östlichen Teil des Maderanertales ist der Granit durch Quarzporphyre vom Gneis getrennt, deshalb sind Kontakterscheinungen kaum zu beobachten. Die Quarzporphyrmassen intrudierten in relativ abgekühltem Zustand (siehe Abschnitt über Quarzporphyre) in die Serizitgneise, weshalb nur Spuren einer Kontaktmetamorphose zu erkennen sind. In den Schliffen lässt sich höchstens eine Kornvergröberung und eine teilweise Ausheilung des Sandquarzes erkennen. Das Gestein ist dickbankiger und macht einen weniger verschieferten Eindruck. Eine Mineralneubildung hat jedoch nicht stattgefunden.

U. d. M. erkennen wir, dass der grösste Teil der Amphibolkristalle eine gewöhnliche grüne Hornblende ist. Seltener werden Zwischenglieder der Tremolit-Aktinolithreihe angetroffen. Nur in den sehr hornblendereichen Schollen ist dies häufig der Fall.

Die Amphibolkristalle sind oft ziemlich gross und gut idiomorph entwickelt, dann wieder vollkommen zerfetzt und zerbrochen. Einschlüsse von Titanit und Apatit sind in einzelnen Schliffen recht häufig. Oft ist eine Biotitisierung der Hornblende zu beobachten, die, vom Rande und den Spaltrissen ausgehend, langsam um sich greift und oft nur mehr Relikte der Hornblende übrig lässt. Der entstandene Biotit ist öfters ausgebleicht und manchmal vollständig in Chlorit umgewandelt, wobei sich Zoisit, seltener Erz ausgeschieden hat. Der Plagioklas tritt in mittelgrossen, höchstens schwach idiomorphen Individuen auf. Häufig ist die Zersetzung sehr stark fortgeschritten, so dass es unmöglich ist, den ursprünglichen Anorthitgehalt zu bestimmen, da der ganze Kristall saussuritisiert ist oder noch häufiger in ein Gemenge von Glimmerschüppchen und Quarzkörnern mit einzelnen Feldspatrelikten umgewandelt wurde. Diese Zersetzung wird stark begünstigt durch die mechanische Beanspruchung und tritt deshalb vorwiegend in gepressten Amphiboliten auf. Bei den bestimmaren Plagioklaskristallen wechselt der Anorthitgehalt zwischen 20 % und 50 %. Besonders häufig sind Werte um An 35 %. Der idiomorphe Titanit ist ein nie fehlender Nebengemengteil. Oft sind die Titanite schon makroskopisch erkennbar. Auch der Apatit tritt in sehr wechselnder Menge auf. Erwähnenswert sind violette Apatitkristalle mit einem deutlichen Pleochroismus zwischen Braunviolett und Dunkelgrau. Akzessorisch treten Pyrit, Pistazit, Calcit und Orthit auf. Kaliumfeldspat und Quarz treten in jenen Amphiboliten auf, in denen sie entweder schon als primäre Gemengteile vorhanden waren, oder in die sie durch die aplitische Intrusion zugeführt wurden. Die Orthoklaskristalle sind meist ziemlich gross, vollkommen xenomorph und oft voller Einschlüsse von idiomorphen Plagioklasen, Hornblenden und Apatiten. Eine Verdrängung von Kaliumfeldspat durch Albit, wie sie im Abschnitt über den Serizitgneis beschrieben wurde, ist immer zu beobachten. Der Quarz besitzt mittelgrosses Korn und ist gänzlich xenomorph.

Sowohl die Lagerungsform der Amphibolite als auch die Struktur sowie die beschriebenen Gesteinsrelikte lassen erkennen, dass es sich ausnahmslos um Orthoamphibolite handelt. Schon SCHMIDT (34), KOENIGSBERGER (17) und PFLUGSHAUPT (32) kommen zu diesem Resultat.

Kontakterscheinungen an der Grenze zwischen Amphibolit und dem Serizitgneis sind selten erkennbar. Manchmal kann man beobachten, dass im Gneis einzelne mittelgrosse Hornblendekristalle auftreten; seltener ist auch eine schwache Zunahme der Feldspäte. Diese Stoffzufuhr ist nur in der unmittelbaren Nachbarschaft der Gesteinsgrenze zu erkennen und reicht kaum über einen Meter in den Gneis hinein. Hie und da ist anstatt der Hornblende auch reichlich Biotit in der Grenzzone vorhanden, so dass der Amphibolit von einer schmalen Schicht eines Biotit-Serizitgneises umhüllt ist. Häufig ist

jedoch infolge der starken Verschieferung, welche gerade die randlichen Partien des Serizitgneises beanspruchte (da der Amphibolit widerstandsfähiger war), die Kontaktzone zu Chlorit-Serizitschiefer umgewandelt worden. Der Chlorit nimmt mit der Entfernung von der Gesteinsgrenze allmählich ab, so dass der Chlorit-Serizitschiefer in den normalen Gneis übergeht.

Erwähnenswert sind vereinzelte kleinere Schollen, die in einem Amphibolit auf der Düssialp gefunden wurden.

Im Schliff erkennt man grosse Pyropkristalle, die optisch schwach anomal sind. Die Granate zeigen eine beginnende Chloritisierung. Die Umwandlung geht vom Rande und von einem maschenartigen Netz von Rissen aus und schreitet fort, bis oft der ganze Granat umgewandelt ist. In grossen Kristallen tritt ferner ein diopsidischer Augit auf, der schon zum grössten Teil uralitisiert ist. Auch der entstandene Uralit ist nicht beständig, denn, von Rissen ausgehend, ist eine beginnende Biotitisierung zu erkennen. Als weiterer Gemengteil tritt noch spärlich Epidot auf. Das Gestein wird von feinen Äderchen durchschlagen, die Pyrit und Calcit führen. Der Pyrit drang auf Rissen in das Gestein ein und bildet so vererzte Partien.

Aus dem Mineralbestand dieser Schollen ist zu schliessen, dass wahrscheinlich ein toniger Mergel vorlag, der im Serizitgneis ähnliche Schollen bildete wie die spärlichen Kalksilikatschollen in den südlichen Gneisen des Aaremassives. Bei der Intrusion der basischen Eruptiva in die Serizitgneise kam die Scholle in den Amphibolit zu liegen.

Ein Grossteil der Amphibolite des Untersuchungsgebietes ist intensiv aplitisch injiziert und durchadert. Dies ermöglicht uns, die Amphibolite in drei allerdings nicht scharf von einander abgegrenzte Gruppen zu gliedern.

Grössere Amphibolitmassen, welche keine aplitische Injektionen aufweisen, sind recht spärlich. Im Nordostteil der Düssialp befindet sich ein Vorkommen dieser Art (Probe Nr. 3, Seite 47). Schon bedeutend häufiger sind Amphibolite, die von einer Anzahl mächtiger, sich verästelnder Aplite durchzogen werden. Hauptsächlich an den Amphiboliten des Grieserntales, die von solchen Apliten durchschlagen werden, bemerkt man, dass eine Neubildung von Kaliumfeldspat und etwas Plagioklas stattgefunden hat (Proben 8—10, Seite 47).

Am häufigsten sind die sogenannten Schollenamphibolite, die am Geschel, auf Blindensee und auf der Düssialp am schönsten entwickelt sind. Der aplitische Anteil des Gesteins kann bis zu Zweidrittel des gesamten Volumens betragen. Das Gestein bietet oft den Eindruck einer Eruptivbreccie, denn in eine aplitisch-pegmati-

tische Grundmasse sind Amphibolitschollen verschiedenster Grösse eingelagert. Blöcke von über einem Meter Durchmesser liegen neben faustgrossen Brocken. Die Schollen sind meist rundlich, seltener eckig. Resorptionserscheinungen treten in diesen stark injizierten Amphibolitstöcken häufig auf. Die resorbierten Hornblendekristalle wurden im Aplit als grössere, idiomorphe Kristalle ausgeschieden. Oft sind sie schlierig angeordnet oder führen zu einer schwachen Bänderung des Gesteins, an der sich oft die Fliessrichtung des Intrusionsmaterials erkennen lässt (Fig. 2). Auch randlich um die

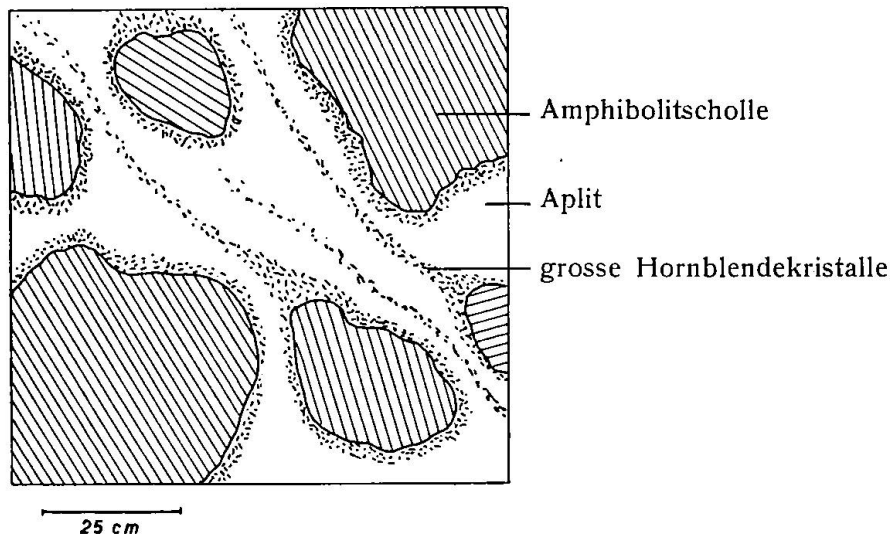


Fig. 2. Sog. Schollenamphibolit mit Resorptionserscheinungen

Scholle können die Hornblendekristalle angereichert sein. In den stärker pegmatitischen Partien kann man hie und da vollständig biotitisierte Amphibolitschollen erkennen. Durch den erhöhten Wassergehalt der Schmelze erfolgte die Umwandlung der Hornblende in einen grobblättrigen, makroskopisch schwarzbraunen Biotit. Auch PFLUGSHAUPT (32) beschreibt aus dem Teiftal Amphibolitschollen, die von einer Biotithülle umgeben sind. Das Auftreten von Resorptionserscheinungen lässt vermuten, dass das aplitisch-pegmatitische Material bei relativ hoher Temperatur intrudierte. Die Intrusion erfolgte wahrscheinlich eher träge, denn nirgends konnte beobachtet werden, dass aplitische Gänge in den benachbarten Gneis hinausführen. Wahrscheinlich waren die basischen Eruptiva noch nicht vollständig erstarrt, als die Injektion erfolgte, denn nur so ist es verständlich, dass trotz dem niedrigen Intrusionsdruck oft der gesamte Eruptivstock in rundliche Schollen verschiedener Grösse zerlegt wurde.

Untersucht man die aplitischen Injektionen in den Amphiboliten, so kann man zwei Typen unterscheiden. In den Schollenamphiboliten des Geschel, der Blindenseealp und auch des Stalden ergibt die mikroskopische Untersuchung einen Mineralbestand, wie er in Quarzdioritapliten und den Tonalitapliten angetroffen wird. Plagioklas herrscht neben Quarz vor, während der Kaliumfeldspat stark zurücktritt. Hie und da ist auch noch etwas Hornblende vorhanden (Proben 1—3, Seite 51).

PFLUGSHAUPT(32) hält die Injektionen für Abkömmlinge des granitischen Magmas. Ich bin eher der Ansicht, dass es sich um eine saure Differentiationsmasse der älteren basischen Magmen handelt, welche in die noch nicht vollständig erstarrten basischen Partien eindrang.

Die südlicher gelegenen Amphibolite der Düssialp und des Grieserntales sind von bedeutend saurerem Injektionsmaterial durchdrungen. Die Zusammensetzung ist typisch aplitisch, manchmal schwach granodioritisch. Kaliumfeldspat ist etwas reichlicher vorhanden als der saure Plagioklas. In einem Falle konnte auf der Düssialp der Zusammenhang der Aplite mit einem kleinen granitischen Stock nachgewiesen werden. Diese Injektionen müssen also zur Intrusion des granitischen Magmas gehören. Da die basischen Eruptiva im Zeitpunkte der Intrusion dieser Aplite schon vollständig erstarrt waren, treffen wir nicht mehr dieselben Erscheinungen an wie in jenen Stöcken, in denen Differentiationsprodukte der basischen Eruptiva vor der vollkommenen Erstarrung in letztere eindringen. Sogenannte Schollenamphibolite fehlen; die Aplite durchschlagen als verästelte Gänge die basischen Partien.

Vol. ‰	1	2	3
Plagioklas	52 (An 30 ‰)	66 (An 22 ‰)	72
Quarz	39	12	22
Kaliumfeldspat	5	—	3
Akzessorien	4	3	4
Hornblende	—	19	—

In der Gegend des Maderanertobels steht ein Gestein an, dessen Entstehung nicht eindeutig geklärt werden konnte. Die schlechten Aufschlüsse sowie der Umstand, dass der ganze Komplex (ca. 250 m × 50 m) in das grosse Rutschungsgebiet fällt, das zwischen dem grossen Lungental und dem Grieserntal vom Gipfel des Tscharren bis zum Kärstelenbach reicht, erschweren die Feldbetrachtungen

bedeutend. Makroskopisch erkennt man grosse, linsige Kaliumfeldspäte, etwas Plagioklas, grosse, manchmal schwach idiomorphe Hornblende, etwas Quarz und Titanit.

Im Dünnschliff beobachtet man in den oft verzwilligten Orthoklaskristallen eine deutliche perthitische Entmischung. Die grossen Porphyroblasten weisen oft eine schwache Zonarstruktur auf. Die mittelgrossen Plagioklaskristalle sind meist ziemlich stark serizitisiert, doch kann man an Relikten noch bestimmen, dass Oligoklas-Andesinkristalle vorgelegen haben. Eine zweite Generation kleinerer Kristalle, die nach der Kataklyse gebildet wurden, ist recht frisch und besitzt einen Anorthitgehalt von ca. An 5 %. Der Quarz ist infolge der mechanischen Beanspruchung ziemlich stark zertrümmert; die grösseren Körner zeigen eine undulöse Auslöschung. Die gewöhnliche grüne Hornblende ist oft gut idiomorph, oft auch zerrissen und zertrümmert. Eine Umwandlung in Biotit ist selten. Biotit tritt in xenomorphen Individuen auf, die reiche Rutil Einschlüsse enthalten. Sehr häufig sind die Biotite stark ausgebleicht. Der Titanit ist gut idiomorph und tritt in grossen, oft zerbrochenen Kristallen auf. Serizit ist sehr feinschuppig. Er ist in Flasern angereichert. Ein grosser Teil des Serizites verdankt seine Entstehung der Zersetzung und Zertrümmerung der Plagioklaskristalle. Apatit, Pyrit und Calcit sind spärliche Akzessorien. Die Integration eines Dünnschliffes ergab folgende Zusammensetzung: Kaliumfeldspat 40 Volum%, Quarz 23 %, Plagioklas 17 %, Hornblende und Biotit 15 %, Titanit und Akzessorien 5 %. Infolge einer starken Verschieferung ist die Struktur deutlich porphyroblastisch.

Das Gestein ist erfüllt von kleineren Amphibolitschollen und Linsenzügen. Ferner weist es eine jüngere, intensive Durchaderung von schmalen Apliten und Pegmatiten auf. Da infolge des Abrutschens des gesamten Gesteinskomplexes die Grenzverhältnisse nicht untersucht werden können, ist es nicht möglich, die Entstehung der Masse eindeutig festzulegen. Besonders die wechselnde Häufigkeit, mit der die Hornblende und die Kaliumfeldspatporphyroblasten auftreten, kompliziert diese Frage.

An einigen Stellen sind Hornblende und Kaliumfeldspat sehr reichlich vorhanden, so dass man geneigt ist, die ganze Masse als einen lagergangartigen Stock eines Eruptivgesteins von hornblende-granitischer-quarzsyenitischer Zusammensetzung zu betrachten, wobei eine spätere intensive Verschieferung das Gestein deutlich umgeprägt hätte. An anderen Aufschlüssen wieder, wo die Hornblendekristalle in der Nachbarschaft der eingelagerten Amphibolitschollen und Linsenzüge angereichert erscheinen und das Gestein Ähnlichkeit mit einem kontaktmetamorphen Serizitgneis aufweist, scheint es, als ob dieses Gestein durch eine Stoffzufuhr in den Serizitgneis aus der angrenzenden mächtigen Amphibolitmasse des Geschel entstanden wäre.

Die aplitisch-pegmatitische Durchaderung, die deutlich jünger ist, könnte sehr wohl mit der Intrusion des kleinen Quarzporphyrstockes des Legni zusammenhängen. Die Zusammensetzung der Aplite entspricht derjenigen der leukokraten Gänge der granitischen Ganggefolgschaft.

2. KAPITEL: DIE KONTAKTZONE DES ERSTFELDERGNEISES

Schon SCHMIDT (34) und SAUER (37) beschäftigten sich mit der Masse des Erstfeldergneises. In neuerer Zeit sind besonders die Arbeiten von STAUB (38) und KOENIGSBERGER (17) zu erwähnen. Die Auffassungen der Autoren decken sich zum grössten Teil. Die Hauptmasse des Erstfeldergneises ist ein Orthogneis, der in Bezug auf sein Alter den Schappachgneisen des Schwarzwaldes entspricht. Eingeschaltete Partien weisen die Eigenschaften eines Psammitgneises auf und sind mit den Renghneisen zu vergleichen. Die Intrusion des Orthoanteiles erfolgte wahrscheinlich bei hohem Druck und hoher Temperatur, so dass eine intensive Durchmischung von Para- und Orthomaterial stattfand. Stellenweise wiegt das Orthomaterial vor, dann wieder treten Mischgneise auf, und an andern Stellen herrschen Psammitgneise vor. Der Hauptanteil ist jedoch eruptiven Ursprungs. In der Gegend von Erstfeld ist der Gneis von zahlreichen Apliten durchadert, seltener kommen auch Pegmatite vor.

In das Untersuchungsgebiet fällt nur die Kontaktzone des Erstfeldergneises mit den Serizitgneisen. Wenige Bemerkungen müssen hier genügen, da erst eine neue Untersuchung der Gneismasse als Ganzes Schlussfolgerungen zulassen würde. Eine genaue Abgrenzung des Erstfeldergneises vom Serizitgneis ist kaum durchzuführen, da randlich häufig Mischgneise und Injektionsgneise vorliegen. Besonders letztere sind in der Gegend von Golzern und dem ganzen Nordabhang des Maderanertales schön entwickelt. Die Serizitgneise erscheinen intensiv injiziert und durchadert zu sein, wobei manchmal eine schwache Bänderung entstand, oft auch ganze Scharen von unregelmässigen Adern aplitischen Gesteins die Serizitgneise durchziehen. Im hinteren Maderanertal ist ferner eine ausgesprochene Feldspatisierung der Grenzzone festzustellen. Der gesamte Übergang vom reinen Orthogneis über die Misch- und Injektionsgneise zu dem normalen Serizitgneis ist im Untersuchungsgebiet jedoch nirgends vollständig aufgeschlossen, da der mit Schutt überdeckte Talboden ziemlich genau dieser Zone folgt.

3. KAPITEL: DIE HERZYNISCHEN INTRUSIONSGESTEINE DES AARMASSIVS

Südlich anschliessend an die Zone der Serizitgneise folgt der eigentliche Kern des Aarmassivs, der von Eruptivgesteinen der herzynischen Magmenintrusion aufgebaut wird. Diorite, Syenite, Hornblendegranite und Granite sowie Quarzporphyre beteiligen sich am Aufbau der Zentralzone. Gegen den Ostrand des Massives, wo dieses unter den helvetischen Sedimentmantel untertaucht, sind besonders intermediäre bis schwach basische Typen angereichert, während gegen den Westen hin die Granite sehr deutlich vorwiegen. WEBER (42), FEHR (7) und WEHRLI (44), die den Kalisyenit des Giuf, den Puntegliasgranit und den Russeindiorit untersuchten, nehmen an, dass es sich um Gesteine handle, die durch Differentiation aus dem gleichen Stammagma entstanden, wobei die sauren Granite jüngeren Alters sind als die Syenite und Diorite des Massives. PFLUGSHAUPT (32) vertritt die Ansicht, die basischen Eruptiva, die heute als Amphibolite vorliegen, seien als erste Differentiate zu betrachten. In Bezug auf den Syenit und Diorit schliesst er sich der Meinung von WEBER (42) und FEHR (7) an.

A. Der Diorit des Düssistockes-Fruttstockes

Auf seiner geologisch-mineralogischen Karte des östlichen Aarmassives hat KOENIGSBERGER (17) die Diorite des Düssistockes und des Fruttstockes als Amphibolite eingetragen. STAUB (38) hat bei seinen Untersuchungen den Diorit als solchen erkannt und von den Amphiboliten getrennt.

Die dioritischen Gesteine bilden ein mächtiges Lager, das sich vom Fruttstock über das Brunnital in die Gegend des Resti-Tschingelfirnes und des Düssistockes fortsetzt. Die Mächtigkeit dieser Masse nimmt nach oben keilförmig zu. Sieht man von einer randlichen Verschieferung ab, so ist das Gestein durchwegs ziemlich gleichmässig entwickelt. Hauptsächlich in den zentralen Partien ist der Diorit schön grobkörnig und massig ausgebildet. Idiomorphe, oft zentimetergrosse Hornblendekristalle liegen in einem Gefüge von Plagioklas und etwas Orthoklas und Quarz. Das Dünnschliffbild (Fig. 3) zeigt uns Folgendes:

Die Hornblendekristalle sind durchwegs idiomorph entwickelt. Die grösseren Kristalle besitzen meist einen Kern, der aus brauner Hornblende besteht und eine Auslöschungsschiefe von ca. 23° besitzt. Dieser Kern wird umhüllt von einem Saum einer gewöhnlichen grünen Hornblende, deren Auslöschungsschiefe gegenüber n_{γ} 18° beträgt. Der Pleochroismus der braunen Hornblende-

kerne, wie auch der des grünen Saumes ist gut erkennbar und wechselt zwischen einem Braungrün und einem dunkelbraun im Kern und einem Grünlichbraun und einem Dunkelblaugrün im Saum. In den braunen Partien der Hornblendekristalle kann man oft ganze Fahnen von feinsten Ilmenitblättchen erkennen, die sich durch eine Entmischung bildeten und oft eine orientierte Stellung zu besitzen scheinen. Oft ist die Hornblende zum Teil in Biotit umgewandelt worden, wobei meist der braune Kern zuerst angegriffen wurde. Der Biotit wiederum ist häufig vollkommen chloritisiert worden, wobei etwas Erz und Epidot ausgeschieden wurden. Biotit tritt als primärer Bestandteil an einigen Stellen im Fruttstock auf. Die mittelgrossen idiomorphen Kristalle sind oft ganz er-

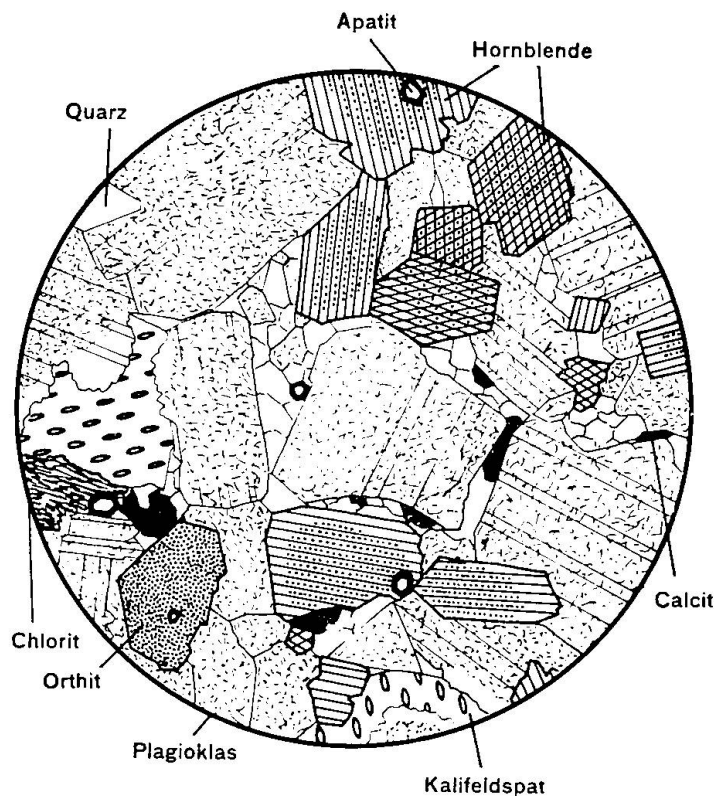


Fig. 3. Dünnschliffbild des Diorites vom Düssistock (Vergr. ca. 30fach)

füllt von sagenitisch verwachsenem Rutil. Die schwach idiomorphen Plagioklaskristalle sind meist mittelgross. Frische Natriumfeldspäte sind selten, denn die meisten Kristalle sind von Serizitschüppchen erfüllt, und hie und da macht sich auch eine beginnende Saussuritisierung bemerkbar. Der Anorthitanteil schwankt zwischen An 30 % und An 40 %. Basische Glieder wurden nicht beobachtet.

Sowohl der Kaliumfeldspat wie auch der Quarz gehören zu den Letzt-ausscheidungen und treten xenomorph in Zwickeln zwischen den andern Mineralien auf. Der Orthoklas ist frisch und selten verzwillingt. Perthitische Entmischungen sind selten. Wie in Serizitgneis kann man auch im Diorit eine Verdrängung des Kaliumfeldspates durch den Natriumfeldspat beobachten (Fig. 1). Die frischgebildeten, einschlussfreien Albitsäume um die Andesinkristalle sind deutlich zu erkennen. Der Quarz tritt in kleineren Körnern auf,

die oft eine undulöse Auslöschung besitzen. Vereinzelte Risse und Sprünge in den Kristallen deuten auf eine äusserst schwache mechanische Beanspruchung des Gesteines hin. Apatit, Titanit und Calcit sind Nebengemengteile. Der Apatit tritt in kleinen, idiomorphen, kurzprismatischen Individuen auf, die häufig in den Hornblenden oder auch in Kaliumfeldspäten eingeschlossen sind. Der Titanit kann in einzelnen Proben recht häufig sein. Die Kristalle erreichen oft bedeutende Grösse und sind immer gut eigengestaltig. Calcit ist nur recht spärlich vorhanden. Die kleinen xenomorphen Kristalle sind meist in Nestern angereichert.

Als Übergemengteil tritt Orthit auf, den man oft sogar makroskopisch erkennen kann. Die Kristalle sind gut idiomorph und weisen oft Zonarstruktur auf.

Durch die teilweise Umwandlung der Hornblende in Biotit und die Chloritisierung dieses Biotites entstanden büschelartige Aggregate von Chlorit, die oft noch deutlich die Form der umgewandelten Hornblende erkennen lassen. Im Chlorit eingeschlossen sind kleine Epidot- und Erzkörnchen. Die Struktur ist hypidiomorph körnig, während die Textur vollkommen massig ist.

Das Mengenverhältnis der Mineralien entspricht dem eines normalen Hornblendediorites (Probe Nr. 1). Wie die Probe Nr. 2 zeigt, können auch einzelne Teile des Diorites wesentlich reicher an dunklen Gemengteilen sein, doch lassen sich diese basischeren Partien nicht scharf abgrenzen, da sie als dunkle Schlieren auftreten. Die Probe Nr. 3 stammt vom Fruttstock und zeigt die Zusammensetzung eines der spärlichen Hornblende-Biotitdiorite.

Vol. ‰	1	2	3	4	5	6	7
Plagioklas	51 (An 35‰)	34	48	39 (An 35‰)	55	27 (5)	58 (5)
Orthoklas	7	2	8	23	12	41	7
Hornblende	22	42	13	12	} 25	—	} 10
Biotit	8	18	12	—		5	
Quarz	7	3	16	24	3	25	12
Akzessorien	5	2	3	2	2	2	5

Am Kontakt des Diorites mit dem Serizitgneis ist oft eine Randfacies entwickelt, die bedeutend feinkörniger und heller ist als die zentralen Partien (Proben 4 und 5). Der Biotit fehlt meist, und die kleinen Hornblendekristalle sind in Nestern angereichert, was dem Gestein ein fleckiges Aussehen verleiht. Kaliumfeldspat und Quarz treten häufiger auf. An einigen Stellen geht die Randfacies allmählich in den normalen Diorit über, an andern Aufschlüssen wieder sind in der Randfacies Schlieren und Schollen des normalen Diorites enthalten. Die Zusammensetzung der Randfacies zeigt quarzmonzonitische Charakterzüge. Es ist möglich, dass die Entstehung dieser Randgesteine auf eine schwache Differentiation während der Kristallisation der Magmenmasse zurückzuführen ist. Die saurere Restschmelze intrudierte entlang den Rändern der noch nicht voll-

ständig verfestigten Dioritmasse, wobei sich Schollenkontakte und seltener auch schlierige Durchmischungen bildeten.

Der benachbarte Serizitgneis zeigt keine Kontakterscheinungen, auch fehlen Gneisschollen im Diorit. Dunklere, hornblendereiche Schlieren im Diorit deuten darauf hin, dass beim Eindringen des Magmas die Kristallisation schon eingesetzt hatte. Diese Beobachtung sowie das Fehlen von Kontakterscheinungen lassen darauf schliessen, dass das intrudierende Magma sich schon weitgehend abgekühlt hatte. Da zwischen der Dioritmasse und dem liegenden Serizitgneis eine Bewegungsfläche mit einer schmalen Mylonitzone vorhanden ist, kann man nicht erkennen, ob ein gestörter Primärkontakt vorliegt oder ob eine Aufschiebung des Diorites auf den Serizitgneis erfolgte.

Die Ganggefolgschaft des Diorites ist nur schwach entwickelt. Vereinzelte, ziemlich mächtige Aplite durchschlagen das Gestein. Randlich kann man manchmal ein feinkörniges, einige Zentimeter breites Salband erkennen. Die Abgrenzung des Aplites vom Nebengestein ist immer messerscharf. Eine Aufblätterung oder Aufschmelzung fand nicht statt. Die aplitischen Gänge lassen sich in zwei Gruppen trennen, in Gänge mit typisch aplitischem Charakter und in solche von alsbachitischer Zusammensetzung. Auch einzelne Übergangstypen kommen vor. Die Aplite *sensu stricto* sind häufiger als die Alsbachite. Ihre mineralogische Zusammensetzung entspricht der Probe Nr. 6 in der Tabelle der vorigen Seite. Hauptgemengteile sind perthitisch entmischter Orthoklas, idiomorpher Albit, der meist noch ziemlich frisch ist, und Quarz in xenomorphen Körnern. Der spärliche Biotit ist vollkommen in Chlorit umgewandelt. Als Akzessorien treten auf Apatit, Zirkon, Calcit und selten Pyrit in schönen Würfeln. Es ist schwer zu entscheiden, ob diese Aplite dem dioritischen Magma entstammen oder zu den Apliten des Granites zu zählen sind. Einzig der etwas reichliche Biotit spricht für die erste Auffassung, da in den sauren Gängen des Aaregranites die dunklen Gemengteile noch bedeutend stärker zurücktreten.

Die Alsbachite (Probe Nr. 7 auf Seite 56) führen neben viel Albit relativ wenig Quarz und verhältnismässig viel dunkle Gemengteile. Die Hornblende ist zum grossen Teil in Biotit und dieser vollständig in Chlorit umgewandelt worden. Für diese Gruppe von Gängen scheint der Zusammenhang mit dem dioritischen Magma festzustehen. Sowohl WEHRLI (44) wie auch PFLUGSHAUPT (32) beschreiben aus Dioriten ähnliche Gänge mit alsbachitischer Zusammensetzung.

Im Nebengestein der mächtigen Aplite kann man häufig eine Veränderung erkennen, die mit der Entfernung vom Gangrand abnimmt. Die gesamte Hornblende und der Biotit des Diorites sind in Chlorit umgewandelt, wobei sich Erz und Epidot ausgeschieden haben. Auch die Verdrängung von Kaliumfeldspat durch den Plagioklas ist bedeutend stärker als im normalen Diorit. Durch den etwas höheren Wassergehalt des Ganges und durch eine schwache Na-Zufuhr sind diese Reaktionen ausgelöst worden.

Pegmatite scheinen gänzlich zu fehlen, denn weder in der näheren Umgebung noch im Diorit selbst wurden sie beobachtet. Die wenigen Lamprophyre sind so stark verschiefert, dass es nicht möglich ist, die ursprüngliche Mineralzusammensetzung zu bestimmen. Einzig einige Einsprenglinge einer braunen Hornblende scheinen sicher primär zu sein. Ob diese basischen Gänge dem granitischen oder dem dioritischen Magma entstammen, konnte nicht festgestellt werden. Am Gipfel des kleinen Düssistockes konnten drei lagergangartige Vorkommen eines rosaroten, braunanwitternden Karbonates beobachtet werden. Die Mächtigkeit der parallel verlaufenden Gänge schwankt zwischen 5 und 35 cm. Die einzelnen Vorkommen lassen sich über 150 Meter weit verfolgen. Die mikrochemische Untersuchung des grobspätigen Karbonates zeigt, dass es sich um einen manganhaltigen Ankerit handelt. Daneben tritt noch etwas Quarz und Pyrit auf. Die Bänder liegen in einem etwas verschieferten Diorit und scheinen eine sekundäre Kluftausfüllung zu sein.

Die Altersbeziehung zwischen dem Diorit und dem Granit eindeutig zu lösen, gelingt im Gebiete des Düssistockes-Fruttstockes nicht, da Kontakte fehlen. Quarzporphyrgänge, die den Diorit durchschlagen, zeigen, dass dieser älter ist als die Quarzporphyre. PFLUGSHAUPT (32) hat in der Gegend des Rossbodenstockes Kontakte des Aaregranites und eines ähnlichen Diorites, der im Alter sicherlich mit dem des Düssistockes übereinstimmt, untersucht und ist zum Schluss gekommen, dass das granitische Magma nach dem dioritischen intrudierte.

B. Die kleineren Granitstöcke in der Talsohle des Maderanertales

Im Talboden des hinteren Maderanertales und nordwestlich der Hinterbalmaalp befinden sich drei kleinere Granitstöcke. Das ausgedehnteste der drei Vorkommen bildet die Rippe, auf der das Hotel S. A. C. steht, und erstreckt sich in östlicher Richtung bis zur Saasalp. Das zweite Vorkommen ist bedeutend kleiner und liegt östlich der Hohlenbalmaalp. Der dritte bis jetzt unbekannte Stock

liegt zwischen der Düssialp, der Hinterbalmalp und dem Brunni-bach.

Der Stock in der Gegend des Hotels S. A. C. ist deutlich aus den Gneisen herausgewittert und bildet die Terrasse, die sich vom Hotel nach Osten zur Saasalp erstreckt. Der Rand und die tieferen Teile des Daches sind aufgeschlossen. Besonders in den randlichen Partien ist eine deutlich porphyrische Ausbildung vorhanden, weshalb W. STAUB (38) diesen Stock als massigen Quarzporphyr kartierte. Einzelne Einsprenglinge von Plagioklas, Kaliumfeldspat und selten Quarz liegen in einer feinkörnigen mikrogranitischen Grundmasse (siehe Probe Nr. 1 auf Seite 61). An einzelnen Stellen ist die Randfacies leicht gepresst und ähnelt dann tatsächlich einem verschieferten Quarzporphyr. Gegen das Zentrum des Stockes hin nehmen die Einsprenglinge an Zahl zu und auch die „Grundmasse“ wird gröber. Das Gestein ist vollkommen massig, und makroskopisch erkennt man den schwach porphyrischen Charakter kaum (Probe Nr. 2). Schon im Handstück bemerkt man einzelne Biotit- und Hornblendekristalle.

Die Untersuchung der Dünnschliffe zeigt, dass als einsprenglingsartige Gemengteile Plagioklas, Kaliumfeldspat, etwas Biotit und Hornblende auftreten. Der Natriumfeldspat ist gut idiomorph und weist kleine Einschlüsse von Quarz auf. Die Kristalle sind saussuritisiert, doch kann man deren Chemismus noch bestimmen. Der Kern besteht aus Oligoklasalbit und ist von einem schmalen Albitsaum umgeben. Die ziemlich grossen Orthoklaskristalle sind nach dem Karlsbader Gesetz verzwillingt. Eine Perthitentmischung ist selten, doch ist öfters eine beginnende Albitisierung vorhanden. Hie und da sind auch kleinere rundliche Orthoklaskristalle von einem Plagioklasrand umwachsen. Die spärlichen melanokraten Einsprenglinge sind braune Hornblende und Biotit. Die Hornblende ist meist noch frisch. Nur selten ist sie randlich in Biotit umgewandelt. Der Biotit ist vollkommen ausgebleicht und zum grössten Teil in Chlorit umgewandelt, so dass das Gestein makroskopisch grünlich gefärbt ist. In der Grundmasse sind Quarz, Kaliumfeldspat und etwas Plagioklas enthalten. Hie und da sind Quarz und der Kaliumfeldspat granophyrisch verwachsen. Als weitere Gemengteile sind Zirkon, Apatit sowie reichlich Epidot und Pistazit vorhanden. Die spärlich auftretenden Orthite sind von einem Pistazitrand umgeben.

Vereinzelte, scharf abgegrenzte Aplite durchschlagen das Gestein. Makroskopisch sind sie beinahe dicht. Neben Orthoklas und Plagioklas tritt sehr viel Quarz auf, während die dunklen Gemengteile ganz fehlen.

Die Begrenzung des Stockes ist sehr schlecht aufgeschlossen, so dass keine Kontakterscheinungen gegen den Serizitgneis und die Randzone des Erstfeldergneises gefunden werden konnten.

Der zweite kleine Stock granitischer Gesteine liegt etwas östlich von dem hier beschriebenen zwischen der Hohlenbalmalp und dem Griesboden. Beide Stöcke scheinen zusammenzuhängen, liegen sie doch im allgemeinen Streichen des Massives. Durch die Erosion wurde in diesem Stock nur das Dach aufgeschlossen. Häufig sind noch Gneisreste, in die der Granit eindrang, vorhanden. Auch randlich ist ein Eindringen in den Gneis zu beobachten. Dieser ist oft auf grössere Strecken feldspatisiert. Das Gestein besteht aus Oligoklasalbit, Quarz und etwas Kaliumfeldspat. Biotit tritt ziemlich häufig auf. Als Akzessorien sind Granat, Titanit, Apatit und Zirkon vorhanden.

Ein mächtiger Lamprophyr durchschlägt den Granit. Neben einer braunen Hornblende treten Andesin, Epidot, Chlorit und sehr spärlich Orthoklas und Quarz auf. Relikte eines uralitisierten diopsidischen Augites deuten auf den spessartitischen Charakter des Ganges hin.

Beide Vorkommen granitischer Gesteine sind bedeutend basischer als der zentrale Aaregranit. Auch ist die Zersetzung der Plagioklase und der Glimmer trotz der schwachen mechanischen Beanspruchung viel weiter fortgeschritten als im normalen Granit. Vergleicht man Handstücke des Gasterngranites mit solchen dieses Stockes, so ist eine weitgehende Ähnlichkeit feststellbar. Diese Beobachtung sowie die ähnliche Stellung der beiden Granitvorkommen im Aarmassiv rechtfertigen die Ansicht, dass der Granitstock beim S.A.C.-Hotel zum Typus der Gasterngranite gehört, also etwas älter ist als der zentrale Aaregranit.

Der kleine Granitstock westlich der Hinterbalmalp im Brunni-tal unterscheidet sich deutlich von den beiden oben beschriebenen. Schon makroskopisch erkennen wir, dass der Granit bedeutend saurer ist. Das Gestein ist eher feinkörnig und vollkommen massig (Probe Nr. 3). Im Dünnschliff erkennt man die normale granitische Struktur. Der Albit ist sehr häufig, seltener sind Schachbrettalbite. Die Natriumfeldspäte sind sehr frisch. Eine schwache Albitisierung der Orthoklaskristalle ist häufig. Die starke Perthitentmischung der Kaliumfeldspäte lässt auf einen grossen Na-Gehalt schliessen. Der letztangeschiedene Quarz ist kaum undulös und weist nur Spuren einer Kataklase auf. Die kleinen Biotitkristalle sind ausgebleicht und zum Teil in Chlorit umgewandelt, wobei sich etwas Epidot gebildet hat. Als weitere Mineralien sind Apatit, Zirkon und Serizit anwesend. Gegen Süden hin ist der Stock von einem vier Meter mächtigen, beinahe dichten Quarzporphyr begrenzt, der sich nach

Osten in den Serizitgneis und in den Amphibolit fortsetzt. Anschließend an den Quarzporphyr folgt ein zu Chloritschiefer umgewandelter Amphibolit. Gegen Norden stösst der Granitstock an einen feinkörnigen Amphibolit. Die Grenze ist zu einer Ruschelzone umgebildet, so dass keine Kontacterscheinungen beobachtet werden können. Gegen die Düssialp hin ist jedoch der Kontakt mit den Amphiboliten gut aufgeschlossen. Letzterer wurde in Schollen aufgelöst, die schwache Resorptionserscheinungen zeigen. Die Injektion erstreckt sich über 100 Meter in den Amphibolit hinein. Allmählich nehmen die Schollen zu, bis zuletzt nur noch einzelne sich verästelnde Aplite das Gestein durchschlagen. Probe Nr. 4 und Nr. 5 stammen aus dem Injektionsmaterial. Diese Injektionszone wird wiederum von einigen Quarzporphyren durchschlagen, die sich zum Teil noch in den Amphibolit fortsetzen. Die Mächtigkeit dieser jüngsten Gesteine wechselt zwischen einigen Metern und einigen Dezimetern. Die Quarzporphyre besitzen eine felsitisch dichte Grundmasse, in der spärlich Einsprenglinge von Plagioklas, Quarz und Kaliumfeldspat auftreten. Sie sind deutlich jünger als der Granit und intrudierten, als dieser schon erstarrt war. Sowohl der Mineralbestand, die Frische des Gesteins als auch die mit der Intrusion verknüpften Quarzporphyrgänge sprechen dafür, dass diese Granitmasse dem zentralgranitischen Magma entstammt und mit diesem intrudierte.

Vol. %	Hotel S. A. C.		Düssialp		
Probe Nr.	1	2	3	4	5
Kaliumfeldspat	12	4	29	15	36
Plagioklas	17	35	35	44	37
Quarz	—	—	28	28	23
Biotit	—	5	6	8	3
Akzessorien	—	—	2	5	1
Grundmasse	71	56	—	—	—

C. Der zentrale Aaregranit

Da mein Arbeitsgebiet nur noch die Randzone des Granites in der Gegend des Regenstaldenfirnes berührt, möchte ich zur genaueren Orientierung auf die neueren Arbeiten von HUBER, der den Granit zu gliedern versuchte, und von PFLUGSHAUPT (32), der die Kontacterscheinungen zwischen Granit und der Schieferhülle studierte, hinweisen.

Das zentrale Aaregranitmagma intrudierte im oberen Karbon in die Schieferhülle. Die Zusammensetzung ist ziemlich einheitlich von engadinitischem bis aplitgranitischem Chemismus (NIGGLI (22)).

Vergleicht man Proben vom Nordgrat des Oberalpstockes mit solchen aus dem Zentrum des Granites, so kann man geringfügige Unterschiede feststellen. Die Grösse der einzelnen Gemengteile ist im Granit des Oberalpstockes etwas geringer, auch scheint er schwach saurer zu sein als z. B. Proben vom Sonneg Wichel. Als Gemengteile treten Quarz, Kaliumfeldspat, Plagioklas und etwas chloritisierter Biotit auf. Die mittlere mineralische Zusammensetzung entspricht der Probe Nr. 1 der Tabelle, Seite 63. Der Orthoklas ist meist schwach idiomorph. Ab und zu treten Zwillinge auf. Immer ist eine bedeutende Perthitentmischung zu beobachten, seltener ist dagegen eine teilweise Albitisierung. Der Albit ist noch frisch. Seine idiomorphen Kristalle sind etwas kleiner als die der Kaliumfeldspäte. Oft ist eine beginnende Verdrängung von Kaliumfeldspat durch Plagioklas erkennbar. Je nach der Beanspruchung des Gesteins ist der xenomorphe Quarz mehr oder weniger gut erhalten. Manchmal zeigt er nur eine undulöse Auslöschung, dann wieder ist er zu Sandquarz zertrümmert. Spärlich tritt auch Biotit und etwas grobschuppiger Serizit auf. Daneben sind noch Apatit, Calcit, Zirkon und Pyrit vorhanden. Die ganze Granitmasse ist ziemlich gleichmässig ausgebildet. Durch eine spätere Verschieferung sind einzelne Zonen mylonitisiert worden. Ab und zu sind basische Schollen im Granit eingebettet. Andesin sowie eine braune und eine gewöhnliche grüne Hornblende bilden neben Epidot die Hauptgemengteile. Als weitere Mineralien sind Apatit, Erz, Calcit und Chlorit vorhanden. Quarz, Titanit, Orthit, Zirkon und Kaliumfeldspat treten als Akzessorien auf. Der Mineralbestand sowie das Mengenverhältnis der Gemengteile dieser Schollen ist ähnlich dem der Diorite des Düssistockes, so dass es sich um eine mitgerissene Scholle eines in der Tiefe erstarrten Teiles dieses Diorites handeln könnte.

Von Interesse sind die verschiedenen Randfacies des Aaregranites. KOENIGSBERGER (17) stellte vier verschiedene randliche Ausbildungen fest: eine aplitische, eine porphyrische, eine klastische und eine mikrogranitische. In der Randzone des Oberalpstockes konnte ich nur die aplitische und die porphyrische Randfacies beobachten.

Die aplitische Ausbildung ist ziemlich häufig und besonders typisch am Nordgrat des Oberalpstockes ob der Gamsplangg entwickelt. Das Gestein ist vollkommen massig und sehr feinkörnig entwickelt. Die melanokraten Gemengteile sind äusserst spärlich. Unter dem Mikroskop gleicht die Randfacies dem normalen Granit, nur sind die dunklen Gemengteile viel seltener und die Korngrösse

ist bedeutend geringer. Sofern die Randzone störungsfrei vorliegt, kann man den allmählichen Übergang von der aplitischen Randfacies in den normalen Granit verfolgen. Dass diese aplitische Ausbildung durch die raschere Abkühlung des Magmas am Rande entstanden ist, lässt sich im Schliff an den granophyrischen Verwachsungen von Kaliumfeldspat und Quarz erkennen.

Weniger häufig als die aplitische Randfacies tritt die porphyrische auf. Einsprenglingsartige Quarz-, Kaliumfeldspat- und Plagioklaskristalle sind in einem feinkörnigen, grundmasseähnlichen Gefüge kleinerer Körner dieser Gemengteile eingebettet. Quarz und Kaliumfeldspat der „Grundmasse“ sind innig granophyrisch verwachsen. Direkt an der Grenze des Granites ist diese Varietät am schönsten entwickelt. Je weiter wir uns dem normalen Granite nähern, umso grobkörniger wird die Grundmasse, bis zuletzt der porphyrische Charakter verloren geht. Auch die granophyrischen Verwachsungen nehmen allmählich ab. Die Textur der Randfacies ist manchmal leicht fluidal. Schon während der Intrusion des granitischen Magmas gelangten stellenweise die einzelnen Gemengteile zur Auskristallisation. Durch die raschere Abkühlung der randlichen Partien kristallisierte die Restschmelze bedeutend rascher, und so bildete sich die mikrogranitische Grundmasse um die bereits auskristallisierten grösseren Gemengteile.

Vol. %	Oberalpstock Nordgrat			1 und 2 Granite 3 Porphyrische Randfacies
	1	2	3	
Kaliumfeldspat	41	39	34	
Plagioklas	22	12	12	
Quarz	34	46	46	
Biotit + Akzessorien	3	3	6	

Die Ganggefolgschaft ist im Untersuchungsgebiet nur schlecht entwickelt. Typische Gänge, die das Gestein quer durchschlagen, sind ziemlich selten. Doch scheint dies auf die Gegend des Oberalpstockes beschränkt zu sein, denn weiter westlich am Bristenstock beschreibt PFLUGSHAUPT (32) zahlreiche Aplite, Pegmatite und Lamprophyre.

Im Untersuchungsgebiet sind die Aplite meist konkordant zur Schieferung intrudiert und haben nur selten das Gestein ein wenig aufgeblättert. Die Mächtigkeit ist meist gering. Hauptgemengteile sind Quarz, Oligoklas, Orthoklas und etwas Mikroklin. Daneben treten Apatit, etwas Biotit und Pyrit auf. Einzelne Typen sind schwach porphyrisch, die meisten jedoch ziemlich feinkörnig. Weit spärlicher als die Aplite sind Pegmatite. Neben mittelgrossen, grau-

blauen Mikroklinkristallen tritt Plagioklas, Orthoklas und Quarz auf. Selten sind auch grosse Muskowite vorhanden, während eigentliche Pegmatitminerale fehlen. Die leukokraten Gänge sind auf die Nähe des Granites beschränkt. Die Lamprophyre dagegen dringen bedeutend weiter in die Schieferhülle ein. Kersantite scheinen häufiger zu sein als Spessartite. Da ein Grossteil der Lamprophyre vollkommen verschiefert ist, so dass der Mineralbestand auch im Dünnschliff nicht mehr bestimmt werden kann, ist es oft unmöglich, den ursprünglichen Charakter zu bestimmen.

D. Die Quarzporphyre

Währenddem die Masse des Windgällenporphyres schon frühzeitig durch SCHMIDT (34) und HEIM (12) eine genaue Untersuchung erfahren hat, sind die Vorkommen der Südseite des Maderanertales erst bedeutend später bearbeitet worden. Um die Jahrhundertwende schied KOENIGSBERGER (17) auf seiner Karte des östlichen Aarmassives einen Quarzporphyrzug aus, der von Färnigen im Meiental über Intschi, das Bristenstäfeli in den Tscharren zieht. Die Detailaufnahmen von PFLUGSHAUPT (32) im Gebiete des Bristenstockes und des Etzlitals waren dann die ersten genaueren Untersuchungen in diesem Gebiet. Es gelang diesem Autor, zwei mächtige Quarzporphyrzüge zu unterscheiden, einen nördlichen und einen südlichen. Der nördliche fällt zum grossen Teil mit dem von KOENIGSBERGER (17) angegebenen zusammen. Vom Bristenstäfeli setzt er sich jedoch über Herrenlimi in die Schattig Berge fort, wo er unter dem Moränenschutt verschwindet. Die Fortsetzung dieses Zuges konnte ich im Lungental, Staldental, auf der Guferenalp und in der Nordwestwand des Düssistockes wieder beobachten. Der südliche Zug folgt der Grenze des zentralen Aaregranites. Vom Spiellaualpsee im oberen Etzlital zieht er über den Rossbodenstock hinüber zur Weitenalp und zur Oberalpstockalp im Sellerental, um dann in östlicher Richtung in die Masse des Tscharren einzubiegen und im Bänderstock auszuweichen. Neben diesen beiden Hauptzügen scheidet PFLUGSHAUPT noch eine grössere Anzahl kleinerer Quarzporphyrlagen aus, die hauptsächlich im Bristenstock angereichert sind.

Die Bezeichnung Quarzporphyr, die von sämtlichen Autoren verwendet wurde, ist streng betrachtet nur für die Ausbildung der Gesteine gerechtfertigt. Legen wir jedoch bei der Benennung der Gesteine grösseren Wert auf die Lagerungsverhältnisse, so müssten wir uns der Bezeichnung Granitporphyr bedienen, da es sich um Gänge und Lagergänge handelt und nicht um Ergüsse.

Es ist zweckmässig, die Quarzporphyre in zwei Gruppen zu unterteilen, die sich sowohl durch ihre verschiedenartige Ausbildung wie auch durch ihr Alter unterscheiden.

Die Gruppe der hellen Quarzporphyre umfasst sämtliche Vorkommen, welche die normale bekannte Ausbildung typischer Quarzporphyre besitzen. In einer zweiten Gruppe, den dunklen Quarzporphyren, werden jene Gesteine zusammengefasst, die von dunkelgrauer bis schwarzer Farbe sind, und die an die Karbonmulden gebunden sind.

I. Die hellen Quarzporphyre

Im Maderanertal ist diese Gesteinsgruppe besonders verbreitet und tritt in sämtlichen andern am Aufbau des Aarmassives beteiligten Gesteinen auf. Das mächtigste Vorkommen, der Windgällendorphyr, ist in den Sedimentmantel des Massives hineingepresst worden und bildet nun den Kern der Windgällendorfalte. Die im eigentlichen Untersuchungsgebiet auftretenden Quarzporphyre sind als Lagergänge, seltener als Quergänge ausgebildet. Die Mächtigkeit schwankt zwischen einigen Dezimetern und 30 Metern. In wenigen Fällen übersteigt sie aber auch 200 Meter. Die Ausbildung der einzelnen Vorkommen ist äusserst verschieden. Hauptsächlich die weniger mächtigen Gänge sind infolge der raschen Abkühlung vollkommen dicht, und das Gestein besitzt einen splitterigen Bruch. Hier und da kann man makroskopisch noch einen kleinen Quarzeinsprengling oder einen Pyritkristall erkennen. Dann wieder treten hauptsächlich an der Grenze des zentralen Aaregranites massige, einsprenglingsreiche Typen auf, die grosse idiomorphe Feldspateinsprenglinge und rundliche Quarzkörner aufweisen. Die Grundmasse ist meist sehr feinkörnig mikrogranitisch. Zwischen diesen beiden Typen sind mannigfaltige Übergänge vorhanden. Einsprenglingsreiche Typen mit einer felsitischen Grundmasse oder einsprenglingsarme Varietäten mit einer relativ grobkörnigen Grundmasse stellen nur zwei Beispiele solcher Zwischenglieder dar. Die alpine Metamorphose hat die Mannigfaltigkeit noch erhöht, indem sämtliche Übergänge vom unverschieften, einsprenglingsreichen Gestein bis zum Quarzporphyrphyllit mit höchstens noch einigen Einsprenglingsrelikten geschaffen wurden.

An Hand der Einsprenglinge lassen sich makroskopisch folgende Typen unterscheiden: normaler Quarzporphyr mit Einsprenglingen von Kaliumfeldspat, Quarz und Plagioklas (siehe Proben 1 und 2 auf Seite 69). Weniger häufig ist eine porphyrische Varietät vorhan-

den, die besonders am Fruttstock und im unteren Brunnital vorkommt. Einsprenglinge sind hauptsächlich Orthoklas, etwas Plagioklas, während der Quarz fehlt (Proben 3, 4 und 5 auf Seite 69). Selten sind auch porphyritische Varietäten vertreten, in denen der Plagioklas vorwiegt und der Quarz fehlt (Probe 6 auf Seite 69). Wie die Analysen der verschiedenen Varietäten zeigten, ist im Chemosismus kein wesentlicher Unterschied zwischen diesen Typen vorhanden.

Die Dünnschliffuntersuchung ergibt Folgendes: Die grossen idiomorphen Orthoklaskristalle sind selten verzwillingt. Perthit-entmischungen sind eher spärlich. In einzelnen Proben zeigt der Kern der Kristalle schöne Albitspindeln, während die Hülle keine Spur einer Entmischung aufweist. Der Plagioklas besitzt einen An-Gehalt von ca. 10 %. Die Kristalle sind relativ frisch, nur einzelne Serizitschüppchen deuten eine beginnende Zersetzung an. Die mittel-grossen Einsprenglinge von Quarz besitzen rundliche Form. Korrosionserscheinungen sind selten. Auch in den schwach verschiefer-ten Quarzporphyren ist der Quarz noch rissfrei erhalten geblieben, da die Einsprenglinge durch die Grundmasse vor der Zertrümme-rung geschützt wurden. Ist die Grundmasse nicht allzu feinkörnig, erkennt man darin Quarz, Kaliumfeldspat und Plagioklas. Biotit, der manchmal auftritt, ist meist ausgebleicht oder chloritisiert. Akzes-sorisch treten Apatit, Zirkon und Pyrit auf. Ist die Grundmasse re-lativ grobkörnig, so sind Quarz und Kaliumfeldspat oft granophy-risch verwachsen. Die Struktur ist typisch porphyrisch. Durch die Verschieferung ist die Textur lentikular gerichtet; bei unverschiefer-ten Proben entweder massig oder auch fluidal. Es würde zu weit führen, alle die Quarzporphyrgänge, die in den Serizitgneis, die Am-phibolite und den Diorit eingedrungen sind, aufzuzählen. Auch auf der Kartenskizze ist es ohne Störung der Übersicht nicht möglich gewesen, sämtliche Vorkommen einzutragen. Am häufigsten treten die hellen Quarzporphyre am Rande der beiden Porphyrrzonen auf, deren Verlauf oben angegeben wurde. Ein weiteres Vorkommen durchzieht den Fruttstock, den Rinderbühl und keilt in den hohen Schiyen aus. Auch der kleine Quarzporphyrstock bei der Legni ist hier einzuordnen. Die einzelnen Lagergänge, die in den Serizitgneis oder in die Amphibolite eindringen, haben am Nebengestein keine merklichen Kontakterscheinungen hinterlassen. Die Abgrenzung ist immer scharf, weder eine Aufblätterung noch eine Zerlegung in Schollen lassen sich beobachten.

Das Alter der Quarzporphyre ist am Kontakt mit dem zentralen

Aaregranit eindeutig bestimmbar. Vom Rossbodenstock bis zum Bänderstock wird der Nordrand des Granites von einem einsprenglingsreichen, massigen Quarzporphyrzug begleitet. Am Kontakt kann man oft Quarzporphyrgänge beobachten, die in die aplitische oder auch porphyrische Randfazies des Granites eindringen. Diese ca. einen Meter mächtigen Gänge sind etwas einsprenglingsärmer als der Quarzporphyr, dem sie entstammen. Die Grundmasse ist infolge der rascheren Abkühlung meist dicht. Die Abgrenzung der Gänge ist scharf. Hie und da findet man im Quarzporphyr eigrosse

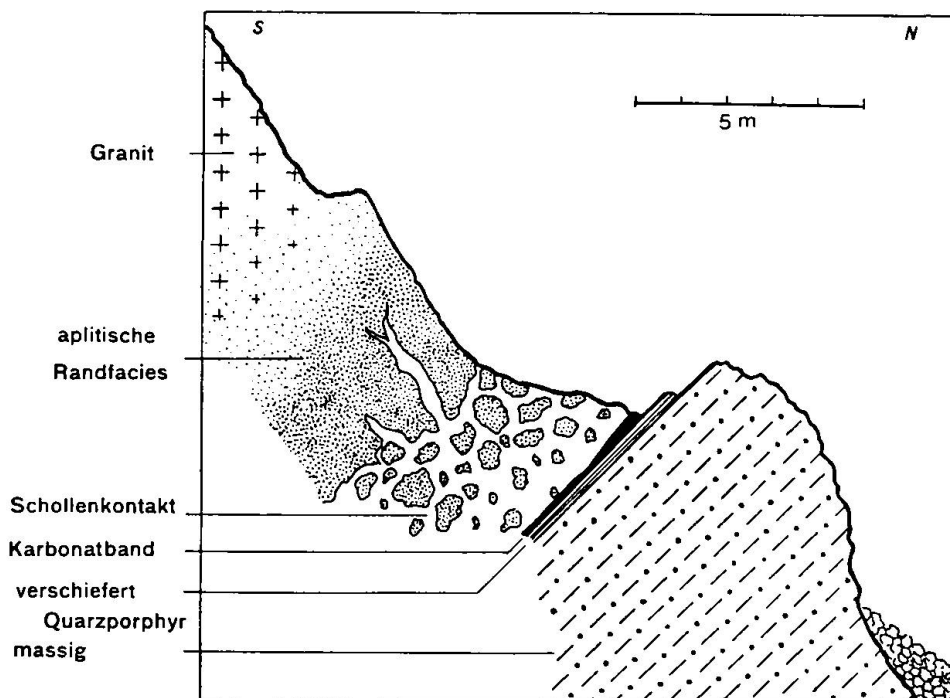


Fig. 4. Detailprofil des Kontaktes zwischen Granit und der hellen Varietät des Quarzporphyres

granitische Schollen, die noch eine eckige Form aufweisen. Die Grenzfläche zwischen Granit und dem Quarzporphyr hat jedoch bei der alpinen Aufstauung des Massives als Bewegungsfläche gedient. An manchen Stellen beobachtet man infolgedessen ein ca. 20 cm mächtiges Karbonatband, das sich später auf dieser Schubfläche bildete. Dort jedoch, wo der Kontakt nicht gestört wurde, kann man faustgrosse bis metergrosse Schollen der granitischen Randfazies im Quarzporphyr erkennen (siehe Fig. 4). Die aufgezählten Beobachtungen beweisen eindeutig, dass der Quarzporphyr jünger ist als der zentrale Aaregranit und erst intrudierte, als der Granit schon vollständig erstarrt war.

Der Kontakt des Quarzporphyres mit dem Serizitgneis ist immer so stark verschiefert, dass keine Kontakterscheinungen mehr erkennbar sind. Der Gneis geht ziemlich rasch in einen Serizitphyllit über, der vom Porphyre scharf abgegrenzt ist. Die unterste Lage des Quarzporphyrs mit einer Mächtigkeit zwischen einem halben und drei Metern ist meist ein dichter Silex, der praktisch nur aus Quarz besteht. Einige Serizitschüppchen und selten ein Pyritkristall treten darin auf. Im Griesental wurde an einigen Stellen eine lokale Vererzung in der Grenzzone entdeckt. In Linsen treten Anhäufungen von Bleiglanzkristallen und selten auch Barytklumpen auf. Über dieser Silexitschicht folgt dann der normale Quarzporphyr.

Bei den Felduntersuchungen gelang es, die Wurzel des in den Sedimentmantel des Aarmassives hineingepressten Windgällenporphyres zu finden. Berücksichtigt man das Fallen und Streichen des Porphyres der Alpgnoferplatten, so kommt nur ein Vorkommen als Fortsetzung der Platte in Frage. Es befindet sich am Ostende des schon erwähnten nördlichen Quarzporphyrzuges, der den Fuss der Dössistocknordwestwand bildet. Am Bristenstock beträgt die Mächtigkeit des Zuges 250—350 Meter, nimmt dann nach Osten allmählich bis auf 20 Meter ab, um unterhalb des Dössistockes wieder auf eine Mächtigkeit von ca. 250 Meter anzuwachsen. Die untersten 20 Meter des Lagerganges bestehen aus einem lagigen, einsprenglingsarmen Quarzporphyr, der eine felsitische Grundmasse aufweist. Die darüberliegende Schicht von 4—5 Meter Mächtigkeit ist stark verschiefert und besteht aus dunklen Quarzporphyren. Die restlichen 230 Meter werden durch einen schwach verschieferten hellen Quarzporphyr gebildet, der rundliche Einsprenglinge von Quarz und Feldspäten enthält. Diese Varietät und der Porphyr der Alpgnoferplatten, die die Fortsetzung auf der Windgällenseite darstellt, unterscheiden sich nur unbedeutend. Die Gesteine der Alpgnoferplatten sind einsprenglingsärmer als diejenigen der Südseite. Dies kann entweder durch die stärkere Verschieferung oder auch durch die raschere Abkühlung bei der Kristallisation in dem höheren Niveau bedingt sein.

Nach oben wird der Porphyr der Dössiwand durch einen normalen Serizitgneis begrenzt. An der unteren Grenze trennt ein 15 bis 25 Meter mächtiger Sedimentkeil den Porphyr von dem darunterliegenden Serizitgneis. Dieser Keil dringt mit abnehmender Mächtigkeit von Osten her über einen Kilometer in das Kristallin hinein. Zum letzten Mal ist er in den Riemenen am Hüttenweg zur Hüfihütte aufgeschlossen. Auf der Alpgnoferseite treffen wir das Sedimentband wiederum an. Es bildet auch hier die Trennung zwischen

dem Quarzporphyr und der darunterliegenden Kontaktzone des Erstfeldergneises. Der eingeklemmte Sedimentkeil weist eine verkehrte Serie auf. Über dem weisslich anwitternden Hochgebirgskalk des Malm folgen 5 Meter mächtig die blaugrauen Kalke des Argovien. Darüber erscheinen stark zerquetscht die Zwischenbildungen mit einer Mächtigkeit von ca. 3 Metern. Einigermassen deutlich erkennt man darin noch die eisenschüssigen Sandsteine des unteren Dogger. Darüber ist der Quarzporphyr aufgeschoben. Wie auf der Windgällenseite ist auch hier die Grenzschicht des Sedimentes von sekundär gebildeten Quarzadern durchzogen.

Tabelle I.
Prozentualer Anteil (Volumprocente) der Hauptgemengteile der Quarzporphyre

Nr.	Varietät und Fundort	Ortho- klas	Plagio- klas	Quarz	Grund- masse
1	Heller Quarzporphyr	8	6	8	78
	Bänderstock	37	26	37*)	
2	Heller Quarzporphyr	8	6	11	75
	Riemenen (Düssinordwestwand)	34	22	44*)	
3	Übergehend in porphyrische Typen, massig, Griesental	15	10	1	74
		59	39	2*)	
4	Schwach porphyrischer Typ, Tscharrenlücke	17	12	2	69
		54	40	6*)	
5	Porphyrische Varietät Riggwald	20	15	—	65
		58	42	—*)	
6	Porphyrische Varietät Rinderbühl	20	27	—	53
		43	57	—*)	
7	Quarzporphyr als Scholle im dunklen Quarzporphyr, Regensaldenzug	11	8	15	66
		32	25	43*)	
8	Quarzporphyrscholle im dunklen Quarzporphyr, Bänderstockwestseite	13	2	15	70
		42	8	50*)	
9	Dunkler Quarzporphyr, schwach verschiefert, Tscharrenwand	14	4	12	70
		47	12	41*)	

*) Prozentualanteil von Orthoklas, Plagioklas und Quarz auf 100 % Einsprenglinge.

II. Die dunklen Quarzporphyre und die darin enthaltenen Karbonreste

Die Porphyrmasse des Tscharren wurde um die Jahrhundertwende von KOENIGSBERGER (17) und STAUB (39) untersucht. Auch

PFLUGSHAUP (32) hat in seiner Arbeit diese Gesteine genau beschrieben. Alle drei Autoren sind der Ansicht, dass Quarzporphyre, Tuffe und Aschen sowie Karbonsedimente am Aufbau der Serie beteiligt sind, und geben das Alter als oberes Karbon, eventuell unterstes Perm an.

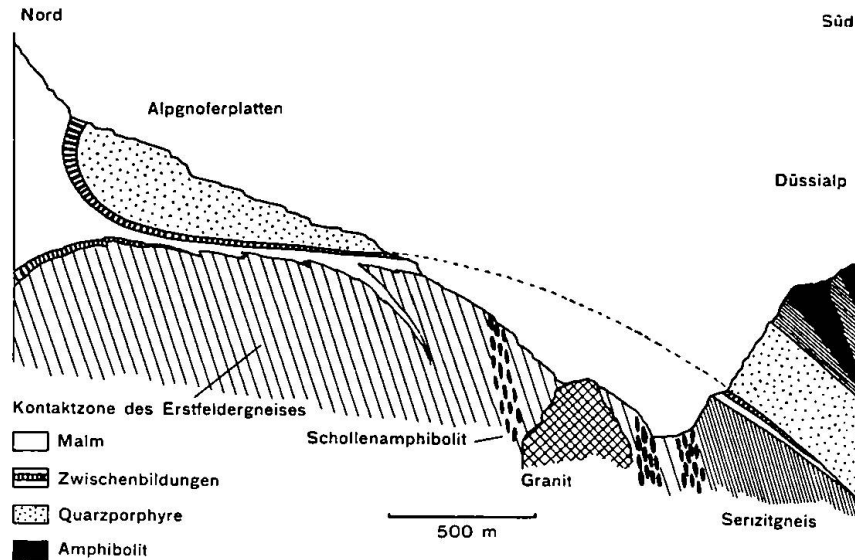


Fig. 5. Profil zwischen Düssialp und den Alpgnoferplatten

Die dunklen Quarzporphyre unterscheiden sich von den hellen durch ihre dunkelgraue, oft sogar beinahe schwarze Farbe. Sie sind meist einsprenglingsarm. Rundliche, 1–2 mm grosse Quarzkörner sind noch relativ häufig zu erkennen, während Feldspateinsprenglinge schon sehr selten auftreten. Im Profil des Tscharren, wo die Mächtigkeit ca. 300 m beträgt, kann man alle Übergänge von massigen Horizonten bis zu serizitreichen, verschieftern Typen erkennen. Probe Nr. 9 zeigt die Zusammensetzung eines der spärlichen massigen Horizonte. Diese sind meist nur einige Meter mächtig und gegenüber den einsprenglingsarmen Schichten scharf abgegrenzt. Die Dünnschliffuntersuchung zeigt nichts wesentlich Neues. In einer sehr feinkörnigen Grundmasse können nur noch die grösseren Körner bestimmt werden. Quarz, viel Serizit und etwas Feldspat sind enthalten. Einsprenglinge von rundlichen Quarzen, Kaliumfeldspäten, die oft schwach albitisiert sind, und von mittelgrossen Oligoklasalbitkristallen sind darin eingestreut.

Im dunklen Quarzporphyr sind sehr häufig Schollen fremder Gesteine enthalten. Oft sind diese elliptisch gestreckt, dann wieder besitzen sie eckige Form. Die Grösse kann zwischen einem Meter und einem Zentimeter variieren. Oft treten die Schollen vereinzelt

auf, dann wieder sind sie in einzelnen Schichten angereichert. Seltener sind richtiggehende Schollenhorizonte, die eine Mächtigkeit von ca. 2 m erreichen und sich im Streichen bis 150 m verfolgen lassen. In diesen Horizonten variiert die Größe und Form der Brocken stark. Häufig sind die einzelnen Brocken ganz schwach linsig ausgequetscht oder nur schwach gerundet. Auch eckige Bruchstücke sind eingestreut. Von der nussgrossen Komponente bis zum metergrossen Block sind alle Übergänge vorhanden. Am häufigsten ist ein Durchmesser von 10 cm. Das Bindemittel, dessen Volumen ca. $\frac{1}{3}$ des Gesteines ausmacht, besteht aus stark verschiefertem, dunklem Quarzporphyr.

Die nur vereinzelt im dunklen Quarzporphyr auftretenden Schollen sind meist Quarzporphyrbrocken der hellen Varietät. Im Dünnschliff erkennt man deutlich die porphyrische Struktur. Die Ausbildung der Einsprenglinge und der Grundmasse sowie deren Mengenverhältnis stimmen mit denen der Quarzporphyre der hellen Varietät gut überein (Proben 7 und 8). Seltener sind Schollen der granitischen Randfacies anzutreffen.

Die Horizonte sind nach unten ziemlich scharf abgegrenzt, während sie nach oben eher allmählich in den normalen dunklen Quarzporphyr übergehen.

Eine sehr verbreitete Varietät des dunklen Quarzporphyres sind fleckige Quarzporphyre. Diese weisen immer eine mehr oder weniger ausgeprägte Schieferung auf. Im normalen dunklen Quarzporphyr sind hellgraue, oft beinahe weisse Linsen einer makroskopisch dichten Masse eingelagert. Die Abgrenzung der einzelnen Linsen gegenüber der Grundmasse ist scharf. Meist sind die Linsen elliptisch gestreckt, so dass der grösste Durchmesser mit der Schieferungsrichtung des Gesteins zusammenfällt. Die Grösse der hellen Partien kann bedeutend variieren. Meist sind sie 1—2 cm lang und 2—3 mm dick. In der Gipfelpartie des Tscharren sind die Linsen extrem stengelig ausgequetscht, so dass der grösste Durchmesser oft 20 cm erreicht. Bei schwächer deformierten Linsen kann deren Dicke über 2 cm betragen. Diese Linsen sind in einer dunklen Masse des normalen dunklen Quarzporphyres eingebettet, die Quarz, seltener auch Feldspateinsprenglinge führt. An einigen Stellen kann man den Übergang des normalen dunklen Quarzporphyres in die fleckige Varietät gut verfolgen. Zuerst treten einzelne kleine, helle Linsen auf, die sowohl an Ausdehnung wie an Zahl allmählich zunehmen. Das Volumenverhältnis der Linsen zum Anteil der „Grundmasse“ entspricht in den extremsten Fällen ca. 4:1.

Auch in diesen fleckigen Porphyren treffen wir die bereits beschriebenen granitischen und quarzporphyrischen Schollen an. Die hellen Linsen umfliessen die Schollen stromlinienförmig (Fig. 6). Im Dünnschliff ist der Unterschied zwischen den hellen Linsen und der dunklen Grundmasse des Porphyres erstaunlich gering. Diese entspricht in Bezug auf den Mineralbestand, Korngrösse, Struktur und Textur genau dem beschriebenen dunklen Quarzporphyr. Die hellen Linsen sind auch im Dünnschliff von der Grundmasse, in der sie eingebettet sind, scharf abgegrenzt. Das Korn der Linsen ist

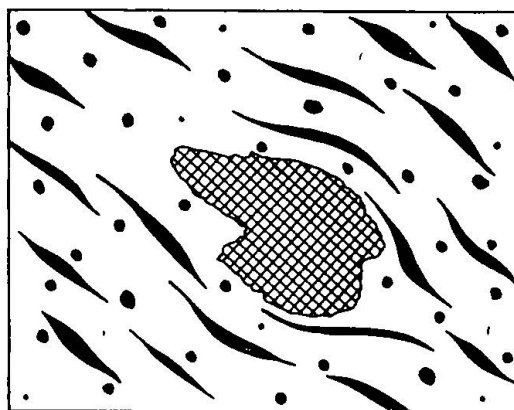


Fig. 6. Granitische Scholle in der fleckigen Varietät des dunklen Quarzporphyres. Die hellen Linsen umfliessen die Scholle stromlinienförmig. Schwarze Tupfen = Quarzeinsprenglinge (ca. nat. Grösse)

aber noch feiner als das des Porphyres und besteht, soweit eine Bestimmung möglich ist, zum grössten Teil aus Quarz. Daneben treten etwas Feldspat und vereinzelte Serizitschüppchen auf. Ganz selten sind einzelne grössere Feldspatrelikte eingebettet. Der Hauptunterschied zwischen dem Mineralbestand der Linsen und dem des übrigen Gesteins besteht darin, dass in den Linsen kaum Serizit erkennbar ist, im Gestein dagegen sehr reichlich.

An einigen wenigen Stellen findet man schmale Partien des fleckigen Porphyres, dessen helle Flecken noch nicht zu Linsen ausgequetscht sind, sondern als ca. cm-grosse, schwach gerundete Bruchstücke im Tscharrenporphyr liegen. Die mikroskopische Untersuchung dieser Bruchstücke zeigt, dass sie aus einem feinkörnigen Gefüge von Quarz und Albit sowie etwas Orthoklas bestehen. Sämtliche Mineralien sind xenomorph. Oft ist eine Pflasterstruktur, manchmal eine Verzahnung der einzelnen Gemengteile vorhanden. Melanokrate Mineralien fehlen gänzlich. Auf kurze Distanz, oft im Handstück, kann man den Übergang von den hellen Bruchstücken zu den beschriebenen hellen Linsen verfolgen.

Bevor wir uns mit der Entstehung und mit dem Alter der dunklen Quarzporphyre beschäftigen, ist es nötig, die darin auftretenden Sedimentreste karbonischen Alters kennen zu lernen. Schon frühzeitig wurden die Lokalitäten, bei denen Gesteine des Karbons aufgeschlossen waren, genauer untersucht. ALB. HEIM (12) beschrieb die Lokalität des Bristenstäfeli am Bristenstock, wo in hellen und dunkeln verschieften Quarzporphyren schwarze Tonschiefer mit einem linsig zerrissenen Anthrazitflötz anstehen. Die am Bifertengrätli östlich des Tödi gelegene Karbonmulde wurde von ESCHER (6) bearbeitet. Pflanzenfunde ermöglichten, die schwarzen Tonschiefer im Stephanien einzuordnen. Gesteine des Oberkarbons sind also in dieser Mulde nachgewiesen. Ein weniger bekanntes Vorkommen liegt im Windgällenporphyr in der Gegend des unteren Furkeli und wird von SCHMIDT (34) erwähnt. Nach den neueren Untersuchungen durchziehen zwei Karbonmulden das Aarmassiv. Die nördliche führt vom Bifertengrätli zum kleinen Tödi, streicht hier in den nördlichen Quarzporphyrzug, dem sie nach KOENIGSBERGER (17) bis nach Guttannen folgt. Das Karbon des unteren Furkeli und des Bristenstäfeli gehören diesem Zuge an. Die südliche Mulde, deren Karbon nur wenig mächtig und lückenhaft ausgebildet ist, verläuft im südlichen Quarzporphyrzug, der sich vom Rossbodenstock über Weitenalp in den Tscharren fortsetzt. Am Rossbodenstock ist das Karbon als dunkelgrauer Schiefer und Phyllit von nur einigen dm Mächtigkeit in den Porphyren eingeschlossen. Nach Osten löst sich dieser Zug in einzelne Linsen und Fetzen auf.

Im dunklen Quarzporphyr am Bänderstock und am Tscharren selbst sind nur noch einige Tonschieferfetzen und Kalkschollen erhalten geblieben. Die Tonschieferlinsen sind selten länger als 5 m, und ihre Mächtigkeit wechselt zwischen 1 m und 20 cm. Sie bestehen aus einem schwarzen, sehr feinen Tonschiefer, der sich aus viel Serizit, etwas Quarz und ca. 3 % kohligen Pigment zusammensetzt. Diese Linsen liegen eingebettet im dunklen Quarzporphyr. Randlich sind folgende Erscheinungen zu beobachten: Der Porphyr dringt auf der Schieferungsfläche etwas in den Tonschiefer ein und blättert diesen auf. Einzelne kleine Tonschieferfetzen haben sich von der Linse losgelöst und sind in nächster Nähe im dunklen Quarzporphyr eingebettet. An der Grenze einiger Schieferlinsen hat eine innige Vermischung von Tonschiefermaterial mit dem Porphyr stattgefunden, so dass im Handstück Kristalleinstreuungen in einem vorwiegend sedimentogenen Substrat vorliegen, und sich eine gewisse Ähnlichkeit mit Tuffen bemerkbar macht. Diese Randzone ist jedoch

nur 10—20 cm mächtig. Die cm-grossen eingestreuten Kristalle sind idiomorphe Kaliumfeldspäte, die sehr stark perthitisch entmischt sind. Fast immer sind sie nach dem Karlsbadergesetz verzwillingt. Im Tonschiefer selbst sind randlich keine Veränderungen zu bemerken. Weder eine Kornvergrößerung noch eine Mineralneubildung hat stattgefunden. PFLUGSHAUPT (32) hat indessen an einzelnen Linsen eine Frittung beobachten können.

Neben diesen Tonschiefern treten in einzelnen Horizonten kleine Karbonatschollen auf, die ebenfalls zum Karbon gerechnet werden müssen. Meist sind sie linsig ausgequetscht, seltener ist ihre eckige Form erhalten geblieben. Die grössten Komponenten sind etwa faustgross, die kleinsten höchstens 0,5 cm. Die mikroskopische Untersuchung ergab, dass die Schollen aus grobspätigem, eisenhaltigen Calcit bestehen. Daneben treten noch Quarz und selten einzelne Feldspäte auf. Die Zusammensetzung entspricht einem eisenschüssigen, sandigen Kalk. In diesen Schollen ist eine deutliche Kornvergrößerung des Calcits zu erkennen, ohne dass Kontaktminerale gebildet wurden.

Die dunklen Quarzporphyre selbst sind eingelagert in die hellen Quarzporphyre. Besonders schön ist dies an der Gamsplangg zu sehen. Unter dem dunklen Quarzporphyr liegt ein heller Porphyr, der an den Serizitgneis grenzt. Auch nach oben wird die gesamte Serie von einem einsprenglingsreichen hellen Quarzporphyr begrenzt, der zwischen dem dunklen Quarzporphyr und dem Granit eine durchgehende Zone bildet. Die Grenze zwischen den beiden Porphyrvarietäten ist meist auch alpine Schubfläche. An einigen Stellen, wo der Kontakt nicht gestört ist, kann man beobachten, wie die beiden Varietäten fingerartig ineinandergreifen.

Eindeutig lässt sich das Alter der dunklen Quarzporphyre mit Hilfe der verschiedenartigen Schollen bestimmen. Der dunkle Quarzporphyr ist jünger als der helle, da er Schollen der hellen Varietät führt. Bei der Intrusion des dunklen Quarzporphyres durch den schon erstarrten Granit und hellen Quarzporphyr hindurch und ihm entlang wurden aus der Tiefe Granit- und Porphyrschollen mitgerissen. Die eingeschlossenen Tonschieferlinsen und Kalkschollen, die dem oberen Karbon angehören, erlauben, das Alter noch genauer zu präzisieren. Die Intrusion der jüngsten hercynischen Eruptivgesteine, als welche die dunklen Quarzporphyre aufzufassen sind, fällt ins oberste Karbon, vielleicht ins unterste Perm.

Die gesamte Serie der Tscharrenporphyre ist schon verschiedentlich untersucht worden. Die Ansichten der verschiedenen Au-

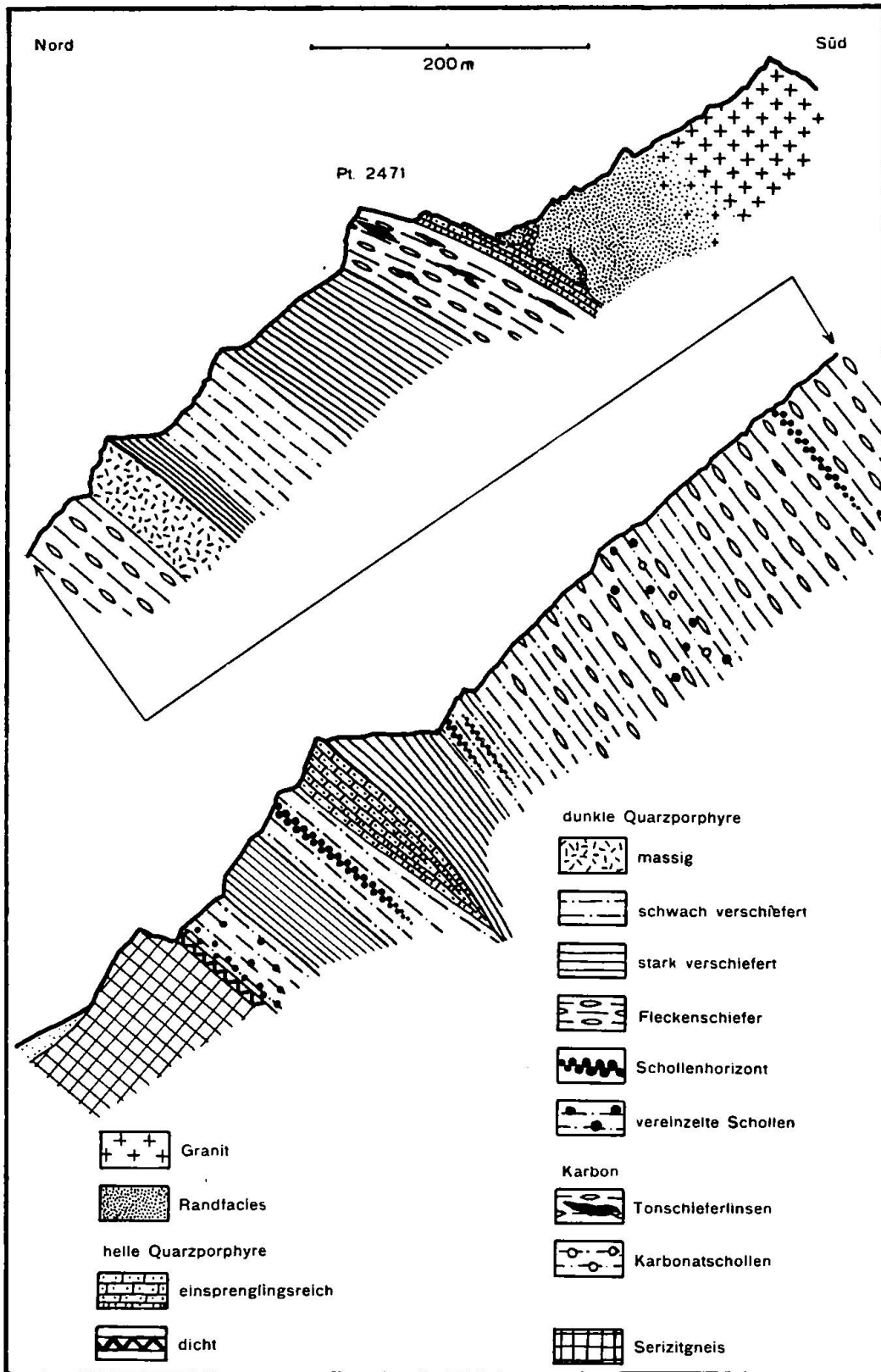


Fig. 7. Profil durch die hellen und dunklen Quarzporphyre des Tscharren zwischen Grieserental und dem Oberalpstocknordgrat

toren widersprechen sich zum Teil. HEIM (12) und SCHMIDT (34) sind der Ansicht, dass die fleckige Varietät des Porphyres einem ausgewalzten Karbonkonglomerat entspräche. Auch STAUB (39) fasst einen Teil der eigenartigen Gesteine als Konglomerat auf. Daneben scheidet er noch Porphyrtuffe aus. PFLUGSHAUPT (32) hat als erster die Serie genau untersucht und versucht, den Tuffcharakter der Fleckenporphyre zu beweisen. Die hellen Linsen stellen nach ihm Lapilli dar, die später ausgewalzt wurden. Auch Glaslapilli, die bei der Verschieferung entglast wurden, seien eingestreut. Die dunkle Farbe der dunklen Quarzporphyre sei dadurch entstanden, dass ein wesentlicher Teil des Karbon durch die Ergüsse resorbiert wurde. Ich will hier eine Stelle aus PFLUGSHAUPTS (32) Arbeit wörtlich zitieren, da sie seine Ansicht am besten wiedergibt:

„Die Entstehungsgeschichte dieses so mannigfaltigen Gesteinskomplexes mag wie folgt zusammengefasst werden: In der Mittel- und Oberkarbonzeit lagerten sich in Mulden die anthrazitführenden Tonschiefer ab, die durch die zweite herzynische Faltung bereits in Mitleidenschaft gezogen wurden. Im Oberkarbon fand die Eruption des Aaregranites statt, von welchem möglicherweise noch Gerölle in den Tonschiefer hineingerieten und zur Bildung von Konglomeraten führten. Gegen den Schluss der Karbonperiode oder zu Anfang des Perm ergossen sich Quarzporphyre in und auf diese Sedimente und bewirkten eine geringe Kontaktmetamorphose derselben. An einigen Stellen wurde die Gastension im porphyrischen Restmagma infolge partieller Auskristallisation (Kristallisationsdestillation!) und mächtiger Überlagerung so gross, dass es zur explosionsartigen Effusion kam. Granite und Porphyrbrocken, Tonschieferfetzen und feinverteiltes Porphyrmaterial flogen miteinander in die Luft und bildeten die vulkanischen Tuffe des Tscharrrengrates und der andern genannten Lokalitäten. Der Gedanke, dass diese Tuffe z. T. submarin entstanden seien, ist vielleicht nicht ganz von der Hand zu weisen, jedoch lassen sich dafür keine sicheren Beweise erbringen. Offenbar haben mehrere Explosionen stattgefunden, zwischen welchen sich jeweils wieder normale Quarzporphyre ergossen (Wechselagerung von Porphyr und Tuff!). Da wo die Tscharrengesteine an die aplitische Randfacies des Granites stossen, befindet sich ein extrem saurer weisser Quarzporphyr, der wohl den letzten porphyrischen Resterguss darstellt.“

Nach genauen Feld- und Laboratoriumsuntersuchungen der Quarzporphyre und besonders der dunkeln Quarzporphyre bin ich zur Ansicht gelangt, dass die gesamte Serie weder Ergussgesteine noch eingelagerte Tuffe enthält, sondern mächtigen Lagergängen entspricht. In dem heute aufgeschlossenen Niveau stehen intrusive und nicht extrusive Gesteine an. Die Ablagerungen des oberen Karbon wurden durch die zweite hercynische Faltung in die Schieferhülle des Massives eingefaltet. Die beiden Muldenzüge, die in ihrem Kern als jüngstes Glied Schichten der Saarbrückenerstufe eingeschlossen

enthalten, entstanden durch diese Faltungsphase. Die Mächtigkeit des Karbon in dem heute aufgeschlossenen Niveau muss jedoch gering gewesen sein, wahrscheinlich handelte es sich nach der Faltung nur um zerdrückte Linsen, sonst wären am Tscharren nicht nur vereinzelte Fragmente erhalten geblieben. Während oder kurz nach der Faltung intrudierte der Aaregranit, dem die quarzporphyrischen Nachschübe folgten. Diese benutzten zu ihrer Intrusion die vorhandenen Schwächezonen der Überdachung. Als solche müssen wir im Untersuchungsgebiet die beiden Karbonmulden betrachten. Ein erster Schub leukogranitischen Magmas, der hauptsächlich der Grenze des Granites folgte, bildete die hellen Quarzporphyre. Diesen entlang und durch diese hindurch erfolgen weitere Nachschübe. Dabei wurden Brocken des Granites, seiner Randfacies und des schon erstarrten hellen Porphyres mitgerissen. Sie treten heute als Schollen im jüngsten Gestein auf. Bei heftigen Intrusionen war die Zahl der Schollen eine grosse, die dann durch ein Absinken an die untere Grenze der Teilintrusion zur Bildung der Schollenhorizonte führte. Der Karbonlinsenzug wurde durch die Intrusion zerrissen, und nur noch einzelne Bruchstücke sind am Tscharren erhalten geblieben. An der Grenze der Tonschieferlinsen besitzt der dunkle Quarzporphyr oft ein tuffartiges Aussehen, doch ist diese schmale Zone als Kontakt zwischen Schiefer und Porphyr aufzufassen. Wie die Analyse eines schwach fleckigen dunklen Quarzporphyres zeigt, handelt es sich bei diesem dem Chemismus nach um ein reines Eruptivgestein. Eine Resorption von sedimentogenem Material ist chemisch nicht nachweisbar. Die dunkle, oft schwarze Farbe der Quarzporphyre mag durch die Feinheit des Kornes sowie den Mineralbestand bedingt sein. HUBER hat im Granit Ultramylonite untersucht, deren chemische Zusammensetzung einem Granit entsprach, und die infolge des feinen Kornes vollkommen schwarz gefärbt sind. In einzelnen Schlifften des Porphyres kann man auch erkennen, dass feine Biotitschüppchen in besonders dunklen Partien angereichert sind.

Was nun im speziellen die fleckige Varietät (Beschreibung Seite 71) der dunklen Quarzporphyre betrifft, sei auf die folgende mögliche Entstehungsweise aufmerksam gemacht: Die granitische Schmelze gelangte vor der eigentlichen Intrusion in oberflächennähere Räume. Infolge der Abkühlung setzte die Kristallisation ein. Feldspat und Quarzkristalle schieden sich aus und ballten sich zu losen Nestern zusammen, ohne jedoch ein zusammenhängendes Kristallaggregat zu bilden, denn die Restschmelze war immer noch vorhanden (in den Quarzporphyren der Windgälle kann man solche Kristall-

anhäufungen beobachten). Durch neu aufsteigende Schmelze aus tieferem Niveau, die eine höhere Temperatur besass, wurde die eigentliche Intrusion eines Schubes ausgelöst. Der Kristallbrei wurde zerfetzt und erfüllte stellenweise die neu zugeführte Schmelze. Schon bei der Intrusion dieser stark viskosen Masse wurden die Kristallanhäufungen durch die Fliessbewegung linsig ausgepresst. Eine schwache Verschieferung nach der Erstarrung der gesamten Masse führte zur Zertrümmerung der Kristalle in den Linsen. Nur an einigen Stellen sind uns diese Kristallanhäufungen erhalten geblieben. Schollen, die sich in den fleckigen Porphyren befinden, werden von den hellen Linsen stromlinienförmig umflossen, ohne dass sie selbst irgendwie deformiert worden wären. Auch die Quarzeinsprenglinge in der Zwischenmasse der Linsen sind intakt, ohne eine Beanspruchung durch eine spätere Verschieferung zu zeigen.

III. Der Chemismus der Quarzporphyre

Im Auftrage der geologischen Kommission wurde im Sommer 1945 die Masse des Windgällenporphyres von H. M. HUBER untersucht. Um die chemische Zusammensetzung der einzelnen Varietäten zu ermitteln, wurden drei Gesteinsproben (Nr. 1, 2, 3) am min.-petr. Institut der E. T. H. analysiert. Zu Vergleichszwecken wurden drei weitere Analysen (4, 5, 6) von Quarzporphyren der Südseite des Maderanertales ebenfalls von J. JAKOB für die geologische Kommission ausgeführt.

Die Zusammenstellung der gesamten Analysen der Eruptivgesteine des Aarmassivs zeigt, dass diese vorwiegend der Kalkalkalireihe angehören, und dass das Massiv eine pazifische bis schwach mediterrane Provinz beherbergt. Folgende Abweichungen sind gegenüber der Kalkalkalireihe festzustellen: Die Differenz $al-alk$ ist recht klein, auch die Werte für c sind sehr gering. Die alk -Werte sind wesentlich höher als normal, wobei besonders die k -Werte recht hoch liegen. Das Diagramm der Eruptivgesteine des Massives zeigt deutlich Tendenzen, wie sie der Kalireihe eigen sind.

Um die Zusammensetzung der 6 Proben von Quarzporphyren des Maderanertales mit dem Chemismus der Granite und Quarzporphyre des Massives vergleichen zu können, wurden 12 Granit- und 5 Quarzporphyranalysen (25) hinzugefügt, deren Proben dem östlichen Teil des Aarmassives entstammen.

Tabelle II.

Analysen des Windgällenporphyres und der Quarzporphyre des Maderanertales

	1	2	3	4	5	6
Fund-ort	Südsporn Windgäll. Westgrat	Südsporn Windgäll. Westgrat	Schwarz- horn, Kl. Windgäll.	Tscharren	Griesertal	Rinderalp
Gestein	Monzoni- tischer	Porphyri- tischer	Roter Quarz- porphyr	Dunkler Qz-porphyr	Porphyri- scher	Porphy- ritischer
SiO ₂	67,80	67,56	69,13	71,02	71,20	67,71
TiO ₂	0,31	0,40	0,35	0,32	0,30	0,35
Al ₂ O ₃	15,09	15,90	15,68	13,90	13,73	15,84
Fe ₂ O ₃	1,05	1,11	2,12	0,52	0,34	0,74
FeO	2,09	1,90	0,47	2,19	1,87	2,09
MnO	0,03	0,02	0,02	0,02	0,02	0,02
MgO	0,60	0,67	0,11	0,13	0,13	0,60
CaO	1,05	0,73	0,43	0,97	0,84	1,27
Na ₂ O	5,30	4,57	5,32	4,95	3,67	5,88
K ₂ O	5,28	6,27	6,07	4,72	6,67	4,37
+H ₂ O	1,42	1,02	0,64	1,22	1,21	1,21
—H ₂ O	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
P ₂ O ₅	0,08	0,06	0,05	0,05	0,06	0,04
CO ₂	0,00	0,00	0,00	Spuren	0,00	0,00
Summe	100,10	100,21	100,39	100,01	100,04	100,12

Analytiker: J. JAKOB.

Molekularwerte nach P. NIGOLI

si	309	308	332	365	379	302
al	40,5	43	44,5	42,5	43	42
fm	15,5	15,5	10	12	10,5	14
c	5	3,5	2,5	5,5	5	6
alk	39	38,5	43,5	40	41,5	38
k	0,40	0,48	0,43	0,38	0,55	0,33
mg	0,26	0,29	0,06	0,08	0,09	0,29
ti	1	1,7	1,6	1,1	1	1,5

Tabelle III.

Analysen von Graniten und Quarzporphyren des Aarmassives (östlich der Grimsel)

Nr.	Gestein	Fundort	Nr. in Lit.
7	Granit	Felliruchen (Fellital)	49
8	„	Fellibrücke (Reusstal)	48
9	„	Bristenseeli (Bristenstock)	51
10	Quarzporphyr	Legni (Maderanertal)	112
11	„	Sellenertal (Witenalpstock)	111
12	„	Witenalp (Etlital)	113
13	„	Tödinordwand	150

Nr.	Gestein	Fundort	Nr. in Lit. 25
14	Granit	Gurtnellen	280
15	„	Wassenerwald (bei Gurtnellen)	47
16	„	Val Strem	281
17	„	Val Acletta	285
18	„	Am Bühl (Göschener Tal)	46
19	„	Bodmenhütte (Voralptal)	45
20	„	Spitzberge (Göschener Alptal)	277
21	„	Maienwang bei Gletsch	38
22	„	Grimsel	35

Nigglwerte der Granite und Quarzporphyre

Granite:

Nr.	si	al	fm	c	alk	k	mg
7	408	45	12,5	4	38,5	0,52	0,34
8	377	43,5	15	8	33,5	0,48	0,36
9	309	42	16	8	34	0,45	0,31
14	454	45,5	10	4,5	40	0,43	0,07
15	395	45	11	6	38	0,46	0,06
16	383	47	10	8,5	34,5	0,44	0,35
17	369	45	12,5	9,5	33	0,43	0,39
18	357	41,5	15,5	9,5	33,5	0,50	0,06
19	395	40	10	6,5	43,5	0,43	0,15
20	417	42,5	20	6,5	31	0,41	0,30
21	468	47	12	3	38	0,53	0,06
22	252	38	21	13,5	26,5	0,29	0,31

Quarzporphyre:

10	360	42	20	4,5	33,5	0,47	0,39
11	371	42,5	15,5	9,5	33,5	0,37	0,29
12	419	44,5	11,5	7	37	0,49	0,06
13	381	44	8	16	32	0,22	0,20

Betrachtet man die hier zusammengestellten Analysen im QLM-Diagramm, so erkennen wir, dass der Grossteil der Granite sowie ungefähr die Hälfte der Quarzporphyre in das leukogranitische Feld der Kalkalkalireihe oder in seine unmittelbare Umgebung fallen. Die Hauptmasse der Granite ist ziemlich sauer und besitzt eine engadinitgranitische Zusammensetzung. Auch ein Teil der Quarzporphyre (11, 12, 13 und auch 10) besitzen z. T. den gleichen oder zum mindesten einen sehr ähnlichen Chemismus wie die Granite. Der kleine Quarzporphyrstock bei der Legni (10) zeigt neben den engadinitgranitischen Zügen noch granosyenitisch-rapakivitische Tendenzen.

Die drei Quarzporphyranalysen aus dem Gebiete der kleinen und grossen Windgälle (Nr. 1, 2, 3) sowie der porphyritische Quarzporphyr vom Rinderbühl (Nr. 6) unterscheiden sich im Chemismus

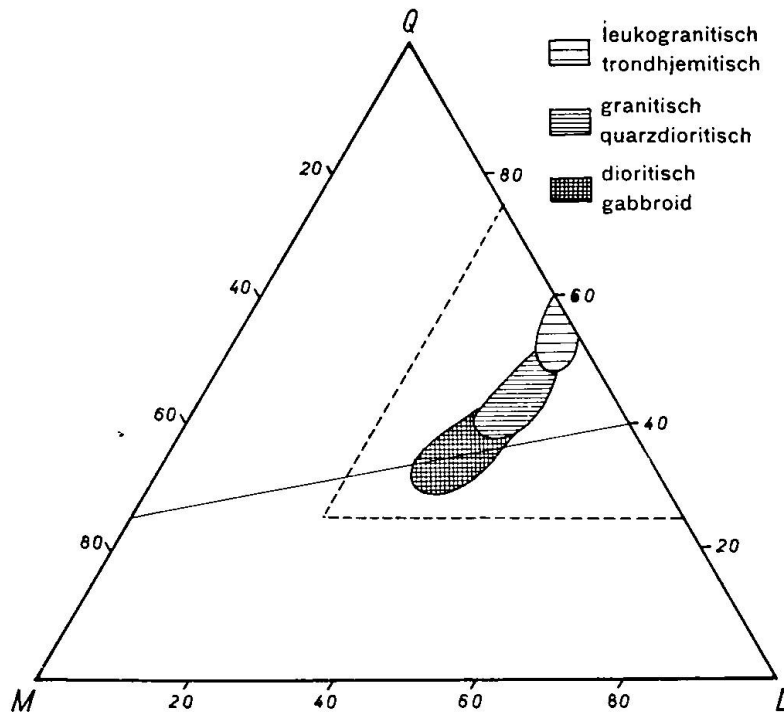


Fig. 8a. Hauptgesteine der Zirkumpazifischen Provinz im Q L M-Dreieck. Ferner ist der in Fig. 8b wiedergegebene Ausschnitt des Q L M-Dreiecks eingezeichnet

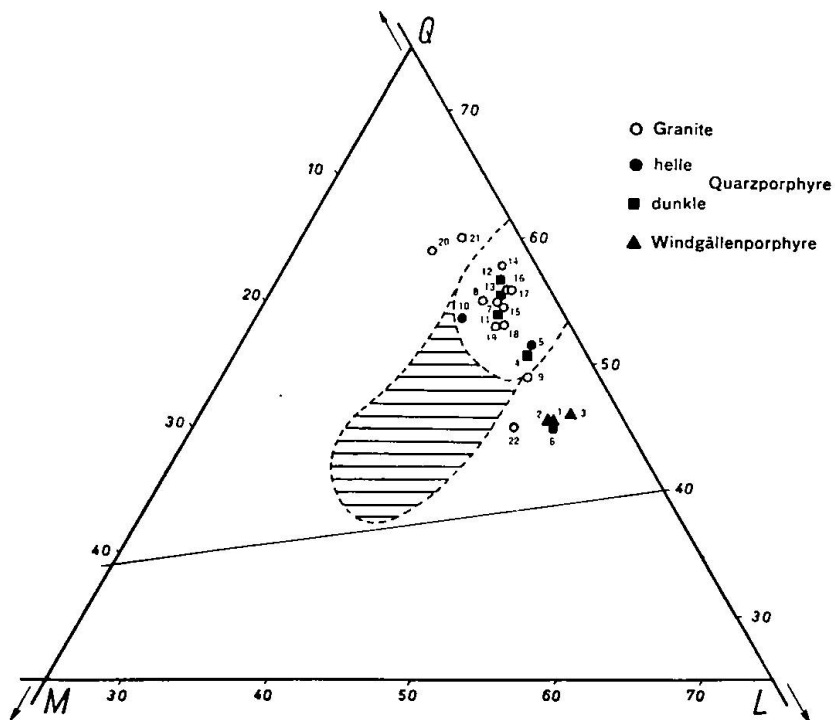


Fig. 8b. Einige Granite und Quarzporphyre des östlichen Aarmassives im Q L M-Diagramm

nur sehr wenig voneinander. Die Gruppe dieser vier Proben fällt etwas aus dem Feld der zirkumpazifischen Magmen heraus und nähert sich dem der Kalireihe, wie dies schon von andern Gesteinen des Aarmassives bekannt ist. Die Proben dieser Gruppe besitzen einen normalalkaligranitischen Chemismus (1, 2, 3), der mehr oder weniger deutlich kalinordmarkitische Merkmale aufweist. Probe Nr. 6 dagegen zeigt recht deutlich engadinitgranitische Grundzüge.

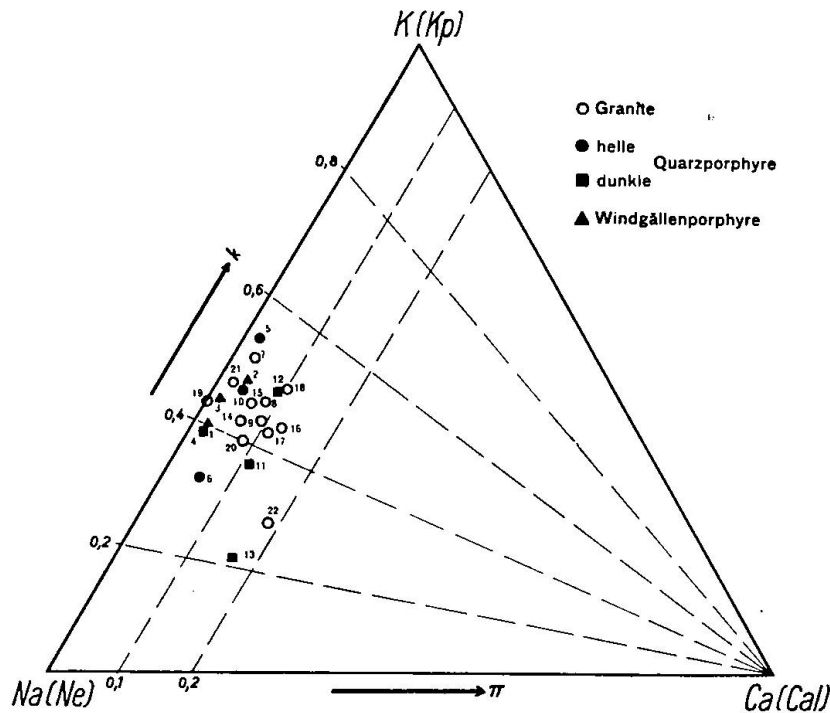


Fig. 9a. Granite und Quarzporphyre im Diagramm Kp-Ne-Cal

Die beiden Quarzporphyryproben 4 und 5 nehmen eine Mittelstellung zwischen den Graniten und den Quarzporphyren der Windgälle ein. Ihr Chemismus liegt zwischen dem engadinitgranitischen und dem normalalkaligranitischen Magma.

Wie aus den Darstellungen k-mg, Kp-Ne-Cal und Fo-Fa, Fs-Cs zu ersehen ist, handelt es sich bei den Quarzporphyren des Maderanertales nicht um eine Restschmelze, die durch eine weitere starke Differentiation des granitischen Magmas entstanden ist, sondern der Chemismus der Quarzporphyre unterscheidet sich von demjenigen der Granite nur geringfügig. In Fig. 9a erkennt man deutlich den grösseren K- und Na-Gehalt der Quarzporphyre gegenüber den Graniten, die einen etwas höheren c-Wert aufweisen. Auf den relativ hohen k-Wert ist schon hingewiesen worden. Im k-mg-Diagramm (Fig. 10) scheinen sich die Punkte um zwei Häufigkeits-

maxima zu scharen, deren mg -Werte 0,06 und ca. 0,35 betragen. Währenddem Werte von 0,35 als normal zu betrachten sind, weicht die Gruppe mit Werten von mg um 0,06 etwas von der üblichen Zu-

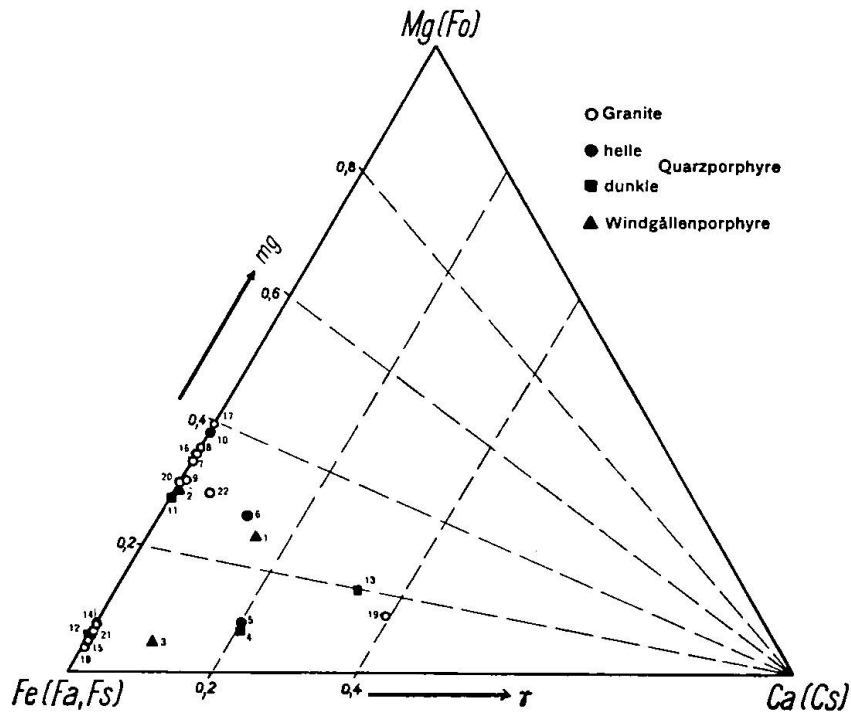


Fig. 9b. Granite und Quarzporphyre im Diagramm Fo-Fa, Fs-Cs

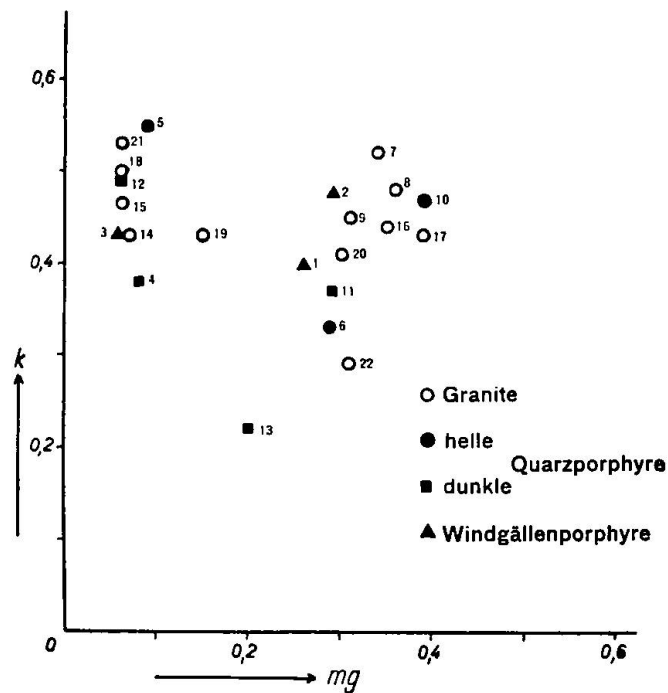


Fig. 10. k - mg -Diagramm der Granite und Quarzporphyre

sammensetzung ab. Auch diese Erscheinung ist an anderen Gesteinen des Massives beobachtet worden. Eine Beziehung zwischen dem Fundort und der Zugehörigkeit zu der einen oder der andern Gruppe konnte nicht ermittelt werden. Sowohl Granite wie Quarzporphyre der verschiedensten Fundorte treten in beiden Gruppen auf.

Die Analysen Nr. 4 und 5 geben die Zusammensetzung eines fleckigen, dunklen Quarzporphyres und eines massigen, einsprenglingsreichen hellen Quarzporphyres aus dem Griesertale an. Beide Analysen sind sich äusserst ähnlich (siehe Fig. 8b und 9b). Es sind keine Anzeichen vorhanden, dass der fleckige, dunkle Quarzporphyr (Nr. 4) tuffogenen Charakter besitzt, dass also neben dem magmatischen auch ein sedimentogener Anteil auftritt. Auch die Ansicht, dass die dunklen Quarzporphyre eine wesentliche Menge des Karbon resorbiert haben, was ihre dunkle Farbe verursacht hätte, wird durch die geringen Unterschiede im Chemismus der beiden Varietäten in Frage gestellt oder gar widerlegt.

ZUSAMMENFASSUNG

Am Aufbau der nördlichen Schieferhülle sind Serizitgneise, Serizitchloritgneise, Serizitalbitgneise und Serizitbiotitgneise beteiligt. Zwischen den einzelnen Typen sind mannigfache Übergänge vorhanden. Der grösste Teil dieser Serizitgneise und -Schiefer, die den Nordhang des Maderanertales aufbauen, sind Paragesteine, die sich aus tonigen Sanden, kalkarmen Mergeln und Arkosen gebildet haben. Aber auch Orthomaterial ist in der Schieferhülle vorhanden. An einigen Stellen erkennt man ältere Quarzporphyre und porphyrische Granite, die in Serizitgneis umgewandelt wurden. Eine zuverlässige Trennung von Ortho- und Para-Anteil stösst jedoch auf Schwierigkeiten. Eine Kontaktmetamorphose des Serizitgneises durch die Intrusion des Aaregranites oder der Quarzporphyre ist kaum zu bemerken.

In die nördliche Schieferhülle intrudierten basische Eruptiva von dioritischer, gabbroider und pyroxenitischer Zusammensetzung. Durch die mehrfachen Metamorphosen wurden diese Stöcke und Lagergänge in Amphibolite umgewandelt. Häufig sind sie von aplitischem und pegmatitischem Material durchadert. In den Schollenamphiboliten ist die Intrusion so stark gewesen, dass eigentliche Eruptivbreccien entstanden. Aufschmelzungserscheinungen und seltener auch Umwandlungen kann man an diesen Amphibolitschollen beobachten. In den nördlichen Schollenamphiboliten ist die aplitische Intrusion eher als saures Differentiat der basischen Eruptiva

zu deuten, während in den südlicher liegenden Komplexen oft der Zusammenhang mit dem zentralgranitischen Magma nachgewiesen werden kann.

Die Kontaktzone des Erstfeldergneises, die nördlich an die Serizitgneise anschliesst, ist ziemlich ausgedehnt und erstreckt sich vom Talgrund bis unter die Masse des Windgällenporphyres. Injektionsgneise, Mischgneise und feldspatisierte Serizitgneise sind an ihrem Aufbau beteiligt.

Von den herzynischen Intrusivgesteinen des Aarmassives sind Diorite, Granite und Quarzporphyre untersucht worden. Die Dioritmasse des Dössistockes-Fruttstockes kann als keilförmiges, nach oben sich erweiterndes Lager angesehen werden. Randlich ist oft eine etwas saurere, feinkörnige Randfacies entwickelt, die zum Teil etwas jünger ist als die Hauptmasse des Diorites. Die Intrusion erfolgte ohne starke Kontakteinwirkung. Die Ganggefölschaft ist nur spärlich entwickelt. Aplite, alsbachitische Gänge und Lamprophyre treten auf. Nach den Untersuchungen von PFLUGSHAUPT ist die Intrusion des Diorites etwas älter als die des zentralen Aaregranites.

In der Talsohle des Maderanertales sind zwei kleine Granitstöcke aufgeschlossen, die eine porphyrische Randfacies besitzen. Diese Gesteine sind bedeutend basischer als der zentrale Aaregranit und scheinen etwas älter als letzterer zu sein. Beide Vorkommen gehören der Gruppe der nördlichen Granite an und entsprechen vielleicht in ihrer Stellung dem Gasterngranit. Ein weiterer Stock bei der Hinterbalmalp, der von Quarzporphyren begleitet ist, gehört jedoch dem zentralgranitischen Magma an.

Der zentrale Aaregranit des Oberalpstockes entwickelte entweder eine porphyrische oder eine aplitische Randfacies, die beide allmählich in den normalen Granit übergehen.

Als jüngere Nachschübe des zentralgranitischen Magmas sind die verbreiteten Quarzporphyre aufzufassen, die sich in die älteren hellen Porphyre und in die jüngeren dunklen Quarzporphyre trennen lassen. Neben einer grossen Zahl von unbedeutenden Lagergängen, die im Serizitgneis und in den Amphiboliten auftreten, durchziehen zwei mächtige Quarzporphyrzüge den Nordhang des Maderanertales. Der nördliche streicht vom Bristenstäfeli über Herrenlimi ungefähr dem Rande des Talbodens entlang, um am Fusse der Dössinordwestwand eine beträchtliche Mächtigkeit zu erreichen. Der Ostteil dieses Quarzporphyrzuges ist als Fortsetzung des Windgällenporphyres erkannt worden. Der südliche Zug folgt der Grenze des Granites. In die hellen Quarzporphyre hinein und ihnen entlang intrudierten in

mehreren Schüben die dunklen Quarzporphyre. Beide Porphyrzüge folgen den beiden Karbonmulden, die durch die zweite herzynische Faltung gebildet wurden. Die Quarzporphyre benutzten diese Schwächezonen zur Intrusion. Karbonschieferfetzen und Schollen in den dunklen Quarzporphyren zeigen, dass die Intrusion nach der Einmündung des Karbons erfolgte. Wie die Felduntersuchungen und die Gesteinsanalysen der Quarzporphyrmasse des Tscharren zeigen, liegt diese im heute aufgeschlossenen Niveau als intrusive und nicht extrusive Masse vor. Das Auftreten von Tuffen mit einem sedimentogenen Anteil oder von Kristallaschen liess sich nirgends nachweisen.

Die Zusammenstellung von Analysen von Graniten und Quarzporphyren zeigt, dass der Unterschied im Chemismus recht gering ist. Leukokrate Magmen führten zur Bildung beider Gesteinsgruppen. Die Porphyre der Windgällenmasse unterscheiden sich etwas von den übrigen Quarzporphyren, da sie in verstärktem Masse Merkmale aufweisen, wie sie der Kalireihe eigen sind.

II. TEIL

Die alpinen Zerrklüftlagerstätten des Untersuchungsgebietes

Das Maderanertalgebiet ist durch schöne Funde alpiner Zerrklüftmineralien bekannt. Während der Feldbegehung wurde auf diese Bildungen geachtet, und es wurden die Funde mit denen in der Sammlung der E. T. H. und der reichhaltigen Privatsammlung von Herrn FR. WEBER verglichen. Aus der Fülle des Materials werden im wesentlichen nur die zwei wichtigsten Mineralparagenesen herausgegriffen und die Spezialparagenesen nur gestreift.

Die beiden wichtigsten Fundstellengruppen sind die TiO_2 -Paragenese in den Serizitgneisen der nördlichen Schieferhülle und die Amiant-Titanit-Paragenese in den Amphiboliten der gleichen Zone. Das für das Maderanertal besonders charakteristische Mineral der erstgenannten Paragenese ist der Brookit, dessen Besonderheiten eine eingehende Untersuchung erfuhren, deren Resultate im dritten Teil zusammengefasst sind.

1. KAPITEL: DIE TiO_2 -PARAGENESE

Die Felduntersuchungen ergaben, dass es zweckmässig ist, Fundstellen, deren Nebengestein, Mineralführung und Bau eine gewisse

Verwandtschaft zeigen, und die die drei charakteristischen Mineralien Anatas, Brookit und Rutil führen können, unter dem Sammelbegriff der TiO_2 -Paragenese zusammenzufassen. Der Begriff der TiO_2 -Paragenese deckt sich mit der von PARKER (24) aufgestellten Fundortgruppe 1a der „Mineralien der Schweizeralpen“.

1. Abschnitt: Die Mineralien der TiO_2 -Paragenese

In diesem Abschnitt sollen die einzelnen Glieder der Mineralvergesellschaftung behandelt werden. Die Untersuchungen beziehen sich hauptsächlich auf Erscheinungen, die in der Literatur noch nicht genügend geklärt waren. Vor allem dem Kristallwachstum, den Verwachsungen und den Umwandlungen wurde Beachtung geschenkt, da eingehende goniometrische Messungen kaum neue Resultate erwarten liessen.

A. Mineralien, die zugleich im Muttergestein der Fundstellen als Haupt- oder Nebengemengteil auftreten

1. Der Quarz. Er zeichnet sich durch seine Klarheit und sein Ebenmass aus. Die Kristalle erreichen mittlere Grösse und besitzen eine gedrungene Form. Recht häufig sind die Rhomboederflächen ungleichmässig entwickelt, beispielsweise so, dass das positive Rhomboeder vorherrscht und das negative stark zurücktritt. Ausser den Prismen- und Rhomboederflächen sind noch das Trapezoeder (51 $\bar{6}$ 1), die trigonale Dipyramide (11 $\bar{2}$ 1) sowie das Rhomboeder (30 $\bar{3}$ 1) entwickelt. Weitere Flächen sind selten.

Oft sind Chloriteinschlüsse in den Quarzkristallen vorhanden. Ein kurzer „Chloritregen“ überdeckt in der Endphase der Quarzkristallisation die im Wachstum begriffenen Individuen. Hauptsächlich in den Fundstellen des oberen Grieserntales, in denen Anatas reichlich entwickelt ist, sind die Chloriteinschlüsse im Quarz sehr häufig. Die Farbe des eingeschlossenen Chlorites kann zwischen dunkelbraun bis hellgraubraun schwanken. In manchen Fundstellen kam es zur Bildung der sogenannten Phantomquarze. Im Kristall bildete sich durch einen feinen Chloriteinschluss ein früheres Wachstumsstadium ab. Hie und da sind nur die Rhomboederflächen mit Chlorit bedeckt worden, was zur Bildung der Kappenquarze führte. Gedrehte Kristalle scheinen ganz zu fehlen, da weder von Strahlern noch bei den eigenen Untersuchungen je ein Exemplar gefunden wurde. Ein sonderbar ausgebildeter Kristall sei hier noch erwähnt. Die c-Achsenrichtung des ganzen, nach der einen a-Achse gestreckten Individuums ist die gleiche, währenddem die a-Achse ihre Richtung

kontinuierlich ändert. Die gross entwickelte Prismenfläche und die dazugehörige Gegenfläche sind also gedreht.

2. Der Adular. Auch der Adular gehört zu den häufigen Mineralien der Paragenese. Meist sind die Kristalle klein und wasserklar, seltener erreichen sie Dimensionen von 1 bis 2 cm in Richtung der c-Achse und besitzen dann die porzellanweisse Farbe. Als Flächen treten auf: (110), ($\bar{1}01$) mit der charakteristischen Streifung und (001). Oft sind die Kristalle stengelig nach der c-Achse gestreckt. Hauptsächlich im oberen Griesental können verschiedenartige Chloriteinschlüsse beobachtet werden. Im Kern ist ein braungrauer

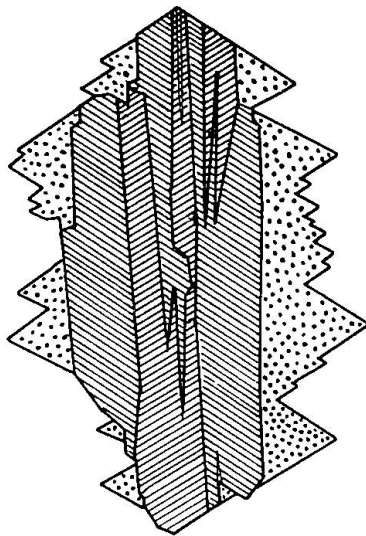


Fig. 11. Gesetzmässige Verwachsung von Albit (schraffiert) und Adular (punktiert). Schnitt senkrecht zur c-Achse (Vergr. ca. 15fach)

Chlorit eingewachsen, während ein späterer Einschluss in der Endphase der Adularentwicklung mattgrüne Farbe besitzt. Grössere Kristalle mit starkem Chloriteinschluss sind leicht verdreht. Häufig ist der Adular auf einzelnen Kluftflächen sehr stark angereichert, oft ist er sogar einziges Mineral.

3. Der Albit. Weit spärlicher als der Adular ist im allgemeinen der Albit entwickelt. In vereinzelten Fundstellen der Reusschlucht bei Intschi tritt der Natriumfeldspat indessen sehr häufig auf, währenddem der Adular vollkommen fehlen kann. Die Albite sind meist klein, wasserklar bis durchscheinend und besitzen einen tafeligen Habitus nach der (010)-Ebene. Meist sind die Kristalle nach dem Albitgesetz verzwilligt; Karlsbaderzwillinge sind seltener.

Interessant ist die Verwachsung von Albit mit Adular, die nicht nur im Gebiete des Maderanertales beobachtet wurde, sondern im

ganzen Aarmassiv und an weiteren Fundorten. Der tafelige, nach den erwähnten Zwillingsgesetzen verwachsene Albit bildet den Kern, während der Adular sich nach Abschluss des Albitwachstums gesetzmässig auf den Flächen (010) des Albit bildete (Fig. 11). Die c-Achsenrichtung der beiden Feldspäte sowie deren b-Achsen sind parallel. Treten Adular und Albit gemeinsam in einer Kluft auf, so sind sie fast immer verwachsen. Sehr verschieden ist der Grad der Adularentwicklung auf den Albiten. Häufig erkennt man nur mit einer starken Vergrösserung einzelne Adularleisten auf dem seitlichen Pinakoid des Albit, dann wieder ist der Adular scheinbar normal entwickelt, und erst bei näherem Zusehen erkennt man an Hand von Reflexen in dessen Kern den vollkommen überwachsenen Albitkristall. In den meisten Fällen sind nur die Flächen des seitlichen Pinakoides ganz von dem Kaliumfeldspat überwachsen (Fig. 11). Auf den andern Flächen des Albites konnte nie ein Aufwachsen von Adular beobachtet werden. Erst durch ein starkes Weiterwachsen der auf der {010}-Form gebildeten Partien kam es zum vollkommenen Einschliessen des Albites durch den Adular.

4. Der Calcit. Wohl keines der Mineralien der TiO_2 -Paragenese weist einen solchen Reichtum an verschiedenen Ausbildungen auf wie der Calcit. In einer Kluft, ja manchmal sogar auf einer Stufe, treten 2 bis 3 in Bezug auf Habitus und Tracht vollkommen verschiedene Varietäten auf. Es werden hier nur einige markante Typen ausgeschieden, zwischen denen oft Übergangsformen bestehen. Am häufigsten ist das Grundrhomboeder $\{10\bar{1}1\}$ für sich entwickelt, dessen Kanten manchmal schwach gerundet sind, was dem Kristall ein rundliches, schwach linsenförmiges Aussehen gibt. Eine andere Ausbildung besteht aus der Basis, dem Prisma $\{11\bar{2}0\}$ und dem Grundrhomboeder. Selten ist noch das flache, negative Rhomboeder als Kantenabstumpfung entwickelt. Eine dritte Gruppe, deren Habitus je nach dem Vorherrschen einzelner Flächen recht verschieden sein kann, wird durch die Kombination von $\{0001\}$, $\{01\bar{1}2\}$ und $\{11\bar{2}0\}$ gebildet. Selten treten auch vollkommen tafelige, papierdünne Kristalle auf, die eine unregelmässige, rundliche Begrenzung besitzen.

Durch Parallelverwachsung kleiner, kurzprismatischer Kristalle resultieren manchmal ganze Calcitstöcke, währenddem durch Aneinanderlagerung von flachen Calcitrhomboederchen kugelige Gebilde entstehen.

Die Farbe des Calcites ist meist weisslich bis gelblich trübe, oft schwach durchscheinend.

Auf einigen Klüften ist der sonst häufige Kalkspat nur sehr spärlich vorhanden oder fehlt ganz. Wie man an Wachstumsspuren von Calcitrhomboedern an Quarzkristallen erkennen kann, wurde der Kalkspat sekundär durch atmosphärisches Wasser, das in die oberflächennahe Kluft eindrang, herausgelöst. Oft findet sich an Stelle des Calcites eine dunkelbraune, poröse Masse, die nicht selten noch scharf rhomboedrische Form aufweist.

Die Verteilung der Calcitkristalle in der Kluft ist meist sehr ungleichmässig. In einzelnen Spalten kann das Carbonat vollständig fehlen, in andern wieder so stark angereichert sein, dass es oft die Kluftfläche und manchmal auch andere, früher gebildete Mineralien vollkommen überdeckt. Die Grösse der Kristalle ist recht verschieden. Meistens sind sie klein und erreichen höchstens einen Durchmesser von ca. 1 cm. Spärlicher sind Individuen von 2 bis 3 cm Kantenlänge, während solche von Faustgrösse schon zu den Seltenheiten gerechnet werden müssen.

In einzelnen Fundstellen trifft man oft Kristalle, die eine Zonarstruktur aufweisen. Der Kern, der die Form eines Rhomboeders besitzt, ist von einer Hülle umwachsen, die chemisch schwach vom Kern differiert. Auf allen Stufen ist zu beobachten, dass die Hülle der Zersetzung besser standgehalten hat als die innere Partie. Hie und da treten Calcite auf, deren Kern eben in Zersetzung begriffen ist. An Individuen, deren Hülle intakt war, sind keine Korrosionserscheinungen zu beobachten; zerschlägt man einen solchen Kristall, so erkennt man auf der Spaltfläche deutlich die Grenze zwischen Hülle und Kern. Die Färbemethoden nach HÜGI (15) versagten, da der Unterschied im Chemismus wahrscheinlich zu gering ist, um eine erkennbare Reaktion hervorzurufen. Mittels der Mikroanalysen (PARKER 30) gelang es, in der Hülle einen deutlichen Magnesiumgehalt nachzuweisen, während der Kern entweder aus reinem Calcit bestand oder höchstens Spuren von Magnesium enthielt. Dadurch ist auch der Umstand verständlich, weshalb die Hülle grössere Beständigkeit den Atmosphärien gegenüber aufweist, währenddem der Kern oft vollkommen zersetzt ist. Der etwas höhere Mg-Gehalt in der Hülle liesse sich folgendermassen erklären: Durch die Ausscheidung des Calcites wird die Kluftlösung calciumärmer, während sich Mg relativ anreichert. Dass die Lösung einen beträchtlichen Teil Magnesium enthält, wird durch die spätere Ausfällung des Ripidolithes bewiesen, der in den meisten Fundstellen recht häufig ist. In der letzten Phase der Calcitkristallisation verschiebt sich das Verhältnis Ca:Mg zu Gunsten von Mg, was zu Einlagerung

von Magnesiumatomen in das CaCO_3 -Gitter führt. An einzelnen Kristallen kann gleichzeitig mit dem Wechsel des Chemismus auch eine Änderung des Habitus beobachtet werden. Der Kern besitzt, wie schon erwähnt, die Form des Grundrhomboeders, während die Hülle durch Stoffanlagerung auf den Flächen $\{01\bar{1}2\}$, dem flachen negativen Rhomboeder, entstanden ist.

5. Der Chlorit. Analysen von Klüftchloriten haben gezeigt, dass es sich in der Regel um eisenreiche Prochlorite, sogenannte Ripidolithe, handelt (ORCEL 26). Analysen wurden keine durchgeführt, da die optischen Daten zur einwandfreien Bestimmung voll auf genügten.

Die Chloritbildung in den Klüften lässt oft verschiedene Stadien erkennen. An einem Brookitkristall wurden an Hand der Chloriteinschlüsse allein 5 verschiedene, zum Teil recht kurze Bildungsperioden ausgeschieden. Häufig sind auch Einschlüsse in Quarz und Adular. Die Hauptmasse des Chlorites entwickelt sich jedoch nach der Bildung der anderen Mineralien. Oft sind die Individuen der verschiedenen Kristallisationsphasen unterschiedlich gefärbt. Die Frühbildungen, die als Einschlüsse in Quarz und Adular auftreten, besitzen meist dunkelbraune, oft auch gelbgraue Farbe. Spätere Bildungen sind immer matt hellgrün gefärbt, während die Letztausscheidungen die normalen dunkelgrünen Farbtöne zeigen. In einzelnen Klüften ist der Chlorit infolge einer Zersetzung rotbraun gefärbt. Vermiculit tritt häufig auf. Die Letztkristallisationen, die oft die ganze Klüft ausfüllen, sind jedoch meist sehr feinkörnig entwickelt.

B. Die Titanmineralien

1. Der Titanit. Dieses zum Teil recht spärlich entwickelte Glied der Paragenese kann sehr verschieden auftreten, wechseln doch Habitus und Tracht sowie die Farbe von Fundstelle zu Fundstelle, wie dies PARKER (29) schon beschrieben hat.

Die folgenden Formen sind an Kristallen verschiedener Klüfte festgestellt worden: $\{\bar{1}12\}$ mit einer deutlichen Streifung $\{111\}$, $\{102\}$, $\{110\}$, $\{100\}$, $\{021\}$ und $\{001\}$. Von den verschiedenen Habitus typen ist der pseudorhomboedrische der verbreitetste, der durch das starke Vorherrschen der Flächen $\{102\}$, $\{\bar{1}12\}$ und $\{\bar{1}\bar{1}2\}$ entsteht. Klein entwickelt, können noch die Formen $\{111\}$, $\{001\}$, $\{100\}$ und $\{021\}$ hinzutreten. Hie und da sind die Kristalle in Richtung der a-Achse gestreckt. Eine zweite Erscheinungsform ist extrem tafelig nach $\{102\}$. Die Kristalle sind nach der b-Achse gestreckt und werden noch von den Formen $\{\bar{1}12\}$, $\{001\}$, $\{111\}$ und $\{100\}$ begrenzt.

In den Klüften, in denen Titanit neben TiO_2 -Mineralien auftritt, ist oft eine schwache pseudodipyramidale Entwicklung zu beobachten, indem $\{\bar{1}12\}$ und $\{111\}$ vorherrschen.

Von den verschiedenen Zwillingsgesetzen sind nur die Penetrationszwillinge nach (100) gefunden worden.

Die Farbe der Titanite ist sehr verschieden. Vorherrschend sind braunrote Farbtöne, die bei klar durchsichtigen Kristallen in ein helles Rosa übergehen. Oft besitzen die nach der b-Achse gestreckten, tafelförmigen Kristalle intensiv rotbraune Enden, währenddem die Mittelpartie einen Stich ins Grünliche aufweist. Andere Färbungen wie zum Beispiel zitronengelb oder grüngelb kommen nur selten vor. Einzigartig violette Farben zeigen die Titanite, die mit den TiO_2 -Mineralien zusammen auftreten.

Die beiden ersten Habitusypen kommen nur in Fundstellen vor, in denen Anatas, Brookit oder Rutil fehlen. Der Titanit kann dann sehr zahlreich auftreten. In Fundstellen jedoch, in denen die TiO_2 -Mineralien entwickelt sind, ist der Titanit nur sehr spärlich vorhanden, ja er gehört geradezu zu den Seltenheiten. Die vereinzelt Kristalle sind unscheinbar und treten oft in kleinen, etwas abgeschlossenen Hohlräumen auf, in denen die Modifikationen des TiO_2 fehlen. Stufen, auf denen Rutil, Anatas oder Brookit mit Titanit gemeinsam auftreten, sind sehr selten. An Verwachsungen von Anatas und Titanit erkennt man, dass sich letzterer später gebildet hat.

2. Der Brookit. Dieser, allgemein gesprochen, seltensten Modifikation des TiO_2 verdanken die Fundstellen des Maderanertales ihren ausgezeichneten Ruf. WISER bestimmte als erster 1837 auf Stufen des Grieserntales den Brookit. Seit jener Zeit werden immer wieder neue Funde gemacht. Das reichhaltige Material, das zu den Untersuchungen zur Verfügung stand, ermöglichte eine recht genaue Untersuchung einiger Besonderheiten des Brookites, die in einem dritten Teil zusammengefasst sind.

3. Der Anatas. Von den drei Modifikationen des TiO_2 ist Anatas in den Fundstellen am häufigsten vertreten. Fast in jeder Kluft sind wenigstens Spuren davon vorhanden; in den Fundstellen des oberen Grieserntales treten die Kristalle sogar häufig auf. Auf den ersten Blick scheinen sie ziemlich flächenarm zu sein, doch bei genauerer Untersuchung einer grösseren Anzahl finden sich, wenn auch nur klein entwickelt, neben der Einheitsdipyramide und der Basis noch die Formen $\{011\}$, $\{113\}$, $\{117\}$, $\{1\ 5\ 19\}$, BUGMANN (5), die eine Reihe von Kristallen auf dem Goniometer untersuchte, bestimmte die weiteren Formen $\{119\}$, $\{551\}$, $\{110\}$, $\{225\}$ und $\{995\}$. Sie erwähnte auch,

dass zu (111) häufig Vinizalen auftreten, deren Indices sie ermittelte: (332), (443), (556), (776) und (9 9 10). Von allen diesen Formen sind jedoch nur die Einheitsfläche und die Basis habitusbestimmend. Je nach der Entwicklung von {001} schwankt der Habitus zwischen einem spitzpyramidalen und einem typisch tafeligen. Auf ein und derselben Fundstelle sind die Kristalle sich ziemlich ähnlich, doch treten manchmal verschiedene Generationen von Anatasen auf, die sich dann in der Farbe und im Habitus deutlich unterscheiden. Die spitzpyramidalen Kristalle haben oft sehr stark gestreifte (111)-Flächen. Durch Vizinalenbildung sind diese Flächen nicht eben, sondern leicht gewölbt, was dem Kristall einen leicht tonnenförmigen Aspekt gibt.

Zwischen dem Habitus und den verschiedenen auftretenden Farbtönen der Kristalle scheint eine Beziehung zu bestehen. Die grösseren spitzpyramidal bis isometrischen Kristalle sind immer dunkel indigoblau bis schwarzblau mit helleren Innenreflexen. Die braungelb gefleckten Individuen besitzen auch den pyramidalen Habitus, doch sind die Flächen ideal glatt und zeigen keine Streifung. Extrem tafelige Kristalle, die oft einer zweiten Bildungsphase angehören, sind immer braungelb bis dunkelbraun gefärbt. Die Basis ist oft leicht konkav gewölbt, da die Kriställchen am Rande etwas aufblättern.

Schon von Auge erkennt man die fleckige Farbverteilung der Anatase. Auch die vollkommen dunkel erscheinenden Kristalle zeigen u. d. M. heller gefärbte Partien. Da vermutet wurde, es könnten ähnliche Erscheinungen, wie sie bei den Brookiten beobachtet wurden, der Grund dieser ungleichmässigen Färbung sein, wurde eine Reihe von Dünnschliffen hergestellt. Es wurden dazu blauschwarze Kristalle ausgesucht, die zum Teil nur die Einheitsfläche, zum Teil aber auch die Flächen (111) und (001) entwickelt hatten. Einige Kristalle wurden senkrecht zur c-Achse geschliffen; die andern parallel zur c-Achse, so dass die a-Achsen die Schliffebene unter 45° schneiden. Es ist auch darauf geachtet worden, die Schliffebene möglichst durch das Zentrum des Kristalls zu legen, um so auch die frühesten Wachstumsstadien anzuschneiden.

Die meisten Kristalle besitzen eine deutlich zonare Farbverteilung, da einzelne Hüllen intensiv stahlblau, andere wieder sehr schwach gelblich gefärbt sein können. Die Anzahl der Hüllen sowie auch ihre Dimensionen sind von Kristall zu Kristall verschieden, doch immer ist die äusserste farblos. Die Färbung der einzelnen Hüllen wird auch bei Anatas auf aufgenommene Fremdsubstanz zurückzu-

führen sein (Fig. 12). So untersuchten WÖHLER und v. KRAATZ (45) an synthetischen Kristallen die färbende Wirkung von verschiedenen Metallen. Dabei zeigte sich, dass Ti_2O_3 im Anatas eine dunkelblaue Färbung hervorrief.

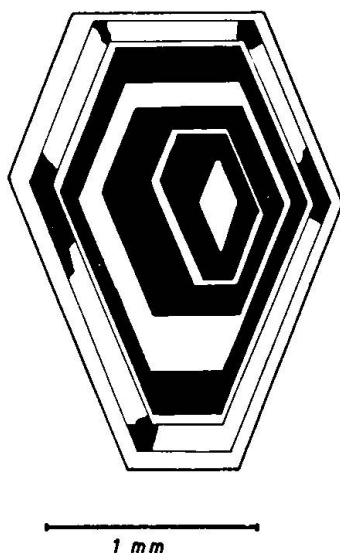


Fig. 12. Zonare Farbverteilung in einem Anatskristall (Schnitt parallel (110))

Mit Hilfe der Zonarstruktur ist es möglich, die Wachstumsbereiche (Definition im III. Teil) der beiden Formen $\{111\}$ und $\{001\}$ zu ermitteln. Während bei Brookit in einem Wachstumsstadium von Bereich zu Bereich starke Unterschiede in der Intensität der Adsorption fremder Stoffe auftraten, ist dies bei Anatas nicht der Fall. Die Farbintensität in einem Wachstumsstadium ist in den verschiedenen Bereichen gleich. Häufig ist jedoch in einem Wachstumsstadium die Farbverteilung eine lückenhafte, da an einem Teil der Fläche keine färbende Substanz adsorbiert wurde, während andere Partien derselben Fläche im gleichen Zeitpunkt des Wachstums eine intensive Adsorption zeigen. Die Verteilung der Farbflecken ist hie und da willkürlich, oft jedoch treten Kristalle auf, die besonders intensiv blaue Partien in den Gegenden der Kante $[110]$ der Einheitsdipyramide aufweisen. Seltener ist eine verstärkte Färbung an der Kante zwischen (111) und (001) oder an der Spitze bei spitzpyramidalen Kristallen zu beobachten. Meist sind die Farbflecken sowie die verschieden gefärbten Hüllen scharf abgegrenzt; allmähliche Übergänge sind eher selten.

Wie bei Brookit (siehe III. Teil) wird auch hier die Konzentration der Kluftlösung an färbenden Stoffen massgebend gewesen sein für die jeweilige Intensität in den einzelnen Wachstumsstadien.

Schwankungen ergaben den vorliegenden Hüllenbau. Die oftmals beobachtete intensivere Adsorption in der Nähe der Kristallkanten kann durch die speziellen energetischen Verhältnisse dieser Partien beim Wachstum entstanden sein.

Einige Versuche, Anatas in Rutil umzuwandeln, schlugen fehl. Selbst ein längeres Glühen der Kristalle bei 1350° zeigte keinerlei Wirkung. Änderungen der Farbtöne, wie sie bei Brookit beim Erhitzen beobachtet wurden, konnten bei Anatas nicht festgestellt werden.

4. Der Rutil. Trotzdem Rutil die stabilste Modifikation der drei TiO_2 -Mineralien ist, kommt er in den Zerrklüften des Untersuchungsgebietes am spärlichsten vor. Die extrem langprismatischen, oft haarförmigen Kristalle sind so fein, dass keine Flächen bestimmt werden konnten. U. d. M. liess sich allerdings eine Endbegrenzung feststellen, doch konnten die beteiligten Formen nicht eindeutig indiziert werden. Häufig ist auf dem Prisma eine Streifung in Richtung der c-Achse zu erkennen. Die Länge der nadeligen bis haarförmigen Kristalle ist sehr verschieden. In einigen wenigen Fundstellen wurden Rutilhaare von beinahe 4 cm gemessen, doch meist übersteigen die Werte kaum einen cm.

Ausbildung und Farbe der Rutilhaare sind sehr verschieden. In einigen Fundstellen treten besenförmige Rutilbüschel auf, die in einzelnen beinahe abgeschlossenen Spalten der Kluft ziemlich angereichert sind. Weder Brookit noch Anatas kommen in diesen Kluftteilen vor. Neben diesen Bildungen sind hie und da ganze Rutilnester vorhanden, die aus sich durchstossenden oder ungesetzmässig verwachsenen Bündeln parallel gerichteter Kristalle bestehen. Diese Gebilde haben sich frei schwebend in der Kluft entwickelt, sind dann abgesunken und auf der Stufe festgewachsen. Ganz selten treten auch sagenitisch verwachsene Komplexe auf, die nach den Ebenen (301) und (101) verzwillingt sind. Die jetzt beschriebenen Kristalle sind immer relativ gross und besitzen schwarze Farbe. Es sind die Frühkristallisationen, deren Bildung mit dem Beginn der Quarzentwicklung zusammenfällt. Die später entstandenen Individuen sind meist bedeutend feiner und erreichen nicht mehr dieselbe Länge. Auch ist keine büschelartige Anordnung zu beobachten. Dafür treten häufiger sagenitische Gewebe auf, die oft so fein und dicht sind, dass papierdicke, filzartige Tafeln entstehen, die hellgraue Farben zeigen. Hie und da bilden die feinen Nadeln auch wirre Nester, die manchmal so häufig auftreten, dass sie ganze Teile der Kluftoberfläche geradezu überziehen. Im Grieserthal wurden solche

aus mikroskopisch feinem, goldgelbem Rutil bestehenden Überzüge gefunden.

Die Färbung des Rutils scheint durch fein verteilte Fremdschubstanz bedingt zu sein. TRAUBE (40) untersuchte an synthetischen Kristallen die färbende Wirkung von Oxyden mit der Formel $R_2^{IV}O_3$ und beobachtete, dass schon ca. 2 % Fe_2O_3 genügen, um die Kristalle schwarz zu färben.

C. Die Erze

Die Gruppe der Erze ist in der Paragenese nur schwach entwickelt. Die Kristalle sind nur klein und treten spärlich auf. Das interessanteste Glied ist der Bleiglanz. Weitaus die häufigste Form ist der Würfel, der den Habitus bestimmt. Das Oktaeder und das Rhombendodekaeder sind nur selten entwickelt und treten nur als Abstumpfungen der Würfelkanten und Ecken auf. In manchen Fundstellen sind die Kristalle nach einer Tetragyre gestreckt, was ihnen ein prismatisches Aussehen verleiht. Die Oberfläche der Kristalle ist infolge einer Zersetzung immer matt. Oft sind auch schwache Korrosionserscheinungen zu beobachten, die anzeigen, dass der Bleiglanz von der sich verändernden Kluftlösung angegriffen wurde. Auf der korrodierten Oberfläche bildeten sich Kristalle des Bleikarbonates und des Molybdates, nämlich der Cerussit und der Wulfenit, die die Galenitkristalle oft überdecken. Die Cerussitnadeln sind oft so fein, dass sie einen weissen Überzug bilden, der den Kristall manchmal ganz umhüllt. Erst u. d. M. erkennt man die feinen, nadelig gestreckten Kristalle. Hier und da treten aber auch gröbere, oft büschelweis verwachsene Individuen auf. Nach dem Cerussit schied sich der häufigere Wulfenit aus. Die Individuen sind oft gut kristallographisch begrenzt und erreichen eine Kantenlänge von ca. 1 mm. Der Habitus ist immer deutlich tafelig. Neben {001} und {110} sind selten noch {113} und {210} schwach entwickelt. In einzelnen Fundstellen ist jedoch nur die Basis gut ausgebildet. Oft ist die Wulfenitbildung so intensiv, dass der ganze Bleiglanzkristall damit überdeckt ist. Die Farbe ist meist wachsgelb bis hellgelb, doch kommen auch braune Kriställchen vor.

Sowohl Wulfenit wie Cerussit sind immer an Bleiglanzkristalle gebunden; ein selbständiges Auftreten wurde nie beobachtet.

Die vereinzelt auftretenden Pyritkriställchen besitzen immer einen würfeligen Habitus. Selten gesellt sich zu {100} auch noch

das Pentagondodekaeder. Die Oberfläche der Kristalle ist durch Oxydation immer braun gefärbt, seltener etwas bunt angelaufen. Häufig geht die Zersetzung so weit, dass nur mehr eine Pseudomorphose von Limonit nach Pyrit vorhanden ist.

Der Magnetkies tritt nur in den Fundstellen des Lungentales auf. Zum grossen Teil sind die Kristalle vollkommen verrostet, so dass es oft schwer ist, sie zu bestimmen. An einigen wenigen, schwächer zersetzten Individuen konnte man noch deutlich den tonnenförmigen Habitus und die Absonderung nach (0001) erkennen. Im Stollen des Amsteger Kraftwerkes wurden grosse, schön entwickelte Kristalle gefunden, die keine Spur einer Oxydation zeigten, da sie den Einwirkungen des Wassers nicht ausgesetzt waren.

Kupferkies ist nur in wenigen Fundstellen vorhanden. Er tritt in nieriigen Aggregaten oder derben Massen auf und besitzt messinggelbe Farbe mit einem Stich ins Grünliche. Hie und da sind die Knöllchen mit einer sekundär gebildeten Malachitschicht überzogen.

Der Ilmenit tritt in den Klüften ziemlich häufig auf; doch sind meist nur ganz kleine Kristalle vorhanden. Grössere Individuen sind in einzelnen Fundräumen wie im Staldental und im oberen Kästal in oft fünflibergrossen flachen Rosetten angereichert. Die feinsten Schüppchen sind häufig etwas verbogen. Auf der grossentwickelten Basis ist eine Streifung nach drei sich unter 60° schneidenden Richtungen entwickelt. An den grösseren Exemplaren sind noch einzelne Rhomboederflächen ausgebildet, häufig ist jedoch die Begrenzung der Tafeln ziemlich unregelmässig. Die metallisch glänzenden Kristalle sind tiefschwarz, manchmal auch bunt angelaufen. Um zu untersuchen, ob es sich bei den Blättchen wirklich um Ilmenite und nicht um Hämatite oder Ti-haltige Hämatite handle, wurden von vier Proben röntgenometrische Pulveraufnahmen gemacht. Zwei der Proben zeigten die Linien des reinen Ilmenites, während die andern zwei eine ganz schwache Abweichung gegen die Linien des Hämatites hin aufwiesen. Die Zusammensetzung dieser Kristalle ist also schwach Fe-reicher als die des normalen Ilmenits.

Eine der Pulveraufnahmen wies noch zusätzliche Linien auf, deren Intensität auf einen erheblichen Anteil einer andern Substanz schliessen liess. An Hand von Vergleichsaufnahmen gelang es, zu zeigen, dass die Anordnung der Linien wie auch deren Intensität für den Rutil charakteristisch sind. Sehr wahrscheinlich handelt es sich um eine einfache Verwachsung von Rutil und Ilmenit. Den Rutil als Entmischung eines Ti-reichen Ilmenites aufzufassen, wie

dies in Erzlagerstätten der Fall sein kann, ist sehr unwahrscheinlich, bedenke man doch die niedrige Bildungstemperatur der Kluftilmenite.

D. Die akzessorisch auftretenden Glieder der Paragenese

Zu diesen gehört der Siderit, der nur in zwei Klüften beobachtet wurde. Wie bei Calcit ist es gut möglich, dass primär Siderit häufiger vorhanden war, sich jedoch in Limonit umwandelte und später von der Kluftfläche abgewaschen wurde. Die vorgefundenen Kristalle wiesen deutlich eine Oxydation auf, die jedoch die Kristallform nicht in Mitleidenschaft zog. Als Formen konnten das Grundrhomboeder und das flache Rhomboeder $\{01\bar{1}2\}$ erkannt werden. In einer Fundstelle verwuchsen eine Menge kleiner, flacher Rhomboederchen zu kugeligen Aggregaten. Im Grieserntal dagegen lagerten sich die Rhomboederchen subparallel aneinander und bildeten so grössere Kristalle mit extrem sattelförmig gekrümmten Flächen und Kanten.

Der Apatit ist im allgemeinen recht selten, obgleich er in einzelnen Fundstellen stark angereichert sein kann. Je nach dem Fundort sind Farbe und Habitus verschieden. Am bekanntesten sind die Apatitstufen der Reusschlucht und des Intschialpbaches. Die Kristalle erreichen oft ansehnliche Grösse, sind jedoch flächenarm. Die grossentwickelte Basis und das Prisma I. Stellung bestimmen den Habitus. Auch die Dipyramide $\{10\bar{1}2\}$ kann noch recht gut entwickelt sein. Daneben sind noch das Prisma II. Stellung, die Dipyramide I. Stellung $\{10\bar{1}1\}$ und die Dipyramide II. Stellung $\{11\bar{2}1\}$ entwickelt. Die Farbe dieser Apatite ist oft intensiv rosarot. Sonnenbestrahlung entfärbt die Kristalle ziemlich rasch, während diffuses Licht sie nur allmählich bleicht.

Kristalle aus dem oberen Grieserntal wiesen folgende Formen auf: Als habitusbestimmende Fläche die Basis $\{0001\}$, dann drei Dipyramiden erster, zwei zweiter und eine dritter Stellung, sowie die beiden Prismen. Die Kristalle dieser Fundstelle sind deutlich blauviolett gefärbt. Wohl die reichste Apatitfundstelle ist im mittleren Grieserntal von Strahlern ausgebeutet worden, die zahlreiche Stufen mit oft kirschgrossen Kristallen gewonnen haben. Der Habitus ist ein schwach tafeliger bis isometrischer. Neben den beiden Prismen und der Basis treten zwei bis drei Dipyramiden I. Stellung $\{10\bar{1}2\}$, $\{10\bar{1}1\}$ und $\{20\bar{2}1\}$ und zwei II. Stellung $\{11\bar{2}2\}$ und $\{11\bar{2}1\}$ auf. Daneben sind auch die beiden Dipyramiden III. Stellung $\{21\bar{3}1\}$ und $\{31\bar{4}1\}$ gut entwickelt. Die Kristalle sind wasserklar und auf Quarz aufgewachsen.

Die verschiedenartige Färbung der Apatite der verschiedenen Fundstellen scheint durch den Chemismus der Klüftlösung bedingt zu sein. Gefärbte Kristalle treten nämlich nur in Klüften auf, in denen der Albit häufig ist, oft sogar gegenüber Adular vorherrscht.

Der *Monazit*. Längere Zeit blieb dieses Glied der Paragenese unerkant und wurde auf den Stufen als Titanit bezeichnet, bis WISER den Irrtum richtig stellte. Die Kristalle sind tafelig nach $\{100\}$ und leicht nach der b-Achse gestreckt. Auch $\{10\bar{1}\}$ ist noch gut entwickelt, während das seitliche Pinakoid und die Flächen $\{011\}$, $\{111\}$, $\{211\}$ und $\{210\}$ den Kristallhabitus nicht mehr zu beeinflussen vermögen. Die Monazite des Grieserntales sind dunkelhoniggelb gefärbt und etwa 3 bis 4 mm gross, treten aber ziemlich selten auf. Die etwas häufigeren Kristalle des Lungentales sind bedeutend kleiner und besitzen eine hellgelbe Farbe mit einem schwachen Stich ins Grünliche.

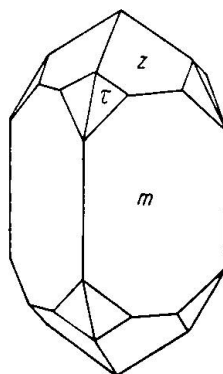


Fig. 13. Xenotimkristall aus dem Grieserntal
mit den Formen $z = \{111\}$, $m = \{110\}$ und $\tau = \{311\}$

Der *Xenotim*. Dieses seltenste Mineral wurde bei den Felduntersuchungen in der Fundstelle 20 im oberen Grieserntal entdeckt. Der Fund, der trotz genauester Nachsuche sich nicht wiederholt hat, bereichert die TiO_2 -Paragenese des Maderanertales um ein typisches Glied, das aus äquivalenten Mineralvergesellschaftungen des Tavetscher Zwischenmassives und der Alp Lercheltini im Binntal schon lange bekannt war.

Der ca. 3 mm grosse Kristall befand sich mit Anatas, Brookit, Adular, Calcit, Quarz und Chlorit auf einer Stufe. Zur genauen Bestimmung erfolgte eine Messung auf dem Goniometer, die folgende Achsenverhältnisse ergab: $a:c = 1:0,6192$. VOM RATH bestimmte für einen Kristall von der Fibbia $1:0,6187$. Der Habitus ist kurzprismatisch, da neben dem Prisma $\{110\}$ die tetragonale Dipyramide

{111} stark entwickelt ist. Die dritte noch beobachtete Form ist die ditetragonale Dipyramide {311} (Fig. 13). Der dunkelweingelbe Kristall, dessen Farbe einen Stich ins Grünliche aufweist, ist klar durchsichtig und zeigt Fettglanz. U.d. M. erkennt man deutlich die prismatische Spaltbarkeit.

2. Abschnitt: Die Fundstellen der TiO_2 -Paragenese

A. Der Bau und das Nebengestein der Fundstellen

Eine ganze Anzahl von Fundstellen der TiO_2 -Paragenese wurde im Laufe der Feldaufnahmen genauer untersucht. Zum Teil handelt es sich um Klüfte, die von Strahlern schon vollkommen ausgebeutet waren, deren Bau aber noch deutlich erkennbar war. Auch die ursprünglich vorhandenen Mineralien liessen sich entweder aus der Kluft selbst oder an zurückgelassenen Stufen noch zusammenstellen. Ungefähr die Hälfte der untersuchten Klüfte war nur zum Teil ausgebeutet oder noch vollkommen unberührt, so dass sie ein typisches Bild der Paragenese vermitteln und eine genaue Untersuchung über die Häufigkeit, die Anreicherung in einzelnen Kluftteilen sowie die spezielle Ausbildung der Mineralien ermöglichen.

Je grösser die Anzahl der untersuchten Fundstellen ist, umso deutlicher wird die Mannigfaltigkeit, die sich besonders im Bau und den engeren petrographischen Verhältnissen, wie auch in der Mineralführung und der Ausbildung der Kristalle bemerkbar macht.

Mit besonderer Sorgfalt wurde das Nebengestein und seine Veränderungen untersucht. Auch der Form des Kluftsystems sowie der Verteilung der Mineralien wurde Aufmerksamkeit geschenkt. Beabsichtigt war, die Beziehung zwischen dem Muttergestein und der Mineralführung der Kluft eindeutig zu veranschaulichen, wie dies KOENIGSBERGER in seinen Arbeiten begonnen hat, und wie HUBER (14) die Fundstellen des südöstlichen Gotthardmassives untersuchte.

Es sei hier in grossen Zügen die Entstehung einer Mineralkluft beschrieben. Infolge der alpinen Beanspruchung der Gesteine des Massives entstanden Zugspannungen, die zu einzelnen Rissen im Gesteinsverband führten, deren Lage immer mehr oder weniger senkrecht zur Schieferung des Gesteins ist. Die Zerrklüfte füllten sich allmählich mit H_2O , das Temperaturen von einigen hundert Grad besass und unter sehr hohem Druck stand. Dieses Wasser, das aus dem umliegenden Gestein in den Hohlraum eindrang und diesen zuletzt ganz erfüllte, hatte von den Gemengteilen des Gesteins einen Bruchteil gelöst. Besonders in der näheren Umgebung des Kluft-hohlraumes schritt der Lösungsprozess stark fort, so dass jetzt ein-

zelne Gemengteile gegenüber dem unveränderten Nebengestein zurücktreten oder seltener überhaupt fehlen und andere relativ angereichert sind. Diese Zone des „ausgelaugten“ Gesteins ist deshalb porös und macht einen zersetzten Eindruck, weshalb sie auch die zersetzte Zone genannt wird. Die allmähliche Abkühlung und die durch die Oberflächenerosion bedingte Druckentlastung führte zu einer Übersättigung der Klufftlösung und eine Ausscheidung der Mineralien begann. Die Erstausscheidungen erfolgten in den porenreichen Partien der zersetzten Zone in der unmittelbaren Umgebung des Hohlraums. Hauptsächlich Quarz und Feldspäte sind dort angereichert worden und bilden so die sogenannte Imprägnationszone, die den Kluffthohlraum nach aussen abschliesst. Durch eine weitere allmähliche Druck- und Temperaturabnahme gelangt eine Mineralart nach der andern zur Ausscheidung.

In grösseren Eruptivgesteinsmassen wie z. B. dem zentralen Aaregranit, dem Giufsyenit oder den Graniten und Granitgneisen des Gotthardmassivs ist es möglich, die Beziehungen zwischen dem Volumen der einzelnen Klufftmineralien und dem des veränderten Nebengesteins sowie dessen Veränderung zu untersuchen. Sieht man von Klüften ab, die randlich im Gesteinskörper liegen, so ist eine Beeinflussung durch fremde Gesteine nicht vorhanden, was die Untersuchung bedeutend erleichtert. Ferner sind in den erwähnten Gesteinen die verschiedenen Zonen gut zu erkennen, und die Klufftform ist meist einfach, so dass es möglich ist, die Volumverhältnisse zwischen der ausgelaugten Zone und der imprägnierten Partie einigermaßen genau zu bestimmen und an Hand von Analysen die Grösse der Stoffabfuhr und -zufuhr zu ermitteln.

Bedeutend kompliziertere Verhältnisse treffen wir bei den Fundstellen der TiO_2 -Paragenese im Serizitgneis und Schiefer des Madaranertales an. Wie schon im petrographischen Teil beschrieben, ist der Serizitgneis nicht homogen, sondern er besteht sowohl aus Para- wie aus Orthomaterial. Der Volumanteil der verschiedenen Hauptgemengteile kann ganz bedeutend schwanken. Ferner ist noch eine wenn auch nicht weitgehende Beeinflussung durch die eingelagerten basischen Eruptiva und die Quarzporphyre vorhanden. Auch die ziemlich starke Verschieferung des Gesteins sowie die komplizierte Form der Klüfte verunmöglichen eine genauere Untersuchung. Wohl lassen sich in einem Teil der Fundstellen schon makroskopisch die verschiedenen Zonen erkennen, doch sind diese meist so unregelmässig angeordnet und nur schwer abzugrenzen, dass eine Darstellung der Beziehungen zwischen den Volumen des veränderten

Gesteins und denjenigen der Kluftmineralien keinen Anspruch auf eine wünschenswerte Genauigkeit stellen könnte.

An Hand eines Beispiels seien die Beziehungen zwischen dem Nebengestein und den veränderten Zonen erläutert.

	Nebengestein	Ausgelaugte Zone	Imprägnationszone
Quarz	34 ‰	26 ‰	34 ‰
Albit-Oligoklas	32 ‰	46 ‰	42 ‰
Kaliumfeldspat	30 ‰	23 ‰	21 ‰
Serizit + Akzessorien	4 ‰	5 ‰	3 ‰

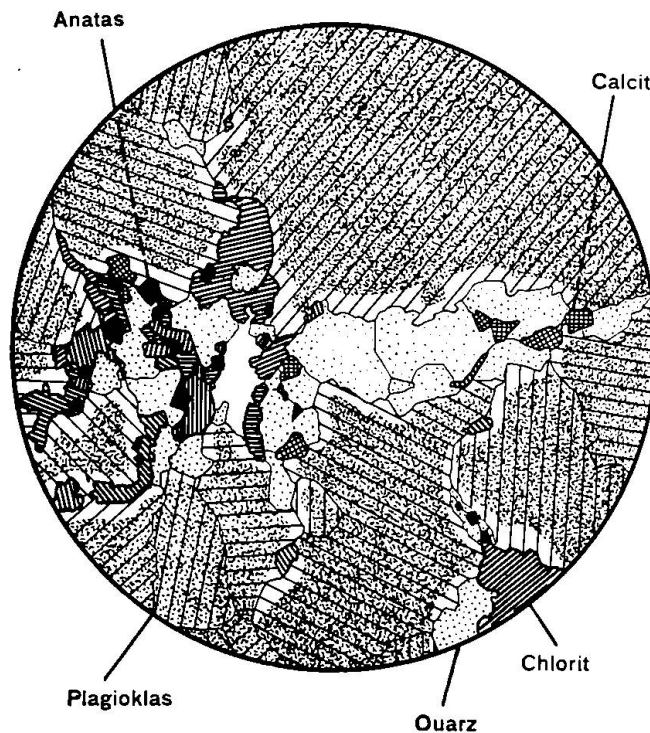


Fig. 14. Dünnschliffbild einer Miniaturkluft in einer Gesteinspore der Imprägnationszone einer Mineralkluft. (Im Zentrum ist noch ein Hohlraum (ohne Signatur) erhalten geblieben; (Durchmesser = 2,5 mm))

Der Lösungsprozess, der zur Bildung der „ausgelaugten“ Zone führt, bevorzugt einige Mineralien, während andere nur wenig angegriffen wurden. Aus den angegebenen Werten sowie aus Beobachtungen an Schliffen anderer Fundstellen erkennt man, dass Kaliumfeldspat und Quarz ziemlich stark in Lösung gehen. Der Plagioklas, besonders aber die Glimmer und die Akzessorien, werden weniger in Mitleidenschaft gezogen und deshalb relativ angereichert. Ist im Nebengestein Calcit vorhanden, so wird dieser vollkommen herausgelöst. Durch die beginnende Mineralausscheidung in den Gesteinsporen erhalten wir die sogenannte Imprägnationszone. In dieser

werden hauptsächlich Quarz und etwas Albit ausgeschieden. Eine Bildung von Kaliumfeldspat konnte nie beobachtet werden; auch Calcit fehlt in der Zone. Dass diese beiden Mineralien als Neubildungen nicht vertreten sind, hängt damit zusammen, dass sie sich erst nach Quarz und Albit auszuschcheiden begannen, so dass bei Beginn der Adularausscheidung die feinen Poren der ausgelaugten Zone

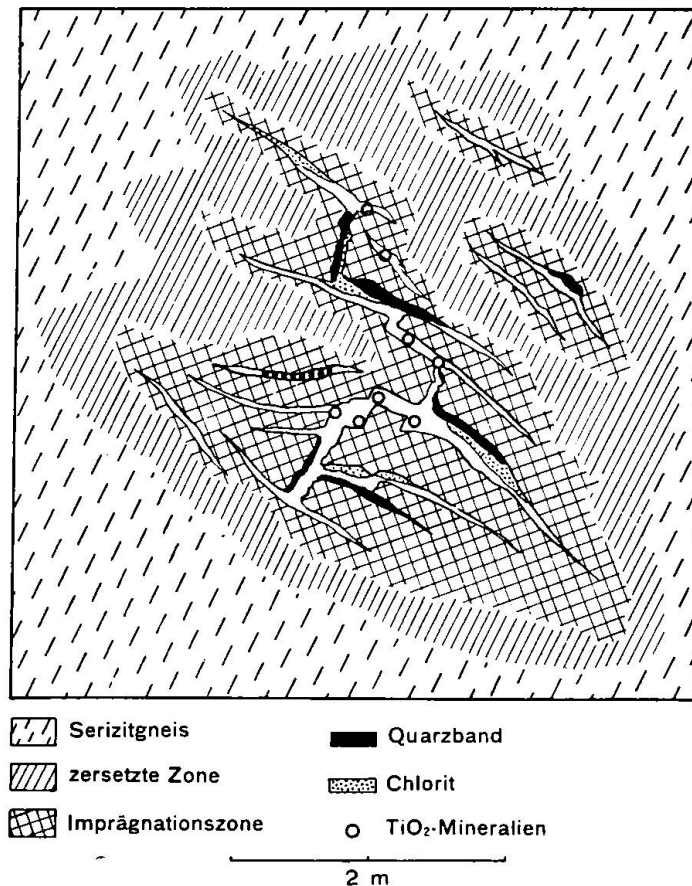


Fig. 15. Mineralfundstelle der TiO_2 -Paragenese schematisch gezeichnet (Profil)

schon von Quarz und Albit erfüllt waren. Höchstens in anormal grossen Hohlräumen lässt sich der ganze Verlauf der Mineralausscheidung verfolgen, da dann oft sogar noch Chlorit als Letztbildung vertreten ist (Fig. 14). Als erstes Mineral schied sich der Albit aus, der sich an den Plagioklaskristallen anlagerte, so dass die Kristalle in den Hohlraum hineinwuchsen. Die neugebildeten Ränder bestehen aus Albit und sind etwas saurer, da die Kristalle eine Zusammensetzung von 15 % An 85 % Ab besitzen. Währenddem die Kerne zum Teil ganz schwache Saussuritisierung aufweisen und immer mit kleinen Serizitschüppchen erfüllt sind, ist der sekundär angewachsene Albit

vollkommen frisch. Gleich nach der beginnenden Ausscheidung von Albit kristallisierte auch Quarz in ziemlich grosser Menge aus. Diese Kristalle sind manchmal von Flächen begrenzt und weisen keine undulöse Auslöschung auf, wodurch sie sich von den primär im Gestein enthaltenen Individuen unterscheiden, die eine Kataklase und eine spätere Ausheilung durchgemacht haben. Gegen Ende des Quarzwachstums wurde Anatas und später Calcit ausgeschieden. Die kleinen Anataskristalle sind meist gut idiomorph und stimmen sowohl in Habitus wie auch in der Farbe mit denjenigen der Kluft vollkommen überein. Zuletzt wird der Chlorit ausgefällt, der sehr oft deutlich als Vermiculit entwickelt ist und meist die restlichen Poren des Gesteins vollkommen ausfüllt. Nur selten bleibt noch ein kleiner Klufthohlraum (in der Fig. 14 ohne Signatur) bestehen.

Wie schon anfangs erwähnt, sind der Bau der Fundstellen der TiO_2 -Paragenese sowie deren spezielle petrographischen Verhältnisse sehr verschieden. Um zu zeigen, wie weit die einzelnen Fundstellen untereinander differieren können, sollen hier zwei Beispiele kurz beschrieben werden.

Typus I. Charakteristisch für diese Art der Fundstelle ist der komplizierte Bau der einzelnen Kluft Hohlräume. Diese erreichen oft eine beträchtliche Grösse (oft $3 \times 1 \times 0,2$ m) und sind mehr oder weniger parallel angeordnet, so wie dies in Fig. 15 abgebildet ist. Fast immer sind die Spalten untereinander verbunden. Die Anordnung der verschiedenen Zonen des beeinflussten Nebengesteins ist ziemlich willkürlich und wechselt von Kluft zu Kluft. Eine scharfe Abgrenzung besonders der sogenannten ausgelaugten Zone vom unveränderten Serizitgneis ist nur selten möglich. Das Quarzband ist meist relativ schwach entwickelt, und Quarzkristalle, welche 10 cm überschreiten, sind selten. Von den Titanmineralien kann je nach der Kluft entweder Anatas oder Brookit überwiegen, währenddem der Rutil immer ziemlich stark zurücktritt. Die Verteilung der Mineralien in der Kluft ist am besten aus der Fig. 15 ersichtlich.

Typus II. Diese Art der Fundstellen, die besonders im oberen Grieserental und dem oberen Lungental vertreten ist, zeichnet sich durch äusserst geringe Dimensionen der Hohlräume aus. Diese sind oft nur als feine Spalten im Gestein entwickelt, deren Weite zwischen 2 mm und 2 cm schwankt. Die Lage der Spalten ist meist nicht mehr parallel, sondern die einzelnen Ebenen schneiden sich unter ganz beträchtlichen Winkeln (siehe Fig. 16). Immerhin sind die Kluftflächen, die senkrecht zur Schieferungsrichtung des Gesteines verlaufen, noch am häufigsten vorhanden. Dadurch, dass eine Un-

zahl dieser kleinen Klüfte das Gestein durchsetzt, erscheint dieses kaum mehr als kompakte Masse, sondern erweckt den Eindruck einer zertrümmerten Partie. Die einzelnen, verschieden grossen Brocken sind sehr hart und weisen keine Schieferung mehr auf. Makroskopisch ist kein Unterschied von einem Aplite zu erkennen. U.d. M. kann man Strukturunterschiede feststellen. Auch die Zusammensetzung weicht von derjenigen eines Aplites ab.

Oligoklas	46 %
Quarz	31 %
Orthoklas	21 %
Akzessorien	2 %

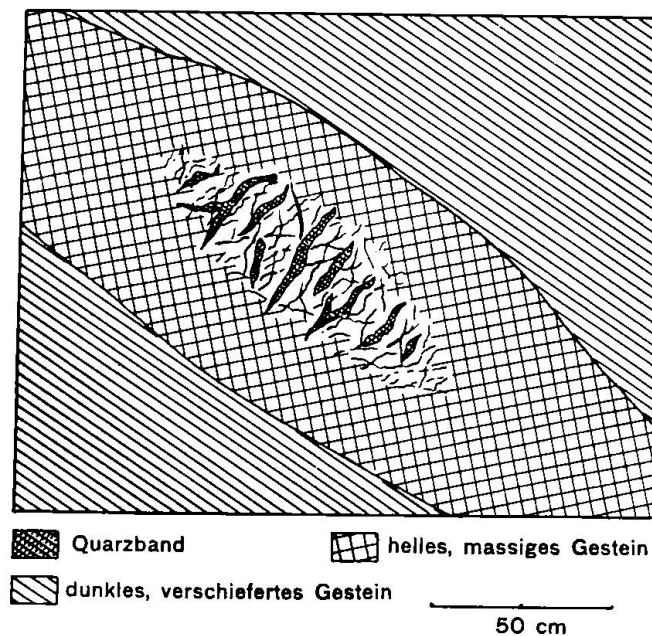


Fig. 16. Mineralfundstelle der TiO_2 -Paragenese schematisch gezeichnet (Profil)

Dieses aplitisch helle Gestein ist als Imprägnationszone aufzufassen, in der die Mineralneubildung unwesentlich war, wo jedoch eine bedeutende Rekristallisation besonders des Quarzes stattgefunden hat. Die Ausdehnung dieses hellen Gesteins ist oft recht beträchtlich, und die mineralführenden Klüfte sind in der zentralen Partie angereichert. Das Quarzband ist meist nur sehr spärlich entwickelt. Neben dem Brookit, der oft vollkommen schwarz ist, tritt der Anatas schwach zurück, währenddem der Rutil nur höchst selten in kleinen Kristallen vorkommt. Auch hier sind die Mineralien in den zentralen Partien des Spaltensystems angereichert und am schönsten entwickelt.

Wie schon erwähnt, sind die beiden angegebenen Typen nur die Endglieder einer Reihe, zwischen denen die Ausbildungen der anderen Fundstellen liegen. Die Fundstellen in Gruppen zusammenzufassen und untereinander zu vergleichen, würde zu keinen einwandfreien Resultaten führen, denn die Zuteilung zur einen oder zur andern Gruppe wäre zum grossen Teil der Willkür überlassen.

B. Häufigkeit, Ausscheidungsfolge und Verteilung der Mineralien

Vergleicht man die Häufigkeit der einzelnen Mineralien verschiedener Fundstellen, so tritt immer die Gruppe „gesteinsbildende Mineralien“ sehr stark in den Vordergrund. Diese Gruppe umfasst jene Kluftminerale, die im Nebengestein als Haupt- oder zum mindesten als Nebengemengteile vertreten sind. In der TiO_2 -Paragenese sind Quarz, Chlorit, Adular, Calcit und Albit zu dieser Gruppe zu rechnen. Diese Mineralien beanspruchen bis 95 % und mehr des gesamten Mineralvolumens für sich, während den restlichen Gliedern der Paragenese nur noch einige Prozent zur Verfügung stehen. Die überragende Häufigkeit der Gruppe ist bedingt durch den Bildungsprozess der Mineralkluft. Die Zusammensetzung der entstehenden Kluftlösung ist eine Funktion der Zusammensetzung des Nebengesteines und der Löslichkeit der einzelnen Gemengteile. Der hohe Si-Gehalt der Kluftlösung ist weiter nicht verwunderlich, besitzt doch der Serizitgneis einen ziemlich hohen Siliciumgehalt. Auch das häufige Auftreten des Chlorites lässt sich ohne weiteres verstehen, wenn man bedenkt, dass im Gestein immer ein gewisser Anteil Chlorit vorhanden ist, der durch die Chloritisierung des Biotites entstand. Das häufige Auftreten des Calcites in den Fundstellen, der im Gestein nur als Nebengemengteil auftritt, lässt sich mit der leichten Löslichkeit des Minerals, eventuell der Karbonatbildung durch CO_2 -Zufuhr, erklären. CaCO_3 ging im Gestein vollkommen in Lösung, so dass trotz dem geringen Karbonatgehalt des Serizitgneises die Kluftlösung ziemlich Ca-reich ist. Ein kleiner Teil des Ca mag auch durch die Saussuritierung der Plagioklase frei geworden sein.

Vergleichen wir die Häufigkeit der Feldspäte Albit und Adular sowohl im Gestein wie auch in der Kluft, so fällt auf, dass in den Fundstellen normalerweise der Adular bei weitem über den Albit überwiegt. Nur bei einigen wenigen Klüften kann Albit in grosser Masse auftreten, und der Adular fehlt dann oft ganz.

Um das wechselnde Verhältnis des Kalium- und Natriumfeldspates im Serizitgneis zu demonstrieren, sind einige Schiffe ausgemessen worden.

	I	II	III	IV
Quarz	60 ‰	42 ‰	40 ‰	25 ‰
Albit-Oligoklas	25 ‰	33 ‰	22 ‰	71 ‰
Kaliumfeldspat	10 ‰	17 ‰	35 ‰	0 ‰
Serizit	5 ‰	6 ‰	3 ‰	4 ‰
Calcit	5 ‰	5 ‰	—	—

Die volummässige Zusammensetzung des normalen Serizitgneises entspricht ungefähr der Analyse II. Allgemein überwiegt der Plagioklas über den Kaliumfeldspat, und trotzdem liegt das Verhältnis Albit zu Adular in der Klüft 1:15, wenn nicht noch höher. Von den beiden Alkalien muss also das Kalium in der Klüftlösung bedeutend vorgeherrscht haben.

Folgende Vorgänge verursachten diesen Kaliumgehalt

1. Partielle Lösung des Kaliumfeldspates in der Auslaugungszone.
2. Partielles In-Lösung-gehen des Biotites und des Serizites.
3. Freiwerden von Kalium infolge der Chloritisierung des Biotites.
4. Teilweise Albitisierung der Kaliumfeldspäte.

Diesen vier Vorgängen steht nur derjenige des partiellen In-Lösung-gehens der Plagioklase gegenüber. Ein weiterer Umstand, der das Mengenverhältnis zu Gunsten von Adular sicherlich wesentlich beeinflusst, besteht darin, dass in der Imprägnationszone wesentlich mehr Albit ausgeschieden wurde, während man höchst selten Neuausscheidungen von Kaliumfeldspäten findet. Aus diesen Gründen ist auch bei starkem Überwiegen des Albites im Gestein der Adular in der Klüft bedeutend häufiger. Erst wenn sich das Verhältnis im Gestein extrem zu Gunsten des Albites verschiebt, tritt der Albit sehr häufig auf, und Adular kann vollkommen fehlen. Solche Zusammensetzungen des Serizitgneises (Nr. IV) trifft man jedoch nur recht selten an, weshalb auch die Fundstellen mit überwiegendem Albit sehr spärlich sind.

Auch die andern Glieder der Paragenese beziehen die nötigen Stoffe aus dem Serizitgneis. Zur Veranschaulichung seien zwei Analysen gegeben.

	Metallatomprozente	
Si	51,4	45,6
Al	23,9	28,7
Fe	6,2	7,0
Mg	5,9	5,3
Ca	1,5	1,3
Na	4,7	2,2
K	5,4	8,5
Ti	1,6	1,3
P	0,3	0,3

Besonders interessiert uns natürlich der Titangehalt, der zur Bildung der interessantesten Mineralgruppe der Paragenese den Anlass gibt. Schon im Dünnschliff kann man feststellen, dass Ti in erkennbarer Menge vorhanden ist, denn in den Biotitkristallen sind sehr häufig viele Rutilnadeln eingeschlossen.

Yttrium und Cer sowie Cu und Pb, die zur Bildung der Mineralien Xenotim, Monazit, Kupferkies und Bleiglanz führen, treten so selten auf, dass sie von der Analyse gar nicht mehr erfasst werden. Es ist deshalb begreiflich, dass gerade diese Mineralien nur akzessorisch auftreten und auch in grösseren Kluftsystemen nur in einigen unscheinbaren Kriställchen vertreten sind.

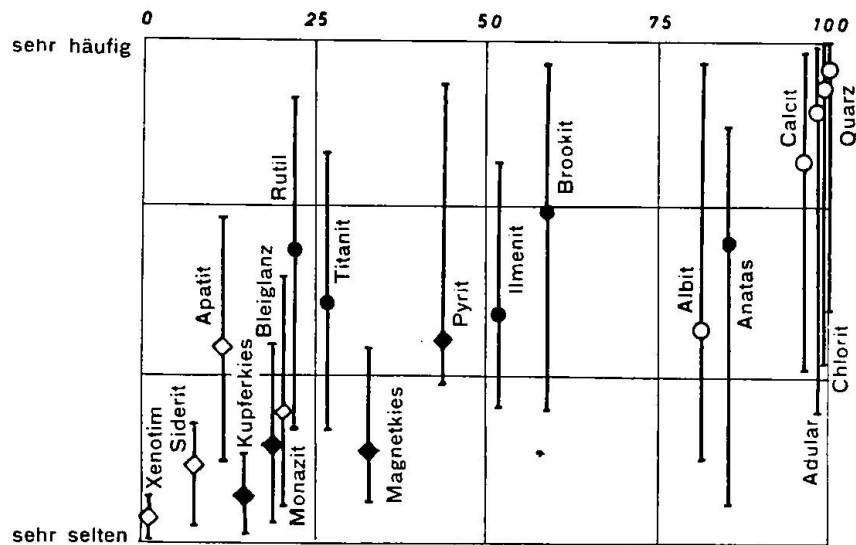


Fig. 17. Variation der Häufigkeit der Mineralien der TiO_2 -Paragenese in einer Fundstelle und die Häufigkeit des Vorkommens auf 100 Fundstellen

Trotz dem ziemlich grossen Titangehalt der Kluftlösung ist der Titanit in den meisten Klüften der Paragenese eine Seltenheit. Nur in ganz wenigen Fundstellen tritt er sehr häufig auf, doch fehlen dann die TiO_2 -Mineralien vollkommen. Diese Erscheinung lässt sich folgendermassen erklären: Die Mineralien Anatas, Brookit und Rutil beginnen sich vor dem Titanit auszuschcheiden. Durch ihr Wachstum wurde fast der ganze Titangehalt beansprucht, so dass nur noch in seltenen Fällen ein Rest verblieb, aus dem sich dann bei veränderten Bedingungen die Titanitkristalle in Begleitung der TiO_2 -Mineralien bildeten. Nur in ganz wenigen Klüften wurden die nötigen Bedingungen zur Ausscheidung der TiO_2 -Mineralien nicht erreicht, und der gesamte Titangehalt wurde zur Titanitbildung herbeigezogen.

In Fig. 17 ist die oft von Fundstelle zu Fundstelle ziemlich stark wechselnde Häufigkeit der einzelnen Mineralien dargestellt worden,

wobei die Marke auf der Linie die mittlere Häufigkeit darstellt. Ferner ist auf der Abszisse abgetragen, in wieviel von hundert Fundstellen ein Mineral auftritt.

Durch das Studium der Verwachsungen, Durchdringungen, der Einschlüsse und der Umwandlungen der Mineralien auf den Stufen ist es möglich, für die häufiger auftretenden Kristalle die Zeitspanne der Ausscheidung einigermaßen eindeutig zu bestimmen. Für die selteneren Glieder der Paragenese, die nur akzessorisch auftreten,

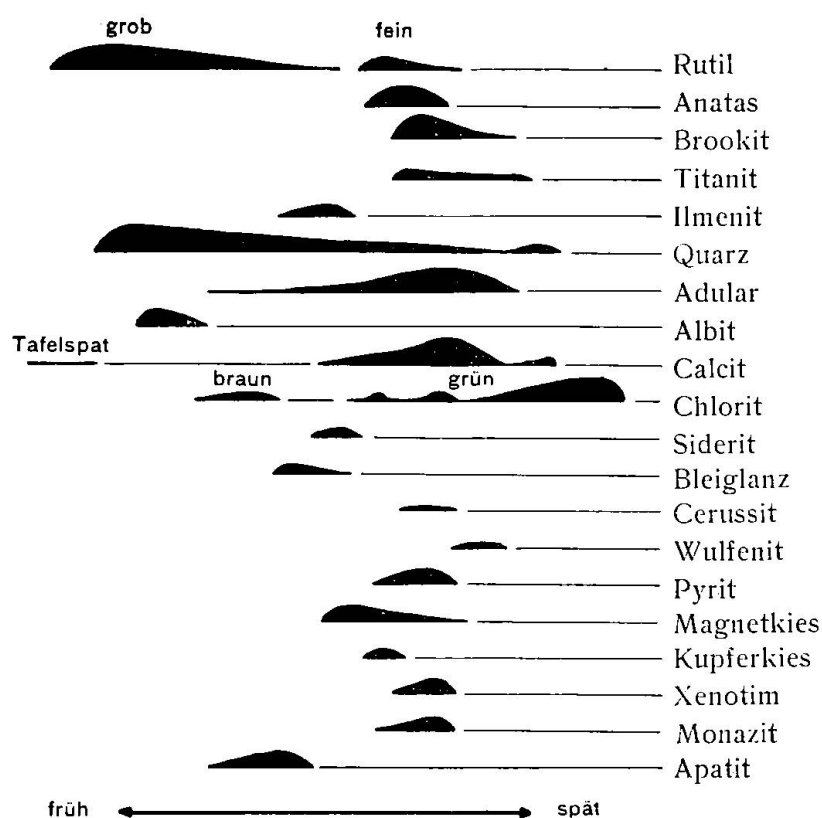


Fig. 18. Ausscheidungsfolge der Mineralien der TiO₂-Paragenese

ist dies oft nicht mit derselben Zuverlässigkeit möglich. Die in der Fig. 18 abgebildete Reihenfolge ist durch eine Zusammenstellung sämtlicher gemachter Beobachtungen an den untersuchten Klüften entstanden. Für vereinzelte Fundstellen sind jedoch Verschiebungen in der Ausscheidungsfolge beobachtet worden, die der Grosszahl der Beobachtungen widersprechen und deshalb darauf hinweisen, dass selbst in ein und derselben Mineralvergesellschaftung weitgehende Unterschiede von Fundstelle zu Fundstelle möglich sind.

Eine Erscheinung, die bei den Felduntersuchungen der noch nicht ausgebeuteten Klüfte das Interesse auf sich zog, ist die Verteilung und die Ausbildung der Mineralien im Klufthohlraum.

Allgemein kann beobachtet werden, dass besonders die den Mineralogen interessierenden Glieder der Paragenese bei einer verzweigten Kluft am häufigsten und auch am schönsten in kleineren bis mittelgrossen Nebenrisen im zentralen Teil der Fundstelle auftreten. Sehr oft nimmt die durchschnittliche Kristallgrösse aller Mineralien gegen das Zentrum der Fundstellen hin etwas zu. Die bekannte Erscheinung, dass in einzelnen Spalten ein oder mehrere Mineralien vorherrschen, während in benachbarten Kluftteilen wieder andere Glieder überwiegen, ist auch in dieser Paragenese häufig zu beobachten. Meist sitzen die TiO_2 -Mineralien und die Akzessorien direkt auf der Kluftwandung der Nebenrisse auf. Viel seltener sind sie auf Quarz, Adular oder auch auf Calcit aufgewachsen. Ist dies der Fall, so bildeten sich die Mineralien schwebend in der Kluftlösung, wie man dies besonders schön an Hand der Verteilung der Wachstumsbereiche der Brookitkristalle sehen kann. Sie sanken auf die andern Mineralien nieder, auf denen sie weiterwuchsen. Die oft überraschende Anreicherung einzelner Mineralien auf einzelnen Kluftflächen kann dadurch erklärt werden, dass in jenem Kluftteil die Bedingungen zur Ausscheidung von Kristallkeimen erreicht wurden, und diese weiterwuchsen, ohne dass sich in andern Kluftteilen Keime entwickeln konnten. Aus der Kluft wanderten dauernd neue Ionen in den betreffenden Hohlraum, um das durch das Kristallwachstum entstandene Manko in diesem Kluftteil gegenüber der Kluftlösung an den betreffenden Stoffen wieder auszugleichen. Dieser Prozess kann solange andauern, bis der gesamte Gehalt der Kluftlösung an den betreffenden Elementen zur Auskristallisation gelangt ist, und nun auf einem räumlich begrenzten Kluftteil ein seltenes Mineral in grossen, wohlausgebildeten Kristallen angereichert ist. Als ein Beispiel möge hier nur ein kleiner ca. kirschgrosser Hohlraum erwähnt werden, der durch eine kleine Öffnung mit der Hauptkluft verbunden war, und in dem nicht weniger als 18 Anataskristalle gezählt wurden, deren grösster 8 mm, die kleinsten 3—4 mm in Richtung der c-Achse aufweisen.

Häufig vermögen auch die Gesteinsgemengteile der Kluftwandung die ungleichmässige Verteilung der Mineralien zu beeinflussen. Je nach der Lage der Schieferungsebene zur Kluftwandung wird ein Weiterwachsen einzelner Gemengteile mehr oder weniger begünstigt. Habitus und Farbunterschiede, die sich bei Kristallen verschiedener Kluftteile oft deutlich bemerkbar machen, sind durch die Spezialuntersuchungen des besonders labilen Brookites behandelt worden. Dass die Konzentrationsverhältnisse der Kluftlösung

sowohl den Habitus wie auch die Farbe enorm beeinflussen, ist ferner an den Anataskristallen verschiedener Generationen zu beobachten. Auf der gleichen Klüftfläche treten die blauschwarzen, spitzpyramidalen Kristalle neben der zweiten Generation auf, die bedeutend kleiner sind, einen äusserst tafeligen Habitus besitzen und honigbraune Farbe aufweisen.

C. Beziehung zwischen den petrographischen Verhältnissen der Fundgebiete und der Verteilung und Mineralführung der Fundstellen

Bei den Felduntersuchungen der Fundstellen der TiO_2 -Paragenese, deren Muttergestein der Serizitgneis der nördlichen Schieferhülle ist, zeigte es sich, dass die Klüfte in der gesamten Masse des Serizitgneises nicht gleich häufig auftreten, sondern in einzelnen Gebieten angereichert sind. Es sind vor allem zwei Hauptfundgebiete zu unterscheiden. Einmal das Gebiet, welches das kleine und grosse Lungental, das Grieserntal, das Staldental sowie das Kästal umfasst. Das zweite Fundgebiet liegt in der Reusschlucht bei Intschi und Ried und am Intschialpbach. Ein drittes, weniger stark ausgeprägtes Maximum an Fundstellen der TiO_2 -Paragenese liegt im Gebiete der Strahligen Stöcke, doch sind dessen petrographische Verhältnisse nicht eingehend genug untersucht worden, um eine genauere Abklärung der Beziehungen zwischen der Petrographie und den Fundstellen zu gestatten. Auch das Gebiet der Reusschlucht wurde nur oberflächlich untersucht, doch sind die Verhältnisse ähnlich denjenigen des Grieserntales, was eine Parallelisation gestattet. Besonders eingehend wurden die Fundstellen im Raume zwischen Lungental und dem Bändertal untersucht. Im Folgenden soll deshalb an diesem Beispiel versucht werden, die Abhängigkeit der Fundstellen von der Petrographie zu ermitteln.

Bekanntlich führen nicht sämtliche Klüfte der TiO_2 -Paragenese die TiO_2 -Mineralien, sondern in einzelnen Fundstellen können diese ganz fehlen oder sind nur durch ganz vereinzelte, kleine Kristalle vertreten. In Fig. 19 sind in den Gebieten mit grosser Klüftdichte jene Stellen eingezeichnet, an denen die TiO_2 -Mineralien besonders häufig und gut ausgebildet auftreten. Es zeigt sich, dass jene Fundstellen, die die reichhaltigen Stufen schön entwickelter Brookit- und Anataskristalle lieferten, auf einem räumlich eng begrenzten Gebiete liegen und nicht etwa willkürlich über das Fundgebiet zerstreut sind. Je weiter man sich von diesem Bezirk entfernt, umso spärlicher werden die TiO_2 -Mineralien in den Fundstellen, und auch die Kristallgrösse nimmt merklich ab. Unterredun-

gen und Begehungen mit alten, erfahrenen Strahlern bestätigen diese Beobachtungen voll und ganz. Auch in der Reusschlucht bei Intschi treffen wir dieselben Erscheinungen an.

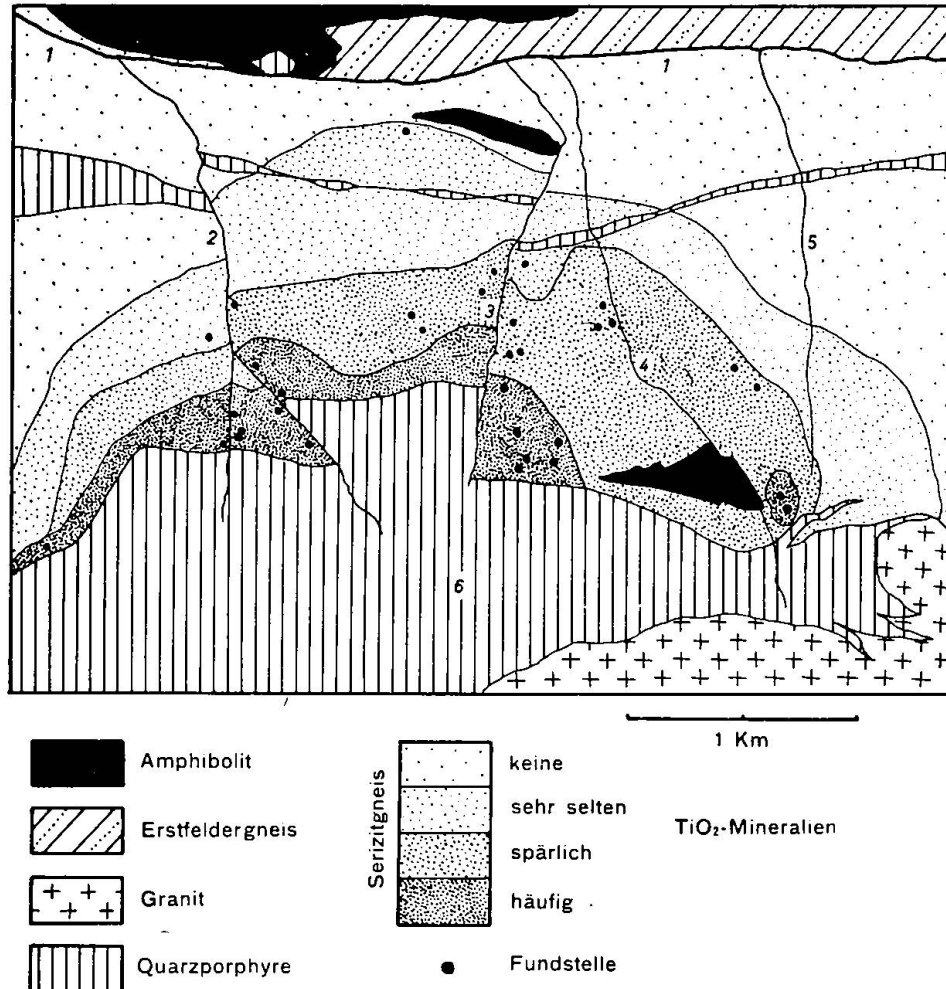


Fig. 19. Häufigkeit der TiO_2 -Mineralien im Fundgebiet des Grieserntal-Lungental. Zwischen Grieserntal und grossem Lungental ist deutlich die grosse Sackung zu erkennen

1 Kärstelenbach 3 Grieserntal 5 Kästal
2 Lungental 4 Staldenbach 6 Tscharrngrat

An beiden Fundgebieten ist der Bezirk, in dem die TiO_2 -Mineralien am hervorragendsten ausgebildet sind und weitaus am häufigsten auftreten, an der Grenze zwischen dem Serizitgneis und den Quarzporphyren gelegen. Sowohl physikalische wie auch chemische Umstände mögen diese Anreicherung TiO_2 -reicher Fundstellen bewirken. Wie schon erwähnt, ist in den Fundgebieten die Kluftdichte eine grössere als in der übrigen Masse des Serizitgneises. Im Gebiete des Grieserntales mag dies mit einer stärkeren mechanischen

Beanspruchung des Serizitgneises zusammenhängen, der zwischen der mächtigen, starren Amphibolitmasse des Geschel und dem am weitesten nördlich vorstossenden zentralen Aaregranit und Quarzporphyr des Oberalpstockes stark gepresst wurde. Die Kluftdichte im Fundgebiete selbst ist fast überall gleich. Ganz selten kann eine schwache Zunahme gegen Süden, also gegen die Quarzporphyrgrenze hin, erkannt werden.

Für die Anreicherung von Brookit, Rutil und Anatas in bestimmten Bezirken sind sicherlich spezielle chemische Bedingungen ausschlaggebend. Zur Bildung dieser Anreicherung ist die Nachbarschaft der Quarzporphyrmasse von wesentlicher Bedeutung, an deren Grenze diese Lokalitäten liegen. In einem Fall sind dies die mächtigen Quarzporphyre des Tscharren, im andern der nördliche Quarzporphyrzug, der südlich Intschi das Reusstal quert. Die drei Modifikationen verhalten sich, was ihre Häufigkeit und die Grösse der Kristalle anbetrifft, in den Fundgebieten unterschiedlich. Anatas ist am wenigsten abhängig von der Lage der Kluff, so dass man auch in den TiO_2 -armen Gegenden des Fundgebietes vereinzelte Kristalle antrifft. Doch auch bei Anatas ist eine deutliche Zunahme der Anzahl der Kristalle und deren Grösse gegen das obere Grieserental und Lungental zu erkennen. Besonders deutlich ist die Abhängigkeit von der Lage beim genau untersuchten Brookit ersichtlich. Sowohl die Kristallgrösse wie auch die Häufigkeit sind hier streng von der Lokalität abhängig. Der Rutil, der in der Titanparagenese im Maderanertal die seltenste Modifikation des Titandioxydes darstellt, tritt nur in den eng begrenzten, besonders TiO_2 -reichen Bezirken auf. Für die andern Glieder der Paragenese ist es nicht möglich, eine ähnliche Abhängigkeit ihres Auftretens von der Lage der Kluff im Fundgebiet festzustellen.

Der Serizitgneis, in dem die TiO_2 -reichen Fundstellen liegen, unterscheidet sich weder makroskopisch noch mikroskopisch von demjenigen anderer Stellen des Fundgebietes. Eine Ti-Zufuhr aus den Quarzporphyren in den Gneis kann nicht angenommen werden, denn der Gneis ist schon bedeutend titanreicher als der Quarzporphyr.

Die folgende Erklärung für den Titanreichtum dieser Fundstellen scheint mir am wahrscheinlichsten: Durch die Intrusion der Quarzporphyre in den Serizitgneis hinein oder diesem entlang wurde dieser äusserst schwach kontaktmetamorph beeinflusst. Durch diese makroskopisch wie auch mikroskopisch nicht zu erkennende Kontaktmetamorphose fand eine TiO_2 -Entmischung in den titanführenden Mineralien des Gesteins statt. In den Biotitkristallen dieser Ge-

steinspartien erkennt man oft reichlich sagenitisch verwachsenen Rutil. Bei den späteren Vorgängen, die zur Bildung der Mineral-
kluft führten, gelangte deshalb bedeutend mehr Titan in die Kluff-
lösung, was den Reichtum an Titanmineralien bedingte. Die hervor-
ragende Ausbildung von Anatas und besonders von Brookit ist auf
spezielle physikalische und chemische Bedingungen während der
Auskristallisation zurückzuführen. Erst wenn ganz verschiedene Fak-
toren zusammentreffen (Kontaktmetamorphose, Zerrkluffbildung,
spezielle Auskristallisation), entstehen die durch ihre Brookit- und
Anataskristalle berühmt gewordenen Fundstellen des Untersuchungs-
gebietes.

3. Abschnitt: Die beeinflussten Mineral- fundstellen

Im obersten Grieserental wurden einige Fundstellen untersucht,
die infolge ihrer Mineralführung mit Bestimmtheit zu der TiO_2 -
Paragenese zu rechnen sind, wobei jedoch eine abweichende Ausbil-
dung der Mineralien gegenüber derjenigen der andern Fundstellen
auffiel. Die Untersuchung der petrographischen Verhältnisse dieser
Klüfte ergab die Erklärung dieser Eigentümlichkeit.

Die Fundstellen liegen an der Grenze zwischen Serizitgneis und
Amphiboliten, so dass die Zusammensetzung der Klufflösung durch
die Nähe des Amphibolites beeinflusst wurde und deshalb von der-
jenigen der normalen TiO_2 -Fundstellen wesentlich abweicht. Von
Mischparagenesen im eigentlichen Sinn möchte ich nicht sprechen,
da die einzelnen Spalten sowie die Imprägnationszone noch voll-
kommen im Serizitgneis liegen (Fig. 20). Auch die Mineralassoziation
ist die gleiche wie in der TiO_2 -Paragenese. Ein Auftreten von Mi-
neralien, die für die Amphibolitparagenese typisch sind, konnte nicht
beobachtet werden.

Die Fundstellen liegen zwischen einem halben Meter und ca.
2,5 Meter von der Gesteinsgrenze entfernt. Vergleicht man die Stufen
der drei Fundstellen, so erkennt man, dass mit zunehmendem Ab-
stand von der Gesteinsgrenze die Beeinflussung rasch abnimmt. So
ist schon in der Entfernung von 2,5 m die Auswirkung eine sehr
geringe und nur noch an vereinzelt Mineralien zu erkennen.

Stellenweise ist auch eine schwache Beeinflussung des Serizit-
gneises durch den Amphibolit zu erkennen, was sich an seinem re-
lativ hohen Chloritgehalt zeigt. Auch tritt Titanit in grösseren Kri-
stallen auf und ist häufiger als normal. Der Amphibolit setzt sich
wie folgt zusammen:

Gew. grüne Hornblende	41 ‰
Biotit	8 ‰
Albit-Oligoklas	25 ‰
Quarz	12 ‰
Kaliumfeldspat	2 ‰
Calcit + Akzessorien	12 ‰

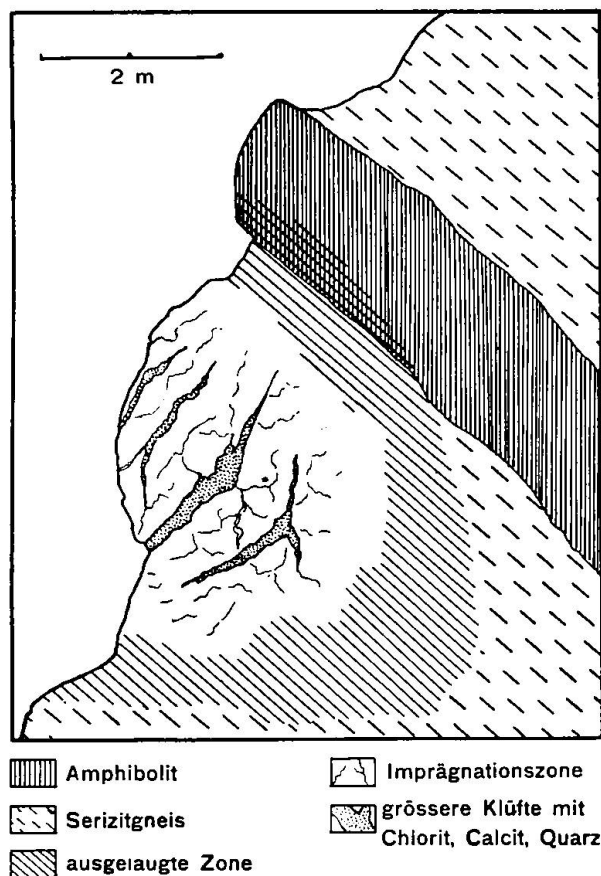


Fig. 20. Fundstelle einer beeinflussten Paragenese (Profil)

Auffallend ist der ziemlich grosse Quarzgehalt, der jedoch eine sekundäre Erscheinung ist; ein Grossteil des Quarzes wurde später zugeführt und ist in feinen Spalten und Gängen im Schliff zu erkennen. Dass eine Stoffzufuhr stattgefunden hat, zeigt auch die ziemlich starke Biotitisierung der Hornblende. Nur ein kleiner Teil des Biotites ist primär entstanden. Der grösste Teil des Biotites wurde später ausgebleicht und in Chlorit umgewandelt. Im Folgenden soll kurz auf die spezielle Ausbildung der Mineralien dieser Fundstelle eingegangen werden. Am auffallendsten ist die Entwicklung des Anatas. Dieser erreicht eine mittlere Grösse von nur 1—2 mm. Sehr häufig ist der Habitus ausgesprochen tafelig, seltener ist nur {111} vorhanden, oder sind die Kristalle isometrisch. Die feinen Kriställ-

chen überziehen oft ganze Teile der Kluftfläche und sind häufig in feinsten Rissen angereichert. Auffallend ist die Färbung des Anatas. Während in den normalen Fundstellen blauschwarze Töne bei weitem vorherrschen, sind hier die Kristalle intensiv braunrot bis blutrot, manchmal gelbbraun, seltener grau bis fast farblos. Blauschwarze Kristalle wurden nie beobachtet. Anatas überwiegt bei weitem über Brookit, der selten auftritt. Die kleinen, gelbbraun gefärbten Kristalle zeigen nur ab und zu eine schwache Graufärbung im Wachstumsbereich $\langle 001 \rangle$. Die Kopfform wird durch $\{122\}$ und $\{001\}$ bestimmt, die sich ungefähr die Waage halten, während $\{021\}$ nur klein entwickelt ist. Ausbildung von Quarz, Adular und Albit zeigen keine Besonderheiten. Auch hier sind die beiden Feldspäte parallel verwachsen. Calcit, der ziemlich häufig ist, tritt oft in grossen Rissen als Tafelspat auf. Die Hauptmasse des Calcites zeigt also die gleichen Erscheinungen wie der Calcit der Amphibolitparagenese. Die später ausgeschiedenen Kristalle sind Kombinationen von einem Grundrhomboeder und dem Prisma. Sehr selten sind auch Kristalle mit sklenoedrischem Habitus vorhanden. Mit dem Tafelspat tritt oft auch Chlorit auf, der durch seine Farbe auffällt. Als Einschluss in Quarz ist er olivgrün bis grau. Auch auf den Stufen ist Chlorit immer gräulich oder dann sehr dunkelgrün, unterscheidet sich also von dem matt hellgrün gefärbten der TiO_2 -Paragenese deutlich. Kupferkies und Bleiglanz treten beide im Quarzband auf, während der Ilmenit in grösseren Tafeln auf den Stufen vorkommt. Monazit und Xenotim sind die beiden seltensten Glieder dieser Klüfte.

In den drei untersuchten Fundstellen fehlen Rutil, Titanit, Siderit, Pyrit, Magnetkies und Apatit.

2. KAPITEL: DIE AMPHIBOLITPARAGENESEN

Von den beiden wichtigsten Mineralvergesellschaftungen des Maderanertales haben die Fundstellen, die an die metamorphen, basischen Eruptiva gebunden sind, hauptsächlich schöne Quarz-, Calcit- und Titanitstufen geliefert. Besonders bekannt sind die einzigartigen Amiantfunde. Trotz den Museumsstücken, die dieser Paragenese entstammen, schenkt der Mineraloge des Maderanertales jedoch seine Aufmerksamkeit in erster Linie der TiO_2 -Mineralvergesellschaftung, die durch Reichhaltigkeit an interessanten Mineralien die Bevorzugung rechtfertigt. Aus diesem Grunde wurden sowohl im Felde als auch im Labor die Klüfte und Stufen der Amphibolitparagenese etwas stiefmütterlich behandelt. Die Amphibolitparagenese entspricht der von PARKER (24) aufgestellten Fundortgruppe 1d.

A. Die Mineralien der Paragenese

Der Quarz. Dieses häufigste Mineral ist oft von seltener Klarheit. Als Flächen treten neben den Rhomboedern und dem Prisma noch das steile Rhomboeder $\{70\bar{7}1\}$, die trigonale Dipyramide und das Trapezoeder auf. Interessant sind die Verwachsungen von Quarz und dem als Papierspat ausgebildeten Calcit, die beide gleichzeitig auskristallisierten.

In einer Fundstelle wurden neben den normalen Quarzkristallen, Amiant, Epidot, Titanit, Adular, Calcit und Chlorit auch zwei höchst merkwürdige eigrosse Quarzknollen gefunden. Die Begrenzung dieser Kristalle ist sehr auffallend, wird sie doch zum grössten Teil von vollkommen krummen Flächen gebildet. Am häufigsten sind kegelförmige Gebilde, die stellenweise stark angereichert sein können. Oft sind auch parallel orientierte leistenförmige Flächenstücke vorherrschend. Daneben treten auch Grübchen und Löcher auf, die z. T. recht tief in den Kristall eingreifen. Die Oberfläche der hier skizzierten Formen ist sehr variabel. Hier und da ist sie glatt und glänzend, oft jedoch matt oder grau. Bei starker Vergrösserung erkennt man unzählige Grübchen, die je nach Lage aus zwei bis drei Flächenelementen gebildet werden. Die gesetzmässige Form und die Orientierung der Grübchen zeigt uns, dass es sich um Ätzungserscheinungen handelt. An einem der Kristalle sind noch Flächenreste der normalen Form vorhanden. Auch auf diesen Wachstumsflächen sind, allerdings in vermindertem Masse, die Ätzfigürchen vorhanden. Das Übereinstimmen der Flächensymmetrie und der Grübchensymmetrie ist leicht zu erkennen. An den Kanten der Wachstumsflächen ist eine starke Korrosion zu beobachten, da gerade die Kanten bei starker Ätzung sich am instabilsten verhalten. Zur Probe wurden im Laboratorium Quarzkristalle mit Flussäure geätzt. Nach einiger Zeit konnten in kleinerem Masse dieselben Erscheinungen wie bei den grossen Kristallen beobachtet werden.

Die verschiedenen Formelemente, die durch Ätzung entstanden sind, sind an ganz bestimmte Partien des Kristalles gebunden. Die kegelförmigen Flächenelemente sind durch Ätzung der Rhomboederflächen entstanden. Der Öffnungswinkel der oft centimetergrossen Kegelchen ist einheitlich und beträgt ca. 90° . Ätzfigürchen in dieser Partie besitzen trichterförmige Gestalt. Die leistenförmigen Flächenelemente sind hauptsächlich in der Partie der geätzten Prismen vorhanden, und zwar läuft die Längsrichtung der Leisten parallel der Streifung der Prismenflächen.

Was für Vorgänge zur Ätzung der Kristalle in der Kluft führten, ist schwierig zu ermitteln. Neben den zwei beschriebenen Exemplaren traten im gleichen Hohlraum noch andere vollkommen normale Quarze auf. Auch die Begleitminerale lassen keine aussergewöhnliche Ausbildung erkennen. Die Ätzung muss vor dem Abschluss der Adular- und Epidotbildung erfolgt sein, denn kleine Adularkristalle und seltener auch Epidot sind aufgewachsen auf die geätzte Oberfläche. Ein Quarzwachstum nach der Ätzung hat nicht mehr stattgefunden.

Der Adular. Ein weiteres häufiges Glied der Paragenese ist der Adular, der oft auf einzelnen Kluftflächen sehr stark angereichert sein kann. Die Kristalle sind meist nur mittelgross bis klein und häufig schwach pseudorhomboedrisch ausgebildet. Selten sind an einzelnen Fundstellen Adularvierlinge vorhanden. Die grösseren Individuen sind immer porzellanweiss bis schwach durchscheinend, die kleineren oft wasserklar.

Der Calcit. Besonders die spezielle Ausbildung des Calcites als Papierspat, der für diese Fundstelle typisch ist, lenkt die Aufmerksamkeit auf dieses Mineral. Durch die äusserst stark entwickelte {0001}-Fläche erhält der Kristall einen extrem tafeligen Habitus. Als Begrenzungsflächen der Tafeln ist das Grundrhomboeder weit aus am häufigsten; nur selten ist das negative flache Rhomboeder entwickelt. Die einzelnen Individuen können oft einen Centimeter Dicke und bis zu 15 cm Durchmesser erreichen. Der sogenannte Papierspat ist durchsichtig und nur 1 bis 2 mm dick. Immer erkennt man auf der Basis eine nach drei sich unter 60° schneidenden Richtungen entwickelte Streifung, die durch eine polysynthetische Verzwilligung nach (01 $\bar{1}$ 2) entsteht. Häufig sind Zwillinge nach diesem Gesetz entwickelt. So kann es vorkommen, dass auf einer Calcit-tafel hauchdünne Papierspatlamellen nach den drei Flächen (01 $\bar{1}$ 2) aufgewachsen sind. Meist ist eine der drei Richtungen jedoch bevorzugt, und die andern treten zurück.

Wie wir an Wachstumsstörungen von Calcit und Quarz sowie an Adular erkennen können, ist der Tafelspat die Frühkristallisation des CaCO_3 , die mit der Bildung der Quarzkristalle zusammenfällt. Ab und zu sind auf den Tafelflächen mehr oder weniger grosse rhomboedrische Höcker entwickelt, die durch ein flaches Rhomboeder und die klein entwickelte Basis begrenzt sind. Es handelt sich dabei um ein stellenweises Weiterwachsen der Kristalle unter veränderter Lösungszusammensetzung, die die Entstehung des rhomboedrischen Habitus bedingt. Man erkennt deutlich, dass diese aufgewachsenen

Partien einer späteren Kristallisationsphase des Calcits angehören. Besonders ein feiner Chloritüberzug auf dem Tafelspat, der dann stellenweise überwachsen wurde, zeigt deutlich den Unterbruch in der Kristallisation.

Nur höchst selten ist der Calcit rhomboedrisch entwickelt. Kristalle, die diesen Habitus aufweisen, sind auf einige wenige Fundstellen beschränkt, in denen sie wegen ihrem spärlichen Auftreten und der geringen Grösse gern übersehen werden.

Der Chlorit. Fast in allen Fundstellen ist dieses wasserhaltige Mg-Fe-Silikat sehr reichlich vorhanden. Ausnahmslos handelt es sich um Ripidolith, einen Fe-reichen Prochlorit, der häufig in einzelnen Klüftteilen sehr stark angereichert ist. Die dunkelsamtgrünen Kristalle sind oft auf den andern Mineralien, besonders auf Quarz und Adular, aufgewachsen. Besonders in den tieferen Partien der Hohlräume ist der Chlorit derart angereichert, dass er die ganze Kluft füllt. In einzelnen Fundstellen treten auch Einschlüsse in Quarzkristallen auf, die braungrau gefärbt sind. Es ist dies eine Frühkristallisation des Chlorites, die in der letzten Phase der Quarzbildung ausgefällt wurde. Phantomquarze sind deshalb häufig, die nur eine dünne, klare Hülle über dem Einschluss besitzen. In vereinzelten Fundstellen, die nach Aussagen der Strahler, die sie ausbeuteten, nach aussen gut abgeschlossen waren, ist manchmal folgender interessante Vorgang zu beobachten: Die Hülle der Phantomkristalle war zur Zeit, da der Fund gemacht wurde, ohne jegliche Risse oder Sprünge. Die Stufen wurden zum Teil in einem halbdunklen Keller, zum Teil in einer Werkstatt aufbewahrt. Nach etwa einem Jahr zeigten sich allmählich feine Risse auf allen Stufen. Deutlich sieht man, dass die entstandenen Sprünge angenähert entlang der Oberfläche des Chloriteinschlusses verlaufen. Die Bildung dieser feinsten Spalten ist nicht auf eine spätere Erschütterung zurückzuführen, denn die Kristalle wurden in moosgepolsterten Kisten aufbewahrt. Ich glaube, die Entstehung der Risse auf eine Volumvergrösserung des eingeschlossenen Chlorites zurückführen zu dürfen, die durch den Unterschied der Bedingungen zwischen Kluft und Aufbewahrungsort ausgelöst wurde. Wie schon erwähnt, waren die Hohlräume vor der Ausbeute gut abgeschlossen, so dass kein Licht und vielleicht kaum Luft einzudringen vermochten. Durch die Einwirkung des Lichtes und vielleicht des Sauerstoffes der Luft wäre es möglich, dass im Chlorit Umsetzungen ausgelöst wurden, die eine Volumvergrösserung zur Folge hatten. Dadurch wurde die äussere Quarzhülle allmählich abgesprengt. Da es nicht gelang, Kristalle

mit noch unverändertem Chlorit zu erhalten, um Versuche durchzuführen, wird es kaum möglich sein, den Vorgang eindeutig zu klären.

Der Amiant. Die Ausbildung der Kristalle ist eine sehr feinfaserige, seltener schwach nadelige. Die oft 3—4 cm langen Amianthaare überdecken oft grössere Partien der Kluftfläche. Oft sind sie büschel- oder besenförmig angeordnet, dann wieder gleichmässig verteilt. Gespinstartige Massen wie Bergleder sind ziemlich selten. Die Farbe ist häufig weisslichgrün bis grünlichgrau, seltener jedoch sind gelbbraune Töne, die auf eine Färbung durch Limonit zurückzuführen sind. Fast in allen Klüften sind wenigstens Spuren von Amiant vorhanden, in einzelnen Klüften dagegen tritt der Byssolith sehr häufig auf.

Amiant ist die Erstausscheidung der Kluft, was deutlich an den Verwachsungen mit den andern Mineralien zu erkennen ist.

Der Titanit. Bedeutend häufiger und schöner entwickelt als in der TiO_2 -Paragenese ist der Titanit in den Fundstellen der amphibolitischen Gesteine. Die Kristalle erreichen oft bedeutende Grösse, haben meist einen ausgezeichneten Glanz und sind sehr oft klar. Zum grössten Teil sind die Kristalle tafelig nach {100} und in Richtung der b-Achse gestreckt. Auch Exemplare mit dipyramidalem Habitus sind auf einigen Fundstellen angereichert. Penetrationszwillinge nach (100) sind ziemlich häufig, während Kontaktzwillinge nur selten auftreten. Dunkelrotbraune bis gelbgrüne Farbtöne herrschen vor, während gelblich trübe oder schwach graubraune Kristalle selten sind.

Der Epidot. In andern Fundräumen der Paragenese ist der Epidot ein häufiges, gut entwickeltes Glied, im Maderanertal tritt er jedoch nur als Akzessorium auf. Die Kristalle sind selten schön ausgebildet und erreichen kaum mittlere Grösse. Die Endbegrenzung ist meist nur mangelhaft entwickelt, weist aber eine ganze Anzahl verschiedener Flächen auf, unter denen das seitliche Pinakoid hervortritt. Die trüben Kristalle sind meist hellgrün gefärbt. Seltener sind klare dunkelgrüne Individuen, die auch eine bessere Flächenentwicklung besitzen. Oft sind ganze Klumpen von regellos verwachsenen Epidotnadeln und Stengeln vorhanden, die oft mit Calcit, Amiant und Adular innig verwachsen sind.

Der Apatit. Dieses seltene Mineral der Paragenese tritt in sehr kleinen Kristallen auf, die oft nur 2—3 mm im Durchmesser erreichen. Meist sind sie kugelig ausgebildet, bei etwas grösseren Individuen ist der Habitus jedoch dicktafelig. Die Kristalle fallen durch ihren Flächenreichtum auf. Neben der Basis und den beiden

Prismen sind drei Dipyramiden I. Stellung, drei Dipyramiden II. Stellung und zwei Dipyramiden III. Stellung fast immer entwickelt. Die Apatite sind immer wasserklar und besitzen einen auffallend schönen Glanz.

Der Pyrit. Als einziges Erz tritt auf einzelnen Fundstellen auch der Pyrit in kleinen, meist würfeligen Kriställchen auf, die fast vollkommen limonitisiert sind. Nur in einer Fundstelle wurden einige mittelgrosse frische Kristalle gefunden, die die sogenannte Ikosaederform aufwiesen, also eine Kombination von Oktaeder und Pentagondodekaeder darstellen.

Der Apophyllit. Weitaus das seltenste Mineral der Paragenese ist dieser einachsige Zeolith. Bis jetzt ist nur eine Fundstelle am Hohen Schnabel bekannt, in der eine Reihe wohlentwickelter Kristalle gefunden wurde. Da die Klüft vollkommen weggesprengt wurde, ist es nicht mehr möglich zu bestimmen, ob der Fund auch wirklich zur Amphibolitparagenese gezählt werden darf, oder ob es sich um eine Spezialparagenese handelt.

Die gross entwickelte Einheitspyramide verleiht dem Kristall einen spitzpyramidalen Habitus. Die sonst gross entwickelte Basis war verschwindend klein. Als dritte Form konnte noch das Prisma {100} beobachtet werden. Neben Apophyllit traten in der Klüft noch Quarz, Adular, Tafelspat und Chlorit auf.

Zwei Glieder der Mineralvergesellschaftung, die in anderen Fundstellen oft auftreten, fehlen im Gebiete des Maderanertales. Weder der Albit noch der Prehnit konnten bei den Felduntersuchungen der Klüfte noch auf den Stufen, die die Strahler in den letzten Jahren sammelten, festgestellt werden.

B. Die Fundstellen der Amphibolitparagenese

Die wenigen unausgebeuteten Fundstellen dieser Mineralvergesellschaftung, die während den Felduntersuchungen näher studiert wurden, gestatten keine zuverlässigen Angaben über den Bau der Klüfte, die Verteilung der Mineralien und deren Häufigkeit zu machen. Die Mineralien der Paragenese schieden sich in der folgenden Reihenfolge aus: Amiant, Calcit und Quarz, Pyrit, Adular und Epidot, Apatit und Titanit, Chlorit.

Die Fundstellen der Paragenese sind auf einzelne Amphibolitmassen beschränkt. In sämtlichen Schollenamphiboliten fehlen Klüfte vollkommen. In den Amphiboliten des Grieserntales sind die Fundstellen ziemlich stark angereichert. Diese Eruptiva bilden kompakte Lagergänge von schwach basischer bis intermediärer Zusammen-

setzung. Die aplitische Durchaderung ist relativ spärlich. Einzelne grosse, sich verästelnde Aplite durchschlagen das Gestein. Die Untersuchung der Aplite ergab, dass diese nicht als saure Nachschübe der basischen Intrusion aufzufassen sind, sondern bedeutend jünger sind und der Ganggefolgschaft des zentralen Aaregranites angehören (siehe petrogr. Teil). Ob die Ursprungszusammensetzung der Amphibolite oder ein Stoffaustausch nach der aplitischen Druckaderung der wesentliche Faktor für den relativen Fundstellenreichtum dieser Amphibolitmassen ist, konnte nicht ermittelt werden.

3. KAPITEL: DIE SPEZIALPARAGENESEN

Sowohl unter den in der Literatur aufgeführten Fundstellen wie auch unter denjenigen, die anlässlich der Felduntersuchung genauer studiert wurden, befinden sich Klüfte, deren Mineralvergesellschaftung nicht mit einer der beiden beschriebenen Paragenesen in Einklang gebracht werden kann, die aber so vereinzelt auftreten, dass eine Ausscheidung einer neuen Fundstellengruppe nicht gerechtfertigt erscheint. Diese vereinzelt unter sich verschiedenen Klüfte werden in diesem Kapitel zusammengefasst. Detaillierte Untersuchungen konnten nicht immer vorgenommen werden, da das Untersuchungsmaterial z. T. recht spärlich war.

A. Die Fluoritfundstelle ob dem Bänderwald

In einer infolge der Erosion schon längere Zeit offen gestandenen Kluft wurde neben Quarz, Adular, Calcit, Chlorit und Titanit auch Fluorit gefunden. Die klaren, rosaroten Kristalle erreichen eine maximale Grösse von ca. 6 mm und sind von {111} begrenzt. Sämtliche Kristalle sind auf einem etwa handgrossen Stück der unteren Kluftfläche aufgewachsen. Die Verteilung der Kristalle zeigt, dass sich diese schwebend in der Kluftlösung bildeten, nach dem Absinken noch weiterwuchsen und so auf klaren, etwa 2—5 cm grossen Quarzkristallen aufwuchsen oder diese, besonders wenn die Fluorite kleinere Ausmasse besaßen, zum Teil überkrusteten. Der Quarz ist normal ausgebildet und zeigt hie und da Ansätze zur Phantombildung. Calcit ist als Tafelspat entwickelt und tritt verhältnismässig spärlich auf. Chlorit, der sehr häufig den Quarz und den normal entwickelten Adular überzieht, ist in grosser Masse vorhanden und weist eine dunkelgrüne Farbe auf. Titanit ist ziemlich verbreitet. Die kleinen, gelblichen Kristalle sind nach der b-Achse spindelförmig gestreckt und treten ab und zu als Penetrationszwillinge auf. Meist sind die Kriställchen auf Quarz aufgewachsen.

Die Mineralausscheidung begann mit dem Tafelspat. Bald danach setzte jedoch auch das Quarzwachstum ein. Gegen dessen Ende hin entwickelte sich der Adular und, schwebend in der Kluft, der Titanit und der Fluorit, die während dem Wachstum niedersanken und im Endstadium der Quarzbildung auf diesem aufwuchsen. Mit diesem Zeitpunkt setzte die Hauptausscheidung des Chlorites ein.

Der Fund ist insofern interessant, als Fluorit im Aarmassiv bis jetzt nur im Zentralen Aaregranit gefunden wurde.

Ein Fluoritvorkommen, das in der Schlucht des Kärstelenbaches nördlich von Bristen liegt, befindet sich in einem mächtigen Aplite, der sehr wahrscheinlich mit dem kleinen Granitstock von Bristen in Zusammenhang steht. Auch im Stollen des Amsteger Kraftwerkes wurde Fluorit in Zusammenhang mit Apliten gefunden. Das Nebengestein unserer Kluft dagegen ist ein Serizitgneis. Sowohl im Handstück wie im Schliff kann man jedoch einige Verschiedenheiten gegenüber der normalen Ausbildung erkennen. Ziemlich viel Biotit ist vorhanden, so dass dieser oft über den hellen Glimmer überwiegt. Letzterer ist sowohl feinschuppig als Serizit ausgebildet oder tritt auch als Muskowit auf. Der Gehalt an Kaliumfeldspat ist etwas grösser, als dies sonst im Serizitgneis der Fall ist, während der Plagioklas schwach zurücktritt. Neben dem reichlichen Quarz sind noch grosse Apatitkristalle und Zirkon vorhanden. Beim Betrachten der Schiffe und der Handstücke erhält man den Eindruck, dass es sich hier um ein Orthogestein granitischer Abstammung handle. Da die Aufschlüsse in der Umgebung ziemlich schlecht sind, war es nicht möglich, die Abgrenzung der Orthopartie gegen den eigentlichen Serizitgneis durchzuführen.

B. Die Phenakitfundstelle im Grieserntal

Im Jahre 1933 wurde im mittleren Grieserntal auf der linken Seite ca. 100 Meter südlich der Kaffeebalm in einer Kluft neben Quarz, Adular und Chlorit auch Phenakit gefunden. Die nadeligen prismatischen Kristalle wiesen eine Länge von nahezu 4 cm auf. Da sie meist vollkommen von Chlorit überdeckt sind, in dem sie eingebettet lagen, ist es nicht immer möglich, die Endflächen zu erkennen. Wesentliche Unterschiede zwischen den Kristallen von Reckingen aus dem Oberwallis und denjenigen dieser Fundstellen bestehen nicht. Der Phenakit befand sich in einer vollkommen abgeschlossenen Spalte. In den andern Hohlräumen der Fundstelle traten Quarz, Adular, Calcit, Chlorit, Titanit und Bleiglanz mit Cerussit und Wulfenit auf. Die Fundstelle, die heute weggesprengt

ist, befindet sich in einem ziemlich mächtigen Aplit, der einen etwa 50 Meter mächtigen Amphibolitzug durchzieht und sich nach oben verästelt. Die Mineralvergesellschaftung, wie sie hier vorliegt, ist typisch für Fundstellen, wie sie in den Apliten der basischen Eruptiva hier und da beobachtet werden können.

C. Die Muskowit-Sideritfundstellen der Strahligen Stöcke

Auf der Westseite der Strahligen Stöcke befinden sich auf engem Raum einige Fundstellen, die neben Quarz und Albit durch ziemlich viel Siderit und etwas Muskowit ausgezeichnet sind. Besonders auffallend ist der Siderit ausgebildet, der oft in grossen Massen vorkommt. Die kleinen, meist nur 1—2 mm grossen flachen Rhomboeder besitzen leicht sattelförmige Kanten. Diese Individuen verwachsen zu ganzen Kugeln, die oft 2 cm Durchmesser erreichen und manchmal die ganze Kluftoberfläche sowie die anderen Mineralien überdecken. Häufig sind auch kleinere Gebilde dieser Art in den Quarzkristallen eingewachsen. Fast immer ist infolge der Einwirkung des Schmelzwassers der Siderit gänzlich in Limonit umgewandelt. Die Muskowitkristalle sind sehr klein und typisch dünntafelig ausgebildet. Die gelblichbraunen Blättchen bilden oft einen feinen Überzug auf der Kluftfläche, der einen samtartigen Glanz aufweist.

Interessant sind die Quarzkristalle, die gut ausgebildet oft eine Längserstreckung von ca. 15 cm erreichen. Die Oberfläche sämtlicher Quarzkristalle ist infolge einer schwachen Ätzung matt, ähnlich Milchglas. Durch diese Erscheinung erkennt man bei Zwillingsbildung verschiedener Kristalle die Einzelindividuen ausserordentlich deutlich, da die raue Oberfläche je nach der Lage verschieden stark das Licht reflektiert.

Der Albit tritt nur sehr spärlich auf. Die nach (010) tafeligen Kristalle sind meist nach dieser Ebene verzwillingt. Die kleinen Kristalle besitzen eine weisslich trübe Farbe.

Das Nebengestein ist ein etwas kompakterer Serizitgneis, der sonst keine weiteren Eigentümlichkeiten aufweist.

D. Die Fundstellen des Droseleggs

Eine ganze Gruppe von Einzelklüften, die jedoch in Bezug auf Bau, petrographische Verhältnisse und Mineralführung übereinstimmen, sind im Droselegg im Kästal auf kleinem Raum angereichert. Die ganze Fundstellengruppe muss als eine Spezial-Paragenese betrachtet werden, obwohl ein Teil der Fundstellen im Serizitgneis liegt und die Mineralien sämtlich auch in der TiO_2 -Paragenese auftreten.

Als Mineralien sind vertreten Quarz, Adular, Calcit, Chlorit, Apatit, Titanit und Bleiglanz mit Wulfenit. Adular, Quarz und Chlorit sind vollkommen gleich ausgebildet wie in der TiO_2 -Paragenese. Der Calcit dagegen ist meist als Tafelspat, seltener als Papierspat entwickelt. Auffallend ist die Häufigkeit, mit der der Apatit in den Klüften auftritt. Auch die Ausbildung ist wesentlich verschieden von derjenigen der Titanparagenese. Die Kristalle, die selten einen Durchmesser von über 5 mm erreichen, sind tafelig entwickelt. Prisma I. und II. Stellung geben den Kristallen einen rundlichen Aspekt. Drei Dipyramiden I. Stellung, zwei Dipyramiden II. Stellung und zwei Dipyramiden III. Stellung können entwickelt sein.

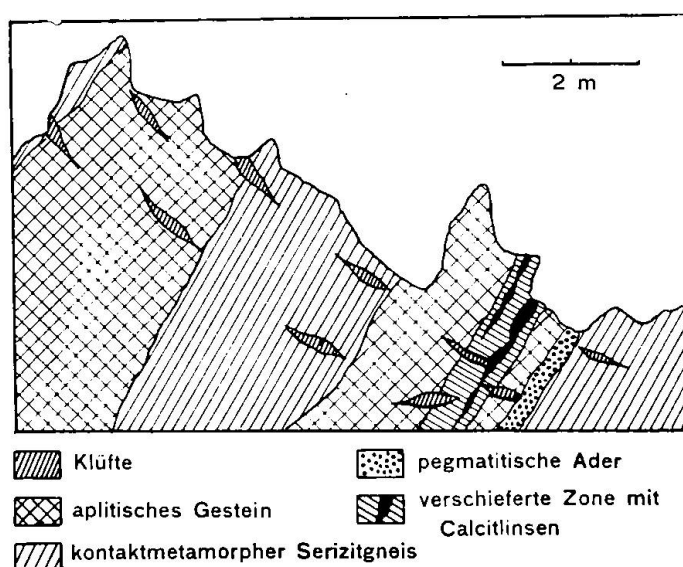


Fig. 21. Skizze der Fundstellen am Droselegg (Profil)

Die Kristalle sind leicht weingelb gefärbt und sitzen auf der Klüftfläche auf. Die Bleiglanzkristalle sind maximal 1 cm gross und besitzen einen würfeligen Habitus. Meist ist ein brauner Überzug von Wulfenitkristallen auf der Oberfläche vorhanden. Titanitkristalle sind relativ spärlich, erreichen aber beträchtliche Grösse. Die nach der b-Achse gestreckten Kristalle weisen oft lebhaft braunrot gefärbte Enden auf.

Schon von weitem fällt einem die Fundstelle des Droseleggs durch ihr besonders helles Gestein auf, das sich deutlich vom umgebenden Serizitgneis abhebt. Im Handstück wie auch im Schliff ist der aplitische Charakter zu erkennen. Eine schwache Kataklase hat allerdings die aplitischen Struktureigenschaften leicht verwischt. Für zwei Proben des aplitischen Gesteins seien die Volumprozent angegeben.

Quarz	47 ‰	51 ‰
Kaliumfeldspat	24 ‰	29 ‰
Albit-Oligoklas	23 ‰	17 ‰
Serizit + Akzessorien	7 ‰	3 ‰

Wie in Fig. 21 abgebildet, wechseln aplitische Partien mit Serizitgneislagen, die durch den Aplit beeinflusst wurden und sowohl in Struktur wie im Mineralbestand dem Serizitgneis ähneln, der durch die Granitintrusion eine schwache Kontaktmetamorphose durchmachte. Selten sind auch pegmatitische Adern von ca. 25 cm Mächtigkeit eingestreut, die neben grossen Kaliumfeldspäten und Plagioklasen recht ansehnliche Muskowitkristalle aufweisen. In einer ziemlich stark gepressten Partie sind grössere ausgequetschte Calcitlinsen vorhanden.

Die aplitischen, zum Teil schwach pegmatitischen Partien stehen sicherlich in Zusammenhang mit dem zentralen Aaregranit, dessen Nordrand nicht allzuweit von den Fundstellen entfernt ist. Dass es sich um einen mächtigeren Gang handelt, der aktiv in den Gneis eindrang, erkennt man daran, dass an der Grenze manchmal ein Aufblättern zu beobachten ist.

Die eigentümliche Ausbildung der Mineralien, das Fehlen der TiO_2 -Mineralien sowie die speziellen petrographischen Verhältnisse weisen darauf hin, dass diese Mineralvergesellschaftung mit der Phenakitfundstelle des Grieserntales nahe verwandt ist.

III. TEIL

Untersuchungen an den Brookiten des Maderanertales

Von den ca. 400 zu den Beobachtungen verwendeten Kristallen stammen etwa 320 aus zwei Fundstellen im kleinen und grossen Lungental. Die restlichen 80 Kristalle stammen zum Teil aus den Klüften von Intschi und Ried, aus dem Grieserntal, aus dem Bänderwald und den Strahligen Stöcken.

1. KAPITEL: WACHSTUMSERSCHEINUNGEN AN BROOKIT-KRISTALLEN

A. Die Morphologie des Brookites und die Ausbildung der Flächen

Umfangreiche Messungen an Kristallen wurden nicht vorgenommen, da die neueren Arbeiten von ARNOLD (1) und RUDOLPH (33) die Morphologie zum Gegenstand einer gründlichen Untersuchung hatten.

Sämtliche in der Literatur vorhandenen Messungen von Brookiten des Maderanertales wurden zusammengestellt und die Formen

denjenigen von ca. 45 Kristallen des Untersuchungsmaterials gegenübergestellt.

		Lit.	Eig. Unt.
Charakteristische Leitformen (H-P-F-Werte über 75 %)	{100}	100 %	100 %
	{110}	93 %	100 %
	{001}	88 %	98 %
	{122}	80 %	97 %
	{021}	77 %	97 %
Nebenleitformen (H-P-F-Werte)	{134}	66 %	56 %
	{104}	61 %	54 %

Die Reihenfolge der charakteristischen Leitformen wie auch der Nebenleitformen bleibt dieselbe, wenn auch nach den eigenen Beobachtungen die charakteristischen Leitformen häufiger auftreten, als das aus den zusammengestellten Messungen anderer Autoren folgt. Die grossentwickelte (100)-Fläche gibt dem Maderanertaler Brookit immer einen typisch dünntafeligen Habitus (Fig. 22). Neben dieser Fläche ist immer noch das Prisma (110) vorhanden. Die drei Flächen (001), (122) und (021), die die Kopfform des Kristalles bilden,

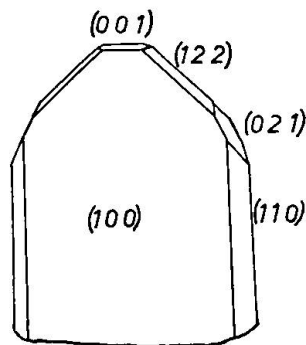


Fig. 22. Charakteristische Leitformen des Brookites aus dem Maderanertal

treten sozusagen stets auf. Das gegenseitige Grössenverhältnis kann jedoch bedeutend variieren. Häufig ist die Bipyramide (122) sehr stark entwickelt und (021) und die Basis treten stark zurück. Ein anderer Fall, der oft angetroffen wird, ist folgender: (001) und (021) beherrschen die Form, während (122) nur noch die Kante [100] abstumpft.

Die Ausbildung der einzelnen Flächen ist eine sehr verschiedene. Am interessantesten sind die Erscheinungen, die sich auf (100) bemerkbar machen. Eine äusserst feine Streifung parallel der c-Achse verleiht dem Kristall manchmal einen seidenartigen Glanz. ARNOLD(1) beobachtete auf dem Goniometer in der Zone [001] einen kontinuierlichen Lichtschein, der durch diese Streifung hervorgerufen wurde.

Eine ausserordentliche Häufung der Signale war um die Flächenlage (100) zu beobachten. Nach beiden Seiten hin klang die Zahl der Reflexe beim Drehen des Kristalles allmählich ab, um in der Nähe der (110)-Fläche wieder zuzunehmen. Diese Erscheinung führt er auf Vizinalflächen zu (100), sowie auf Innenreflexe an einzelnen Lamellen zurück.

Die eigene Untersuchung ergab, dass es sich bei der Streifung der (100)-Fläche nicht um ein Oszillieren der Flächen (100) und (110) handelt, sondern um eine ungleichmässige Stoffanlagerung auf der Fläche (100). Äusserst dünne und schmale Brookitlamellen, die nach der c-Achse extrem gestreckt sind, bilden sich auf (100). Fig. 23 zeigt einen Schnitt parallel (001). Diese dünnen Lamellen werden hauptsächlich durch Kristallflächen, seltener durch Vizinalen be-



Fig. 23. Kristall-Lamellen auf der Fläche (100), Schnitt parallel (001), Vergr. ca. 600fach

grenzt. Entlang der Kante [011] und [010] der Fläche (100) ist eine Partie häufig vollkommen glatt. Die Riefung beginnt erst etwas flächeneinwärts. Nach oben hin sind die aufgewachsenen Lamellen meist durch Kristallflächen abgegrenzt. Weitaus die häufigste Fläche ist (122) (mit 85 %), (021) dagegen tritt nur ab und zu auf (ca. 10 %). Erstaunlich ist das fast vollständige Zurücktreten der Leitform (001). Ist die Basis doch einmal vorhanden, so ist sie nur äusserst klein entwickelt.

Der ungeriefte Streifen, der am Rande von (100) entlang den Kanten [001], [011], [021] und [010] sehr häufig zu beobachten ist, lässt sich damit erklären, dass durch das relativ rasche Wachstum des Brookitkristalles in der Richtung der b- und c-Achse die fraglichen Randpartien noch zu wenig Stoff anlagern konnten, um sichtbare Lamellen zu bilden. Durch Stoffanlagerung an die Endflächen der Segmente (dies sind (122), (021), (001)) wachsen diese nur langsam in die glatte Randpartie hinein. Wachstumsstörungen, die durch das Aufwachsen von Fremdkörpern, z. B. Chloritkörnern in der Nähe der Kante [011] hervorgerufen werden, zeigen das Wachstum der Segmente in Richtung der c-Achse deutlich (Fig. 24). Oberhalb der Fremdkörper befindet sich eine mehr oder weniger breite Furche, die erst allmählich von der Seite her zuwächst.

Die Basisfläche (001) ist ausschliesslich gut entwickelt. Manchmal allerdings scheint eine Streifung parallel der Kante [010] vorhanden zu sein. Es handelt sich hier um ein Alternieren der Flächen (001) und (104).

Die Flächen (110) und (010) sind glatt und zeigen keine besonderen Erscheinungen. Auch die Dipyramidenfläche (122) verhält sich vollkommen normal. Erwähnenswert ist vielleicht noch die ungleichmässige Ausbildung der Dipyramidenflächen. (122) z. B. kann

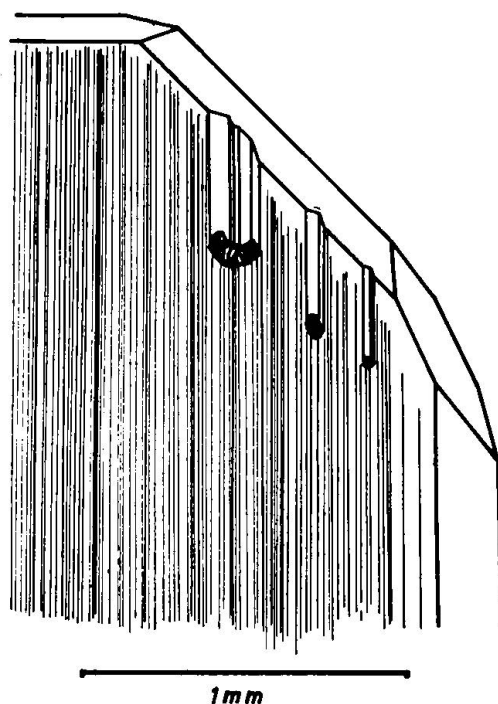


Fig. 24. Wachstumsstörungen (durch Vermikulit hervorgerufen) und die aufgewachsenen Kristall-Lamellen zeigen, dass das Wachstum hauptsächlich in Richtung der c- und der b-Achse erfolgt

äusserst stark entwickelt sein, währenddem die ($\bar{1}22$) nur noch als Abstumpfung der Kante [011] auftritt. Dasselbe gilt auch für die Pyramide (134). Kristalle dieser Art erhalten ein monoklines Aussehen.

Die Dipyramide {134} tritt an den Maderanertaler Brookiten noch recht häufig auf. Der Habitus des Kristalles beeinflusst sie allerdings nur ab und zu wesentlich. Von 15 Brookiten, bei denen {134} gut entwickelt war, bestand die Fläche an 13 Kristallen nur als Pseudofläche (Photo 1). Wie schon aus der Photographie deutlich zu erkennen ist, kann von einer einheitlichen Fläche nicht die Rede sein, da gröbere und feinere Vertiefungen mit dazwischenliegenden Kanten die ganze Partie, deren Lage der (134)-Fläche entsprach,

überdecken. Untersucht man die Grübchen unter dem Mikroskop, so sieht man, dass diese aus einzelnen Flächenelementen zusammengesetzt sind. Messungen auf dem Goniometer zeigten, dass besonders die beiden Dipyramidenflächen (122) und ($\bar{1}22$) entwickelt sind, ferner ist noch die Basis (001) vorhanden. An zwei Kristallen war anstatt {122} die Dipyramide {112} ausgebildet. Zwei der untersuchten Kristalle zeigten eine glatte Entwicklung von {134}, doch auch hier erschien die Fläche etwas matter, als dies sonst bei Brookit der Fall ist, was vielleicht mit einer mikroskopisch nicht mehr zu erkennenden Grübchenbildung zusammenhängt.

Sehr wahrscheinlich ist die beschriebene Erscheinung einem Habituswechsel des Kristalles zuzuschreiben. Die Fläche (134) war normal entwickelt, bis eine Änderung des Chemismus der Kluftlösung die Entwicklung anderer Formen bedeutend begünstigte, und deshalb auf der (134)-Fläche sich Substanz in kleinen Höckerchen anlagerte, die durch die stabilen Flächen (122), (001) und eventuell (112) begrenzt sind. Ein Weiterwachsen führt dann zu der beschriebenen Erscheinung und später zum Verschwinden der Form {134}.

B. Allgemeines über Farbe und Pleochroismus des Brookites

In der Literatur werden in den Brookiten sehr häufig eine scheckige Farbverteilung sowie dunkle Figuren erwähnt. Betrachtet man einen grösseren Brookitkristall, so kann man schon von Auge feststellen, dass einzelne Partien intensiver gefärbt sind, während andere Teile nur schwache Farbtöne aufweisen oder sogar beinahe farblos sind (Photo 2). Meist kann man zwei helle Streifen erkennen, die vom Keimpunkt des Kristalles gegen die Flächen (021) und ($0\bar{2}1$) hin verlaufen. Der Farbton des ganzen Kristalles ist derselbe, nämlich ein liches Haarbraun bis dunkel Honiggelb mit einem Stich ins Rotbraun. Dickere Kristalle zeigen bedeutend dunklere Farben als kleine dünne Kriställchen. Ab und zu kann man auch Kristalle beobachten, bei denen ein Aufhellen gegen den Rand hin deutlich zu erkennen ist. Oft ist diese Farbabnahme eine plötzliche, so dass von einem bestimmten Wachstumsstadium des Kristalles an die später gebildeten Partien praktisch farblos sind.

Erhitzt man einen Brookitkristall ca. 10 Minuten über 550° , so ändert sich die Farbe ganz wesentlich. Das lichte Braun verschwindet vollkommen, und an seine Stelle tritt ein klares Strohgelb. Bei dickeren Kristallen weist die Farbe einen deutlichen Stich ins Orange auf. Auch nach dem Glühen sind die Unterschiede der Farbintensität in den verschieden stark gefärbten Teilen dieselben,

nur der Farbton hat sich geändert. Besass der Kristall farblose Ränder, so zeigen diese keine Veränderung.

Der Pleochroismus der Brookitkristalle ist nur äusserst schwach. Nur bei genauer Betrachtung kann der Farbwechsel zwischen einem helleren Braun mit einem rötlichen Stich (Schwingungsrichtung des Polarisators parallel c von Brookit) und einem Braunrosa (Schwingungsrichtung des Polarisators senkrecht c) wahrgenommen werden. Bei den geglühten Brookitkristallen ist der Pleochroismus um ein vielfaches stärker als bei den ungeglühten. Die Farben wechseln zwischen einem hellen Strohgelb (Schwingungsrichtung des Polarisators senkrecht c) und einem Dotterblumengelb mit rötlichem Stich (Schwingungsrichtung des Polarisators parallel c). Der Pleochroismus ist in sämtlichen Teilen des Kristalles gleich gross.

C. Definition des Wachstumsbereiches eines Kristalles und die Verteilung derselben beim Brookit

Bevor wir näher auf die scheckige Verteilung der Farbe und die dunklen Figuren eingehen, die den Brookit durchziehen, müssen wir den Begriff des Wachstumsbereiches eines Kristalles definieren und kennen lernen.

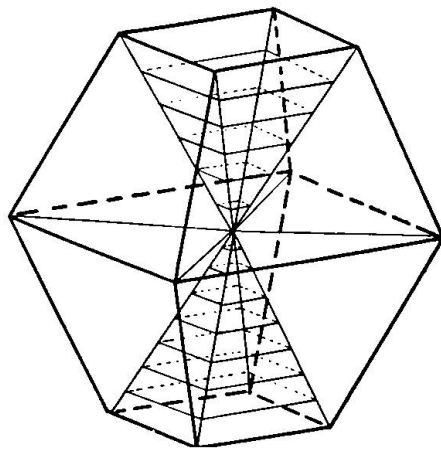


Fig. 25. Anataskristall mit eingezeichneten Wachstumsbereichen $\langle 111 \rangle$ und $\langle 001 \rangle$ (idealisiert)

Der Wachstumsbereich oder kurz Bereich $\langle hkl \rangle^1$ einer Kristallfläche $\{hkl\}$ umfasst alle diejenigen Teile eines Kristalles, die durch das Wachstum, das heisst die Verschiebung der Flächen der Form $\{hkl\}$ entstanden sind. Es sind also diejenigen Teile des Kristalles, die die verschiedenen Flächen der Form $\{hkl\}$ während dem Wachstum vom Kristallkeim bis zum Endstadium eingenommen haben. Es

*) $\langle hkl \rangle$ in „Winkelklammern“ bedeutet den Wachstumsbereich der Form $\{hkl\}$.

ist nicht nötig, den Wachstumsbereich $\langle hkl \rangle$ in die Partien zu unterteilen, die durch die verschiedenen Flächen der Form $\{hkl\}$ entstanden sind, da sich infolge des Symmetrieprinzipes der Kristalle diese Partien in allen Beziehungen gleich verhalten.

In Fig. 25 sind die Wachstumsbereiche $\langle 001 \rangle$ und $\langle 111 \rangle$ eines Anataskristalles herausgezeichnet, der eine Kombination der Einheitspyramide und der Basis darstellt.

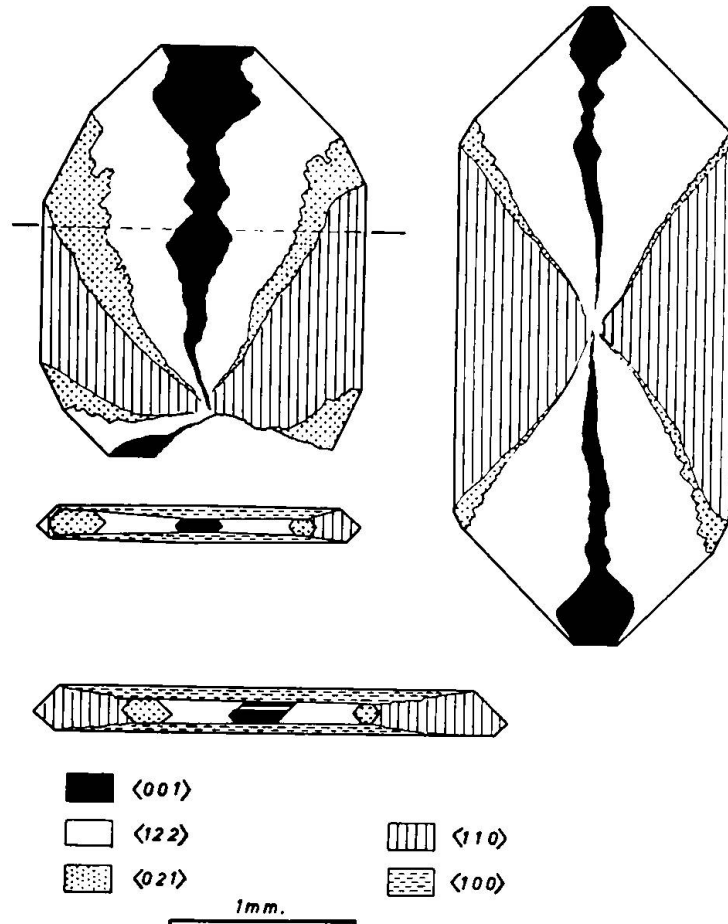


Fig. 26. Verteilung der unter dem Mikroskop erkennbaren Wachstumsbereiche der Brookitkristalle

Durch die optischen Anomalien, die Adsorption an den Kristallflächen und die verschieden intensive Färbung ist es möglich, an den Brookitkristallen die Wachstumsbereiche der charakteristischen Leitformen des Brookites des Maderanertales auseinanderzuhalten. Es sind dies die folgenden Formen: $\{100\}$, $\{110\}$, $\{021\}$, $\{122\}$, $\{001\}$. Die Dipyramide $\{134\}$ fällt als wachstumsbereichsbildende Fläche weg, da es eine Pseudofläche ist. Weitaus der grösste Teil der Fläche wird durch Elemente mit den Indices (122) eingenommen. Deshalb verhält sich ein durch $\{134\}$ gebildeter Kristallteil wie der

Wachstumsbereich $\langle 122 \rangle$ und kann von diesem nicht unterschieden werden. Auch die Wachstumsbereiche der Nebenleitformen (z. B. $\{104\}$ und der Spezialformen $\{010\}$, $\{112\}$ und $\{102\}$) können nicht berücksichtigt werden, da diese Flächen äusserst klein entwickelt sind und die Bereiche im Kristall nicht weiter verfolgt werden können.

In Fig. 26 ist die Verteilung der Wachstumsbereiche für zwei Brookitkristalle dargestellt, wovon der eine ein allseitig frei ausgebildeter Kristall ist, während links der häufigere Fall, nämlich ein aufgewachsener Kristall, abgebildet ist. Nicht nur in der (100)-Ebene lässt sich der Bau des Brookites beobachten. Stellt man Schlitze senkrecht zur c-Achse dar, so erkennt man deutlich auch hier die Ausdehnung der einzelnen Wachstumsbereiche.

Der Bereich $\langle 001 \rangle$ ist oft in einzelne voneinander getrennte Teile aufgelöst. Dies rührt oft von Parallelverwachsungen her. Auch Wachstumsstörungen durch Einschlüsse können die Entwicklung der Basisfläche unregelmässig gestalten.

D. Adsorptionserscheinungen der verschiedenen Wachstumsbereiche während dem Wachstum des Brookites

Beim Betrachten der Brookitkristalle des vorliegenden Untersuchungsgebietes fällt fast stets eine dunkle Partie auf, die den Kristall ungefähr in der Richtung der c-Achse in dessen Mitte durchzieht. Diese dunklen Stellen, die auch an Brookiten anderer Fundgebiete beobachtet wurden, sind schon öfters in der Literatur erwähnt worden. BRUGNATELLI beobachtete sie an Kristallen vom Sondalo im Veltlin. HUSSAK (16) beschrieb sie von den Fundstellen von Minas Geraes in Brasilien. VOM RATH wies darauf hin, dass die verschiedene Ausbildung der schwarzen Zeichnung in einer Relation zur Ausbildung der (001)-Fläche steht. Auch P. VON GROTH (9) und HESSENBERG (11) erwähnten sanduhrförmige, dunkle Zonen in den Brookiten des Maderanertales. In neuerer Zeit befassten sich ARNOLD (1), BUGMANN (5) und RUDOLPH (33) mit der Erscheinung.

ARNOLD (1) schreibt Folgendes:

„Bei diesen Brookiten findet sich eine grosse Zahl kleiner, dunkler Dreiecke bzw. Rechtecke — scheinbar auch Anfänge einer sanduhrförmigen Figur —, die aneinandergereiht meist parallel der c-Achse gleich einer Kette durch die Tafelfläche sich hinziehen. Diese kleinen, hin und wieder durch hellere Querstreifen unterbrochenen triangulären und rechteckigen Formen haben gänzlich verschiedene Winkel, stets aber sind sie an der Endfläche angelagert. Es kommen Fälle vor, wo durch annähernd parallele Verwachsung mehrerer Individuen nach (100) diese Schnur schräg über die Tafelfläche läuft. Die Basis der kleinen Dreiecke ändert sich jedoch dabei innerhalb ein und desselben Kristalles in ihrer Lage nicht.“

BUGMANN (5) und RUDOLPH (33) glaubten, eine Beziehung zwischen kristallographischen Richtungen und den Umgrenzungsrichtungen der dunklen Partien feststellen zu können. U. d. M. bestimmten sie die Winkel, die die Schenkel der Dreiecke und Rechtecke mit der Basis bilden. Für die erhaltenen Richtungen errechneten sie die Indices und versuchten, eine gewisse Gesetzmässigkeit herauszulesen. Eine Beziehung zwischen kristallographischen Richtungen und den Begrenzungsrichtungen der dunklen Figuren besteht jedoch nicht.

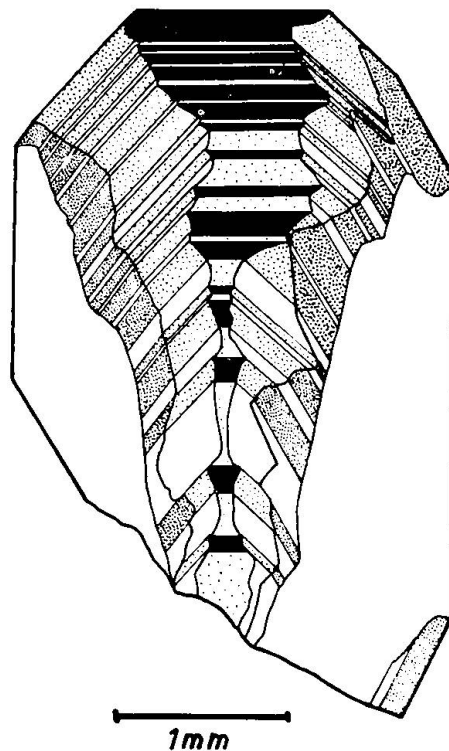


Fig. 27. Brookitkristall mit wechselnder Adsorption in den Wachstumsbereichen $\langle 001 \rangle$, $\langle 122 \rangle$ und $\langle 021 \rangle$

VOM RATH, ARNOLD (1), BUGMANN (5) und RUDOLPH (33) erwähnen, dass einzelne Brookite auch dunkle Nebenlinien aufweisen, die diagonal den Brookit durchziehen. RUDOLPH (33) unterschied Nebenlinien erster und zweiter Art. Durch die Untersuchung an einem äusserst reichhaltigen Material gelang es, die Frage nach der Entstehung dieser „Zeichnungen“ zu lösen. Die dunklen Figuren sind durch Adsorption dunkelfärbender Stoffe an einzelnen Kristallformen während dem Kristallwachstum entstanden. Die Adsorption ist also auf einzelne Wachstumsbereiche des Brookites beschränkt, oder doch für die verschiedenen Wachstumsbereiche stark unterschiedlich.

Im Folgenden sollen die Adsorptionserscheinungen in den einzelnen Wachstumsbereichen der charakteristischen Leitformen des Brookites beschrieben werden.

Wachstumsbereich $\langle 001 \rangle$. Die in der Literatur häufig erwähnten sanduhrförmigen, dunklen Figuren, die den Kristall in der Richtung der c-Achse in dessen Mitte durchziehen, sind also eine Adsorptionserscheinung an der Kristallfläche (001). In ihrer Gesamtheit stellen diese dunklen Figuren den Wachstumsbereich $\langle 001 \rangle$ dar, der durch verstärkte Fremdadsorption kenntlich gemacht wurde, und der die gesamte Entwicklung der Fläche (001) während dem Kristallwachstum widerspiegelt. Folgende Beobachtungen beweisen diese Deutung:

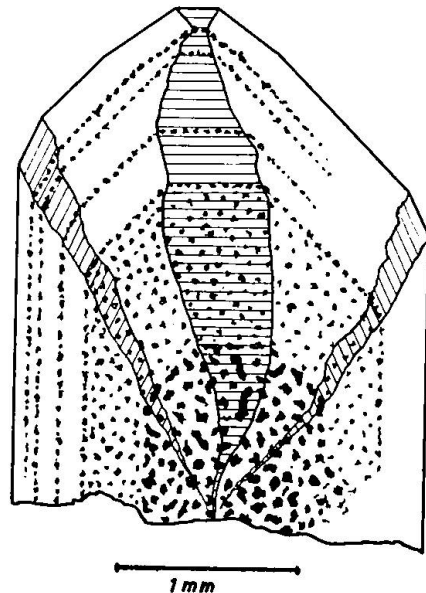


Fig. 28. Brookitkristall mit Chloriteinschlüssen in verschiedenen Wachstumsstadien

1. Der Bereich zeigt immer eine Querstreifung, die parallel der Basis verläuft (Fig. 27, Photo 3). Diese Streifung wird durch verschieden starke Adsorption der einzelnen, nacheinander gebildeten Teile erzeugt. Dunkle und helle Partien wechseln ab.

2. Die Grenzen des Bereiches enden immer an den Umgrenzungskanten der Basisfläche. Die Einlagerung liegt immer im Inneren des Kristalles. Dies ist bedingt durch das häufige Auftreten der Fläche (104), sowie durch das Wachstum der Fläche (100).

3. Brookitkristalle mit Chloriteinschlüssen zeigen äusserst deutlich den Zusammenhang zwischen der Entwicklung der Basis und der dunklen Figur. Durch periodische, nur über eine kurze Zeitspanne sich erstreckende Chloritbildung während dem Wachstum

eines Brookitkristalles wurden bestimmte Wachstumsstadien des Kristalles abgebildet. In Fig. 28 lassen sich 5 verschiedene Wachstumsstadien erkennen. Die Breite der Basis stimmt überein mit der Breite des Pigmentstreifens in jenem Wachstumsstadium.

Wachstumsbereich $\langle 021 \rangle$. Die von RUDOLPH (33) genauer untersuchten Nebenlinien erster und zweiter Art konnten an einer ganzen Anzahl der Kristalle beobachtet werden. Diese schmalen Zonen, die oft sehr gezackt sind, durchziehen den tafeligen Brookit von dessen Keimpunkt zu den Flächen der Form $\{021\}$. Auch sind sie immer parallel nach $[021]$ gestreift. Die Nebenlinien sind also das Abbild des Wachstumsbereiches $\langle 021 \rangle$, sichtbar gemacht durch eine mehr oder weniger starke Adsorption an den Flächen der Form $\{021\}$. Die Nebenlinien zweiter Art, die RUDOLPH (33) beschreibt, sind nichts anderes als derjenige Teil des Bereiches $\langle 021 \rangle$, der durch die Prismenflächen $(0\bar{2}1)$ und $(02\bar{1})$ entstanden ist. Sie sind insofern in ihrer allgemeinen Richtung etwas anormal orientiert, als sie sich infolge des Aufwachsens des Kristalles auf der Stufe nicht frei entwickeln konnten.

Wachstumsbereiche $\langle 122 \rangle$, $\langle 110 \rangle$ und $\langle 100 \rangle$. Nicht nur die Wachstumsbereiche $\langle 001 \rangle$ und $\langle 021 \rangle$ jedoch zeigen eine Adsorption. Einige Kristalle, die eine ziemlich starke Pigmentierung in diesen beiden Bereichen aufwiesen, zeigten auch Anfänge einer Einlagerung in den Bereich $\langle 122 \rangle$. Oft kann auch dieser Bereich sehr dunkel gefärbt sein. Weit weniger häufig findet man Brookitkristalle, die vollkommen schwarz sind und erst nach genauerer Untersuchung von Ilmenitblättchen unterschieden werden können. In diesem Falle zeigt selbst $\langle 110 \rangle$ eine starke Einlagerung, währenddem der Bereich $\langle 100 \rangle$ nie vollkommen schwarz ist, sondern eine mehr oder weniger starke Graufärbung aufweist. Auch bei Brookit ist zu beobachten, dass, wie schon MARC (19) zeigte, Grenzflächen verschiedener Ausbildung ein verschiedenes Adsorptionsvermögen besitzen. Die Schwankungen der Konzentration der Kluftlösung an adsorbierbaren Stoffen, die während dem Wachstum des Brookites stattfanden, lassen an diesen Kristallen das relative Adsorptionsvermögen der einzelnen Wachstumsbereiche erkennen. Bei einer stetig steigenden Konzentration der Lösung während dem Kristallwachstum beginnt die Adsorption zuerst an der Basisfläche. Schon eine geringe Anreicherung an dunkelfärbenden Stoffen genügt, um im Wachstumsbereich $\langle 001 \rangle$ eine Graufärbung hervorzurufen. Aus diesem Grunde zeigen auch fast alle Brookitkristalle in der Mitte die schwarze Zeichnung. Bei einer Konzentrationszunahme an adsorbierbaren Stoffen folgt

eine Einlagerung im Wachstumsbereich $\langle 021 \rangle$. Fast in allen Fundstellen kann man noch Kristalle beobachten, die eine Dunkelfärbung in $\langle 021 \rangle$ zeigen. Das Adsorptionsvermögen des Bereiches $\langle 122 \rangle$ ist schon bedeutend niedriger als dasjenige der beiden Bereiche $\langle 001 \rangle$ und $\langle 021 \rangle$. Nur noch in vereinzelt Fundstellen treten Kristalle auf, die auch in diesem Bereich eine kräftige Färbung zeigen. An

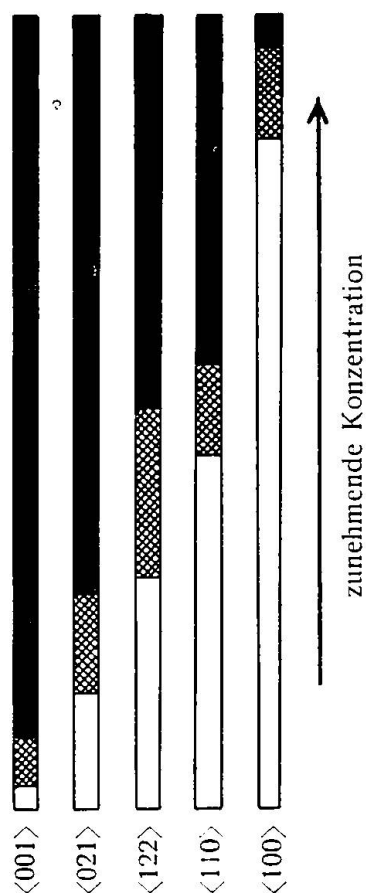


Fig. 29. Reihenfolge der Adsorption in den verschiedenen Wachstumsbereichen bei zunehmender Konzentration der Kluftlösung an adsorbierbaren Stoffen
Schwarz: starke Adsorption; weiss: keine Adsorption; gekreuzt schraffiert: mittlere Adsorption

vierten und fünften Stelle folgen die Wachstumsbereiche $\langle 110 \rangle$ und $\langle 100 \rangle$. Kristalle, die in diesen Bereichen eine Einlagerung zeigen, sind ziemlich selten und stammen nur aus einzelnen, aussergewöhnlichen Fundstellen. Nur selten wird eben die zur Adsorption nötige Konzentration erreicht. In Fig. 29 ist versucht worden, die Verhältnisse der ungefähren Minimalkonzentrationen, die zur Adsorption in den einzelnen Wachstumsbereichen nötig sind, einander gegenüber zu stellen.

Fast immer kann in ein und demselben Bereich eines Kristalles eine Intensitätsänderung der Pigmentierung beobachtet werden. Dies deutet auf Konzentrationsschwankungen der Kluftlösung während dem Brookitwachstum hin (Fig. 27, Photo 3); denn es ist zu beobachten, dass sich diese Schwankungen in sämtlichen Bereichen eines Individuums genau gleich widerspiegeln.

Die Frage nach der adsorbierten Substanz wurde erstmals von ARNOLD (1) aufgegriffen. Er untersuchte die Zusammensetzung von dunkeln und hellen Partien eines Brookitkristalles. Mit Hilfe eines Vakuumspektrographen bestimmte er für beide Proben die Röntgenspektren. In den hellen Partien erhielt er ausser den Ti-Linien nur noch äusserst schwach die Fe-Linien. In den dunklen Proben dagegen traten ausser den Ti-Linien noch ziemlich intensiv die Nb-Linien auf. Zugleich waren die Fe-Linien bedeutend stärker. ARNOLD (1) schreibt:

„Mithin sind im Brookit dunkel Fe und Nb wesentlich angereichert und zwar besonders Nb.“

Nach Niggli könnte es sich ursprünglich um einen gekoppelten Atomersatz handeln. Zwei Ti-Atome werden ersetzt durch ein Fe-Atom und ein Nb-Atom.

Drei Arkansitkristalle, die vom Magnet Cove bei Hot Spring stammen und die typische Ausbildung dieser Brookitvarietät zeigen, wurden mir zur Untersuchung zur Verfügung gestellt. Die Flächen (122) und (110) sind stark entwickelt und verleihen den Kristallen einen sehr stark pseudohexagonal dipyramidalen Aspekt. Das vordere Pinakoid war nur bei einem Exemplar erheblich entwickelt, während es bei den beiden andern mittlere Grösse erreichte. Ausser {021}, das an allen Kristallen sehr klein vorhanden war, traten keine weiteren Flächen auf. Die drei Kristalle sind vollkommen schwarz und undurchsichtig. Um die Adsorption der dunkelfärbenden Stoffe in den Wachstumsbereichen beobachten zu können, wurden drei Dünnschliffe senkrecht den drei kristallographischen Achsen angefertigt. Erst in ganz dünnen Lamellen wurden die Kristalle bei starker Beleuchtung durchscheinend, so dass man die einzelnen Wachstumsbereiche $\langle 100 \rangle$, $\langle 110 \rangle$ und $\langle 122 \rangle$ einigermaßen auseinanderhalten konnte. Leider fehlt der interessante Bereich $\langle 001 \rangle$, da diese Form nicht entwickelt war. Auch der $\langle 021 \rangle$ -Bereich konnte nicht erkannt werden, sei es, dass er zu klein entwickelt war, oder dass im Wachstumsstadium, das durch den Schliff erfasst wurde, die Fläche noch nicht existierte (Fig. 30). An den Schliffen erkennt man deutlich die verschieden starke Adsorption der drei Formen. Auffallend ist,

dass im Bereiche $\langle 100 \rangle$, der bei den Maderanertaler Brookiten höchst selten nur eine leichte Trübung zeigt, weitaus die stärkste Adsorption herrscht. $\langle 110 \rangle$ folgt an zweiter Stelle, während $\langle 122 \rangle$ nur in einzelnen Wachstumsstadien eine schwache Dunkelfärbung zeigt.

Auch an der Brookitvarietät Arkansit sind also dieselben Erscheinungen zu beobachten wie an den Kristallen des Maderanertales; doch ist die Reihenfolge des Adsorptionsvermögens in den verschiedenen Bereichen bei zunehmender Konzentration der Lösung eine ganz andere. Es wäre interessant, an reichhaltigerem Material genauere Untersuchungen durchzuführen.

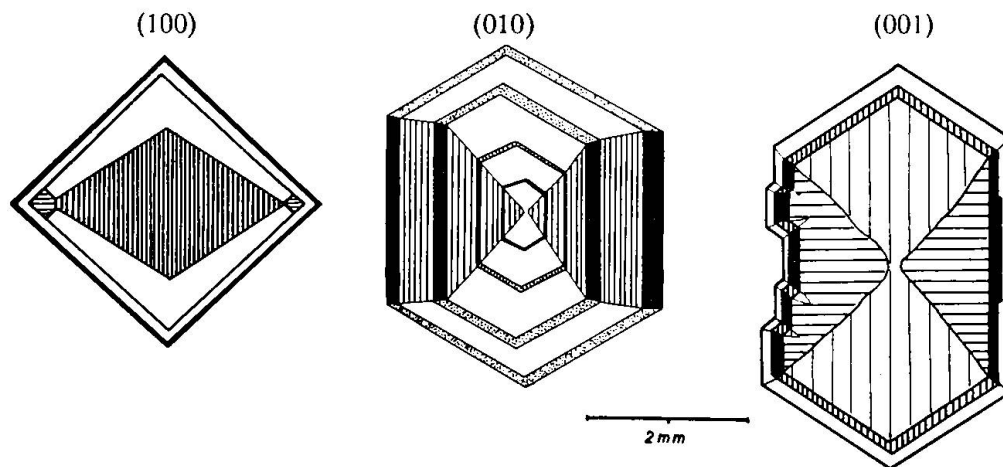


Fig. 30. Dünnschliffe verschiedener Orientierung der Brookitvarietät Arkansit. Verschieden starke und wechselnde Adsorption in den einzelnen Wachstumsbereichen

E. Die verschiedene Färbung der Wachstumsbereiche

Neben der auf spezielle Adsorption zurückführbaren Grau- bis Schwarzfärbung besitzen die einzelnen Wachstumsbereiche u.d.M. verschiedene, bräunliche Farbnuancen, die wir im Folgenden kurzweg als Färbung bezeichnen. Der Wachstumsbereich $\langle 110 \rangle$ zeigt weitaus die stärkste Färbung. Wesentlich heller sind die Partien des Bereiches $\langle 122 \rangle$. Betrachtet man einen Dünnschliff parallel (001) des Brookites, so erkennt man, daß der $\langle 100 \rangle$ -Bereich eine Mittelstellung zwischen $\langle 110 \rangle$ und $\langle 122 \rangle$ einnimmt. Beinahe farblos sind $\langle 021 \rangle$ und $\langle 001 \rangle$. Bei letzterem ist zu bemerken, dass durch die häufige Adsorption in diesem Bereich die eigentliche Färbung nur selten wahrgenommen werden kann (Photo 2).

Dies zeigt, dass auch die Intensität der Färbung des Brookitkristalles eine Funktion der Klüftlösung und der einzelnen Kristallflächen ist. Ändert sich die Konzentration an braunfärbenden Stoffen, so ist dies später am Kristall deutlich erkennbar. Ein Zusammen-

hang zwischen wechselnder Adsorption und verschieden starker Färbung konnte nicht beobachtet werden. Nur bedeutende Konzentrationsänderungen rufen eine Farbänderung hervor, weshalb nur selten Kristalle auftreten, die diese Erscheinung deutlich zeigen. An diesen Kristallen kann ein Farbunterschied der Adsorption in den Bereichen $\langle 021 \rangle$ und $\langle 001 \rangle$ beobachtet werden. In den braungefärbten Brookitpartien ist die Einlagerung, wenn sie schwach ist (meist im Bereich $\langle 021 \rangle$), lavendelgrau. Bei stärkerer Adsorption (hauptsächlich in $\langle 001 \rangle$) ist der Farbton ein Dunkelgraubraun mit olivgrünem Stich. In den farblosen Randpartien des Kristalles ist die Einlagerung je nach ihrer Intensität mehr oder weniger stark olivgrün gefärbt.

F. Beziehung zwischen dem Kristallwachstum und dem Charakter der Kluftlösung

Betrachtet man die Brookitkristalle einer Stufe genauer, so bemerkt man, dass der Habitus der einzelnen Kristalle sowie die Ausdehnung der Wachstumsbereiche einander häufig ähnlich sind. Die in Fig. 31 abgebildeten Brookite lagen bis zu 12 cm auseinander, und

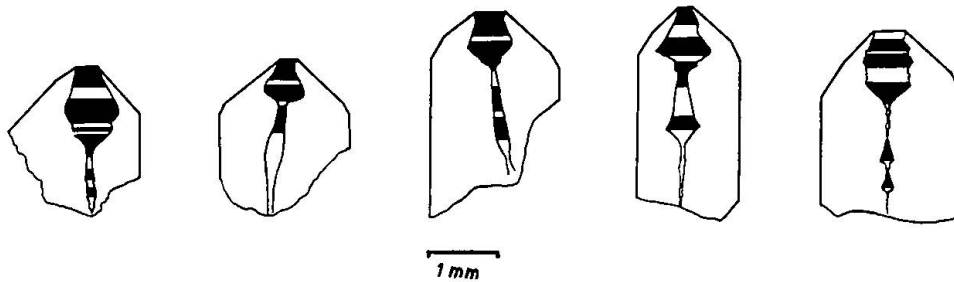


Fig. 31. Verschiedene Brookitkristalle ein und derselben Stufe mit ähnlichen $\langle 001 \rangle$ -Bereichen und ähnlicher Verteilung der intensivsten Adsorption

trotzdem sind Habitus, Adsorptionsintensität sowie Form der $\langle 001 \rangle$ -Bereiche einander analog. Bedeutend grösser ist natürlich die Formverwandtschaft miteinander verwachsener Kristalle. Durch Beobachtungen dieser Art kommt man zum Schluss, dass die gesamte Entwicklung der Kristalle und damit deren endgültiger Habitus eine Folge der Zusammensetzung und Veränderung der Kluftlösung ist. In den oft stark verzweigten Spaltensystemen einer Kluft ist die Zusammensetzung der Kluftlösung nicht überall genau dieselbe. Dies ist schon an der verschieden starken Adsorption der Brookitkristalle verschiedener Kluftteile zu erkennen. Während dem Wachstum des Brookites fand keine ausgedehnte Zirkulation der Flüssigkeit statt, so dass Kristalle derselben Stufe, die jedoch in getrennten Vertiefungen wuchsen, eine verschiedene Entwicklung und Adsorptionsinten-

sität erkennen lassen. Die Ähnlichkeit des Habitus benachbarter Kristalle zeigt indessen, dass die Wachstumsgeschwindigkeiten der Flächen von der Zusammensetzung der Klüftlösung abhängig sind. Brookitkristalle aus einer Klüft besitzen deshalb höchst selten einen stark verschiedenen Habitus, denn zur Bildung solcher Unterschiede sind weitgehende Differenzen im Charakter der Klüftlösung nötig. Konzentrationsdifferenzen in der Lösung werden normalerweise durch Diffusion ausgeglichen, weshalb sich Kristalle einer Klüft ähnlich sehen.

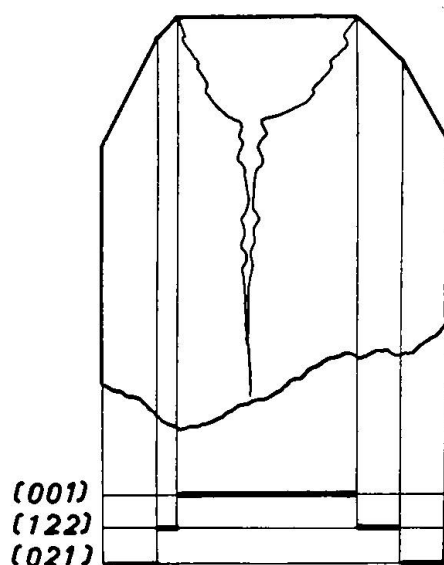


Fig. 32. Veranschaulichung der Messmethode, der in der Dreiecksdarstellung (Fig. 33) eingetragenen Werte (dick ausgezogene Strecken)

Bei Brookitkristallen verschiedener Klüfte hingegen beobachtet man recht oft grosse Habitusunterschiede, da die Zusammensetzung der Lösung eine recht verschiedene sein kann. Dies ist deutlich sichtbar an den Brookiten der Fundstellen 15 und 24.

Um den Habitusunterschied deutlich zu erfassen, wurden ca. 130 Kristalle zweier verschiedener Fundstellen ausgemessen und die Werte in ein Dreieckdiagramm eingetragen. Da sämtliche Kristalle des Fundgebietes nach (100) tafelig sind, genügt es, die Entwicklung der Flächen (001), (122) und (021) zu betrachten, um den speziellen Kristallhabitus zu charakterisieren. U. d. M. wurde die Entwicklung der Basis in Richtung der b-Achse, die Ausdehnung der (021)-Fläche in der Richtung [021] und die Entwicklung der Dipyramide (122) in Richtung [011] gemessen. Ferner wurde noch die Gesamtbreite des Kristalles in Richtung der b-Achse bestimmt. Für die drei Flächen (001), (122) und (021) wurde der Anteil berechnet, den sie an der Breitenentwicklung des Kristalles innehatten (in Fig. 32 die dick aus-

gezogenen Strecken). Die Summe dieser drei Werte musste mit der gemessenen Breite übereinstimmen. Um die Einzelmessungen vergleichen zu können, wurden sämtliche Breiten auf einen Wert reduziert und der Anteil der drei Flächen umgerechnet und diese Werte ins Dreieckdiagramm eingetragen.

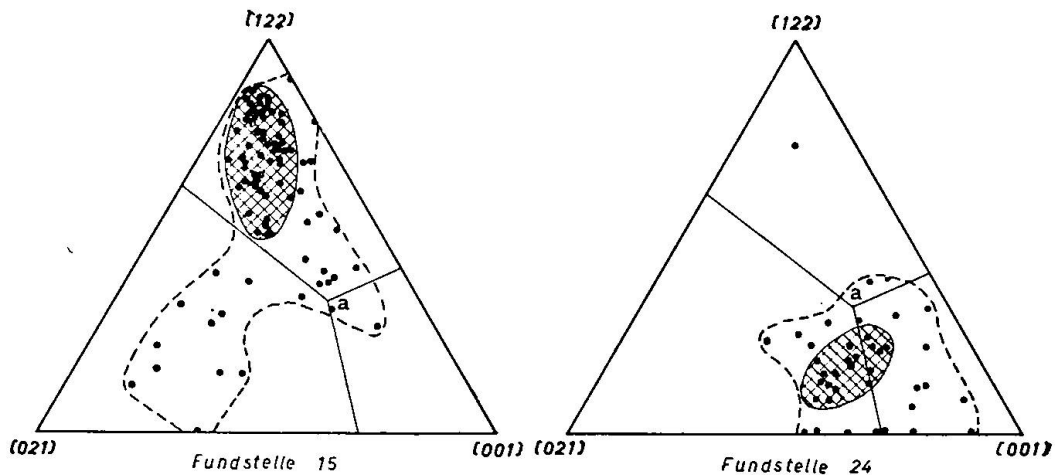


Fig. 33. Unterschied des speziellen Habitus der Brookitkristalle zweier Fundstellen

Wie aus der Fig. 33 ersichtlich, ist der spezielle Habitus der beiden Fundstellen ein recht verschiedener. In den Diagrammen ist jener Bezirk eingezeichnet, in dem der Habitus auf ein und derselben Fundstelle variieren kann. Sowohl die Lage als auch der Grössenunterschied der beiden Bezirke ist recht unterschiedlich. Für die verschiedene Lage im Diagramm ist der verschiedene Chemismus der Kluftlösungen der beiden Fundstellen verantwortlich. Dies zeigt sich auch deutlich an der verschieden starken Adsorption an dunkelfärbenden Stoffen der Kristalle der beiden Fundstellen: Die Brookite der Fundstelle 15 zeigen wohl immer eine Einlagerung im $\langle 001 \rangle$ -Bereich, doch schon der Bereich $\langle 021 \rangle$ zeigt nur mehr selten eine Graufärbung (Photo 2). Die Brookite aus der Fundstelle 24 dagegen zeigen sogar im Wachstumsbereich $\langle 122 \rangle$ immer noch eine recht deutliche Einlagerung (Photo 3); häufig treten sogar ganz schwarze Kristalle auf. Der Grössenunterschied des Gebietes im Dreieckdiagramm, in dem der Habitus variieren kann, ist bedingt durch den verschiedenartigen Bau der beiden Klüfte und lässt sich leicht aus diesem ableiten. Bei Fundstelle 24 treten die Brookitkristalle nur im Zentrum der aplitisch hellen Imprägnationszone, also in einem einigermaßen eng begrenzten Raum, auf. Konzentrationsunterschiede der Kluftlösung können deshalb auf diese kurzen Entfernungen nur gering sein,

was bedingt, dass sämtliche Kristalle einen recht ähnlichen Habitus besitzen. In der Fundstelle 15 (Fig. 15) mit ihrem weitverzweigten Kluftsystem, dessen einzelne Risse bis zu 2 m Länge aufweisen, sind die Brookitkristalle in den weitläufigen Spalten verteilt. Grössere Konzentrationsunterschiede sind also möglich und damit auch eine stärkere Variation des Habitus der Kristalle. Das Dreieck wurde in drei Felder aufgeteilt, so dass in jedem Feld eine der drei Kristallflächen überwiegt. Im Punkt a, in dem sich die drei Felder treffen, ist der Habitus ein isometrischer, da die gemessenen Flächenausdehnungen gleich gross sind. Die Kristalle verteilen sich folgendermassen auf die drei Felder:

	(122)	(021)	(001)
Fundstelle 15	84 %	14 %	2 %
Fundstelle 24	5 %	51 %	44 %

Da auch die Form des Wachstumsbereiches $\langle 001 \rangle$ der Kristalle der beiden Fundstellen eine gewisse Gesetzmässigkeit zeigt, wurden vier Typen dieses Bereiches festgelegt und die Kristalle einem der Typen zugeordnet. Dies sind (Fig. 34):

1. Kelchform Gleichmässiges bis progressives Zunehmen der $\langle 001 \rangle$ -Fläche mit dem Wachstum des Kristalles.
2. Knotenform Unregelmässiges Wachstum der Basis. Rasches Ändern des Habitus.
3. Keulenform Der $\langle 001 \rangle$ -Bereich ist in der Mitte am breitesten.
4. Stabform Ständiges Gleichbleiben der Basisfläche.

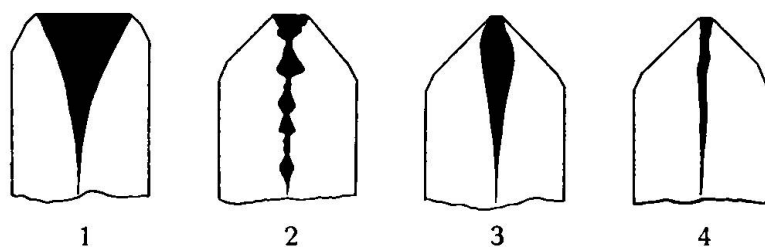


Fig. 34. Formentypen des Wachstumsbereiches $\langle 001 \rangle$

1 = Kelchform 2 = Knotenform 3 = Keulenform 4 = Stabform

Ermittelt man die prozentuale Häufigkeit der vier Formentypen der gemessenen Kristalle der beiden Fundstellen und vergleicht die Werte, so erhalten wir die in Fig. 35 aufgezeichneten Kurven. Die Reihenfolge der Häufigkeit der Formentypen ist keine willkürliche, sondern wird durch den speziellen Kristallhabitus der beiden Fundstellen bestimmt.

In der Kluft 15 ist (122) die formbestimmende Fläche, die Basis tritt meist stark zurück. Als Formentyp tritt deshalb am häufigsten

die Stabform auf. Die Keulen- und die Knotenform erscheinen schon bedeutend spärlicher, während die Kelchform am seltensten vertreten ist. Die Kristalle der Kluft 24 besitzen eine grosse Basis; auch die (021)-Fläche ist noch recht gross; dafür tritt $\{122\}$ sehr stark zurück. Hier tritt bei weitaus dem grössten Teil der Kristalle die Kelchform auf. Dann folgen die Knotenform und die Keulenform, während die Stabform selten vorkommt.

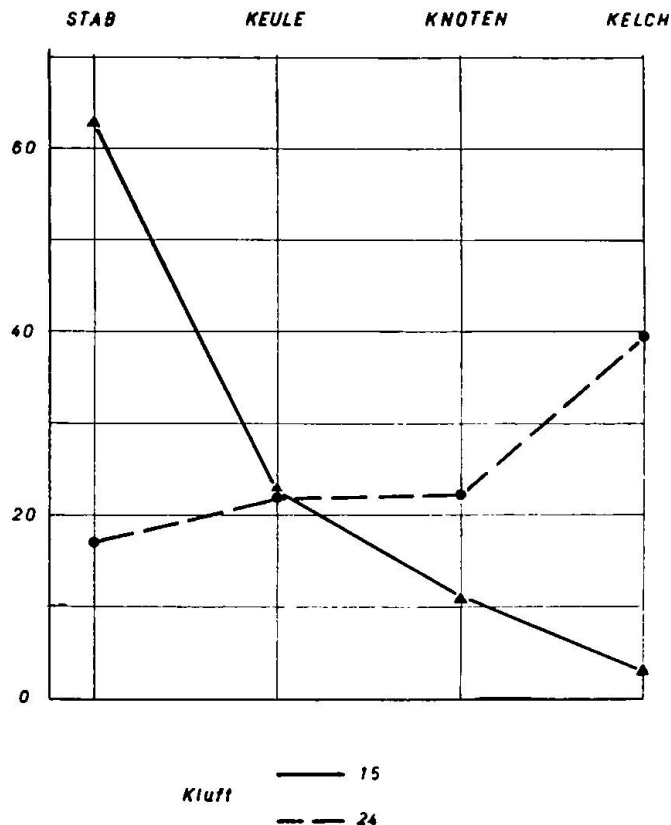


Fig. 35. Häufigkeitsunterschied der Formtypen des $\langle 001 \rangle$ -Bereiches bei Brookitkristallen von 2 Fundstellen

In beiden Fällen ist es eine der einfachen Formen, die als häufigster Typ auftritt. Die Stab- und die Kelchform sind diejenigen der vier Typen, die bei einem vollkommen gleichmässigen Wachstum entstehen, und können deshalb als einfach erklärt werden. Je nach der Zusammensetzung der Kluftlösung entsteht eine der beiden. Zur Bildung der Keulenform, erst recht aber zur Entstehung der Knotenform, ist eine Änderung der relativen Wachstumsgeschwindigkeiten der einzelnen Flächen notwendig. Diese Geschwindigkeitsänderung wird ausgelöst durch eine Veränderung der Kluftlösung (oder intermittierender physikalischer Bedingungen) während dem Kristallwachstum. Dass die einfachen Formen die häufigsten sind, lässt

erkennen, dass normalerweise die Konzentration der Klüftlösung an den Stoffen, die den Habitus beeinflussen, nicht wesentlich ändert, denn sonst würden nicht die einfachen Formen (Kelch und Stab) als häufigste auftreten. Eine einmalige aussergewöhnliche Änderung z. B. des Chemismus der Mutterlauge würde zur Keulenform, eine mehrmalige zur Knotenform als häufigstem Typ des $\langle 001 \rangle$ -Bereiches

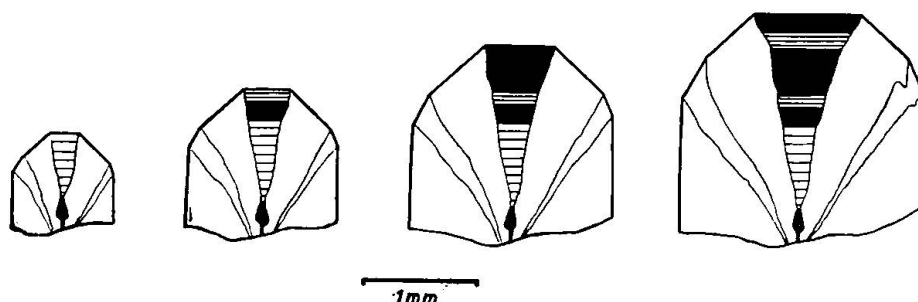


Fig. 36. Rekonstruierte Wachstumsstadien eines Brookites mit gleichmässiger Entwicklung

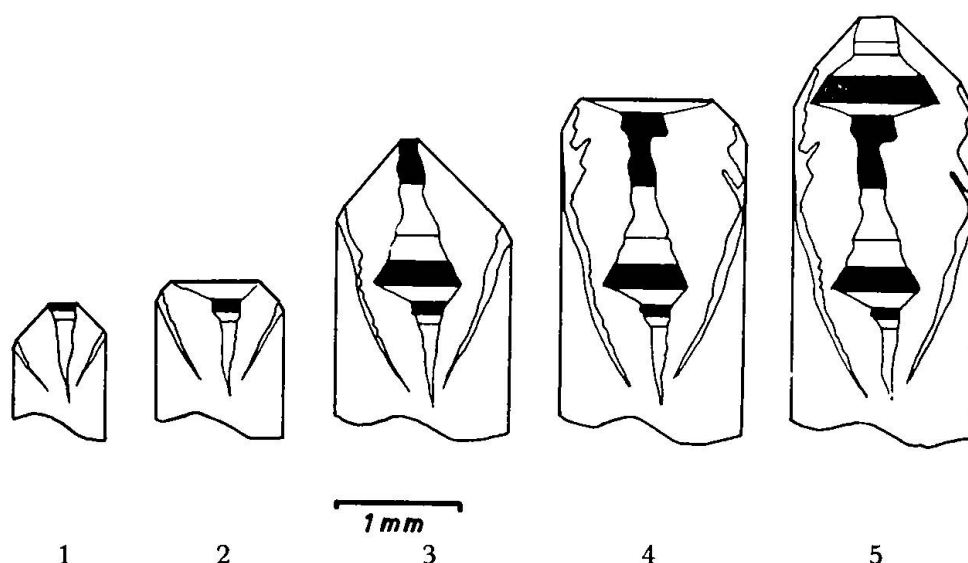


Fig. 37. Die rekonstruierten Wachstumsstadien eines Brookites zeigen einen deutlichen Habituswechsel während dem Kristallwachstum an

in der Klüft führen. Eine Änderung der Wachstumsgeschwindigkeit einzelner Flächen wird durch eine Änderung der Kristallisationsbedingungen in der Klüft ausgelöst. Druck, Temperatur und die chemische Zusammensetzung der Klüftlösung spielen dabei eine entscheidende Rolle. Mehrfache Druck- und Temperaturveränderungen haben während dem Wachstum der Brookitkristalle wohl seltener stattgefunden als chemische Änderungen. Eine Veränderung der Zusammensetzung der Klüftlösung während dem Brookitwachstum

kann schon an der verschieden starken Adsorption und Färbung erkannt werden. Auch durch das Wachstum der TiO_2 -Mineralien sowie der anderen gleichzeitig auskristallisierten Glieder der Paragenese verschob sich der Chemismus der Lösung ganz wesentlich. Für das Wechseln des Kristallhabitus während dem Wachstum wird also die reelle Veränderung der Zusammensetzung der Lösung von ausschlaggebender Bedeutung gewesen sein.

Dadurch, dass wir an Hand der Adsorption, der verschiedenen Färbung und der optischen Anomalien (siehe Optik) der einzelnen Wachstumsbereiche deren Grenzen für jeden Kristall genau bestimm-

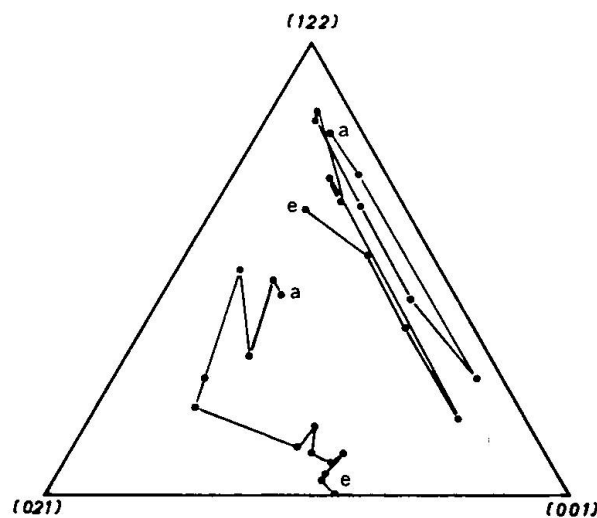


Fig. 38. Änderung des speziellen Kristallhabitus während dem Wachstum (für 2 Kristalle) im Dreieckdiagramm eingetragen
a = Anfangsstadium e = Endstadium

men können, ist es uns möglich, für jeden Brookitkristall beliebig viele Wachstumsstadien zu rekonstruieren. Bei vielen Kristallen sind sich die einzelnen Stadien recht ähnlich. Das Verhältnis der Leitformen zueinander ändert sich während dem Wachstum nicht; die Entwicklung ist eine gleichmässige (Fig. 36).

Brookitkristalle, deren $\langle 001 \rangle$ -Bereich die Knotenform aufweist, haben einen mehrmaligen Habituswechsel während dem Wachstum durchgemacht. Um diese Entwicklung des Kristallhabitus zu veranschaulichen, wurde eine Anzahl Wachstumsstadien rekonstruiert und diese nach der oben angegebenen Methode (siehe Fig. 32) ausgemessen und in ein Dreieckdiagramm eingetragen. In Fig. 38 ist der Habitusverlauf für zwei Kristalle aufgezeichnet. Bei beiden Kristallen ist ein deutlicher Wechsel zu erkennen. Bei dem einen, dessen extremste Habitusypen in Fig. 37 dargestellt sind, ist der mehr-

malige Wechsel zwischen dem pyramidalen und dem durch die Basis beherrschten Habitus besonders eindrücklich abgebildet. Weiterhin wurde untersucht, ob der Entwicklungsverlauf der Basis und deren Dimensionen im Endstadium des Wachstums einen Einfluss haben

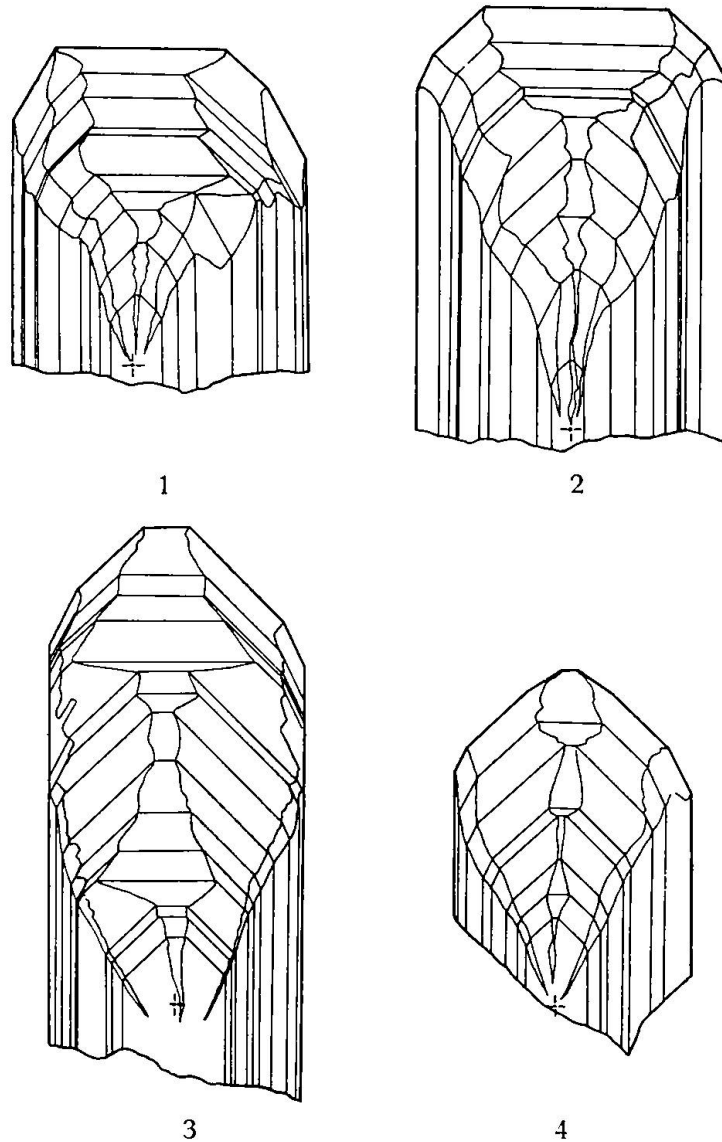


Fig. 39. Wachstumsstadien der für Fig. 40 ausgemessenen Kristalle

auf das Grössenverhältnis der Formen $\{122\}$ und $\{021\}$. Es liess sich jedoch keine Beziehung zwischen der Entwicklung der Basis und dem Verhältnis der Formen $\{122\}$ und $\{021\}$ ermitteln.

Es erhebt sich nun die Frage, ob eine wechselnde Konzentration an den durch die Flächen adsorbierten, dunkelfärbenden Stoffen auch die Wachstumsgeschwindigkeit der Flächen (110) , (021) , (122) und (001) irgendwie beeinflusst. Folgender Weg wurde eingeschlagen,

um diese Frage zu untersuchen. An 8 ausgesuchten Kristallen wurden eine Anzahl Wachstumsstadien ermittelt. Sieben der Kristalle besitzen einen möglichst kompliziert gebauten $\langle 001 \rangle$ -Bereich, was ja auf eine häufige Änderung der Wachstumsgeschwindigkeiten der Flächen zurückzuführen ist. Der achte Kristall zeigt eine recht regelmässige Entwicklung der Basisfläche. Die einzelnen Wachstumsstadien wurden so gewählt, dass eine möglichst grosse Änderung im Habitus zu erwarten war (Fig. 39). Vom Keimpunkt des Kristalles wurden die Flächennormalen zu den einzelnen Flächen gezeichnet, und die Zunahme der Normalen von einem Stadium zum nächstfolgenden gemessen. Für die Flächen (122), (021) und (110) ergab das Mittel der beiden Messungen den gesuchten Wert. Ferner wurde noch der Flächenzuwachs des Kristalles von Stadium zu Stadium bestimmt. Aus dem Flächenzuwachs F und dem Flächennormalenzuwachs N_{hkl} der Fläche (hkl) wurde, um den Einfluss der willkürlichen Wahl der Wachstumsstadien auszuschalten, das Wachstum einer Fläche (hkl) pro Flächeneinheit $= W_{(hkl)}$ berechnet.

$$\frac{N_{(hkl)}}{\frac{F}{F_e}} = W_{(hkl)}$$

wobei F_e eine beliebig gewählte Flächeneinheit ist. Auf der Abszisse der in Fig. 40 abgebildeten Darstellungen ist die Gesamtfläche der Wachstumsstadien abgetragen, während auf der Ordinate die errechneten Werte $W_{(hkl)}$ eingezeichnet sind, die die relative Wachstumsgeschwindigkeit von einem Stadium zum andern angeben. Um die Intensität der Adsorption und die relative Wachstumsgeschwindigkeit vergleichen zu können, wurde unter der Abszisse noch der Grad der Adsorption aufgetragen. Zu Vergleichszwecken wurde die Gesamtfläche aller Kristalle auf einen Wert reduziert und die Ordinaten entsprechend umgerechnet.

An Hand der Darstellungen lässt sich eine Beeinflussung der Flächenwachstumsgeschwindigkeit durch die Intensität der Adsorption nicht feststellen. Aus dem Verlauf der Kurven ist ersichtlich, dass sich (122) und (110) mit kleinen Ausnahmen gleich verhalten. Die Schwankungen im Wachstum sind bei diesen Flächen am geringsten. Für sieben der acht Kristalle trifft dies zu, nur bei einem ist ein geringfügiges Abweichen der Fall. Bei vier der untersuchten Kristalle verhält sich auch (021) recht ähnlich den beiden erwähnten Formen. In den andern Fällen dagegen sind oft deutliche Unterschiede in den Wachstumsgeschwindigkeiten von (021) und (122)

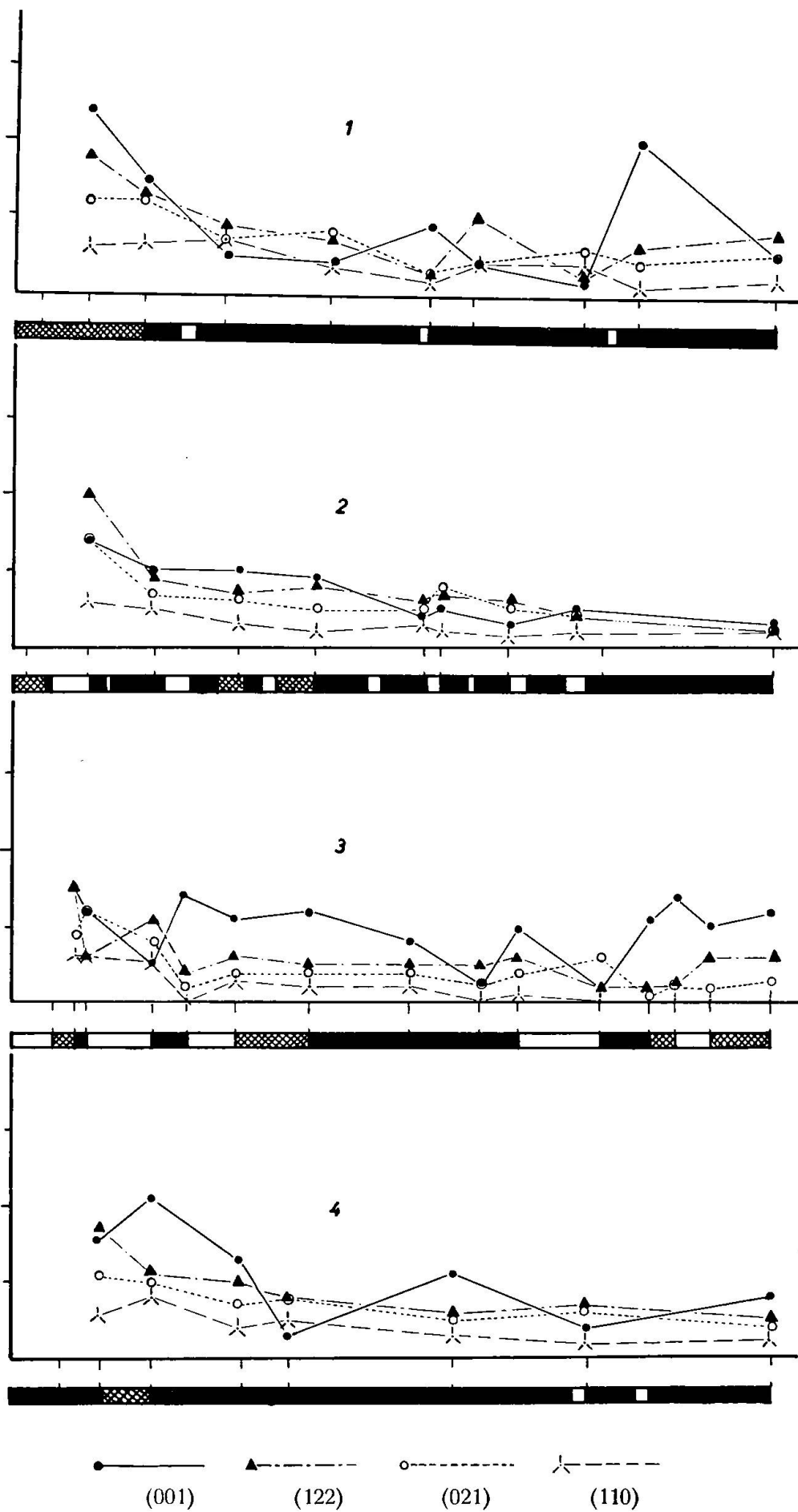


Fig. 40. Relative Wachstumsgeschwindigkeiten der 4 Flächen (001), (122), (021) und (110) des Brookites und die Intensität der Adsorption im Bereiche $\langle 001 \rangle$ während dem Wachstum

und (110) zu erkennen. Durch die stärksten Schwankungen im Wachstum fällt die Basisfläche auf. Weder zu (021) noch zu den beiden andern Flächen lässt sich ein ähnliches Verhalten erkennen.

Beobachtungen an einzelnen Brookiten zeigen, dass eine gewisse Beeinflussung der Wachstumsgeschwindigkeit bei einer Änderung der Adsorptionsintensität doch vorhanden ist. Bei dem in Fig. 37 abgebildeten Kristall lässt sich deutlich erkennen, dass durch ein starkes Einsetzen der Pigmentierung das Basiswachstum plötzlich zunimmt und sich deshalb der $\langle 001 \rangle$ -Bereich in den dunklen Partien verjüngt. Wieder an andern Kristallen jedoch kann man gerade das Gegenteil feststellen. Eine Gesetzmässigkeit lässt sich erst erkennen, wenn die Konzentration der Kluftlösung an adsorbierbaren Stoffen eine recht grosse ist. An den Kristallen der Fundstelle 24, wo diese Bedingung erfüllt ist, sieht man, dass die Adsorption an der Basis das Wachstum der Fläche hemmt, wenn die Konzentration der Kluftlösung soweit gestiegen ist, dass auch der Bereich $\langle 122 \rangle$ eine recht deutliche Einlagerung in dem betreffenden Wachstumsstadium zeigt (Fig. 27, Photo 3). Ist dies jedoch nicht der Fall, so kann, wie schon erwähnt, auch bei ziemlich starker Pigmentierung im $\langle 001 \rangle$ -Bereich noch kein Einfluss wahrgenommen werden.

Für die Flächen (122), (021) und (110) liess sich auch bei noch so starker Schwarzfärbung keine Beziehung zwischen Adsorption und Wachstumsgeschwindigkeit feststellen.

Die Erscheinung, dass sehr grosse Fe-Konzentrationen nötig sind, um das Wachstum der $\langle 001 \rangle$ -Fläche einigermaßen zu beeinflussen (währenddem die andern Flächen überhaupt nicht reagieren), sowie die Tatsache, dass der Kristallhabitus neben Druck und Temperatur von der Kluftlösung eng abhängig ist, auch wenn die Fe-Konzentration eine sehr geringe ist, zeigt, dass nicht der Fe-Gehalt der Kluftlösung in erster Linie für den Habitus bestimmend ist, sondern dass die Konzentration der Lösung an andern Stoffen weit mehr Einfluss auf das Wachstum des Brookitkristalles hat. Das Adsorptionsvermögen der einzelnen Formen des Brookites vom Maderanertal ist bei sämtlichen untersuchten Kristallen ungefähr gleich, die Reihenfolge der beginnenden Adsorption beim Kristallwachstum bei steigender Fe-Nb-Konzentration ist immer dieselbe (siehe Fig. 29). Die Färbung beginnt im Bereiche $\langle 001 \rangle$, dann folgen der Reihe nach $\langle 021 \rangle$, $\langle 122 \rangle$, $\langle 110 \rangle$ und $\langle 100 \rangle$. Ein Zusammenhang zwischen dem Adsorptionsvermögen der Flächen und der Struktur des Brookites scheint zu bestehen, wodurch die immer gleichbleibende Reihenfolge bedingt wird. Überlegungen, mit Hilfe der Δ -Schichten (PAR-

KER 27, NIGGLI) diese Beziehungen zu lösen, führten nicht zum Ziel. Das Kristallwachstum ist wohl eine Funktion der Δ -Schichten, doch, wie die oben angeführten Untersuchungen zeigen, bestehen keine Beziehungen zwischen dem Wachstum der Flächen und der Intensität der Adsorption. (Erst bei sehr starker Adsorption ist eine Herabsetzung der Wachstumsgeschwindigkeit der Flächen zu beobachten, doch dürfte dies auf den störenden Einfluss der adsorbierten Fremdstanz zurückzuführen sein, der sich erst bei einer starken Adsorption bemerkbar macht.) Wäre das Adsorptionsvermögen von den Δ -Schichten abhängig, so müsste eine Beziehung zwischen Wachstum und Adsorption bestehen.

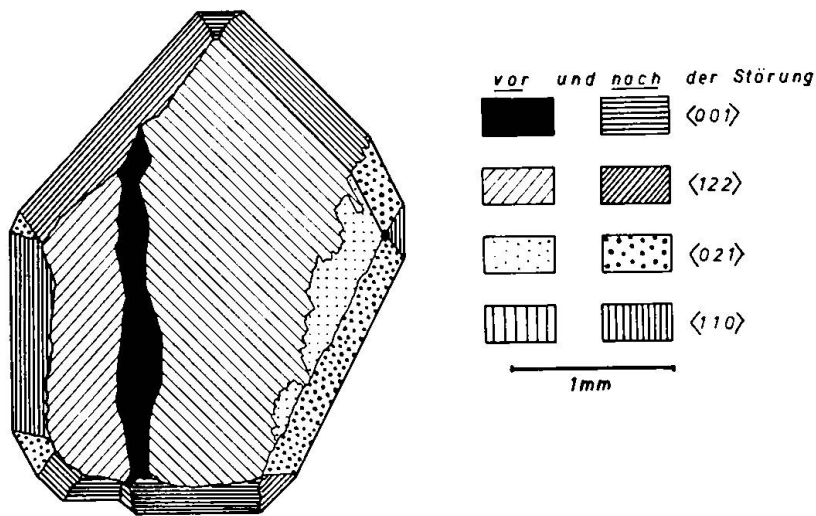


Fig. 41. Weiterwachsen eines Brookitbruchstückes

Vergleicht man das Adsorptionsvermögen der Wachstumsbereiche mit der Atombesetzung der Wachstumsflächen, so scheint generell eine gewisse Beziehung zu bestehen. Wachstumsflächen, die vorübergehend nur von einer Atomart besetzt sein können, zeigen ein sehr kleines Adsorptionsvermögen. Dies ist vor allem die Fläche (100) und (110). Die Netzebenen (001) und (021) sind sowohl von Ti- wie auch von O-Atomen besetzt. Das Adsorptionsvermögen dieser Ebenen ist bekanntlich am grössten. Die Fläche (122) nimmt eine Mittelstellung ein.

G. Wachstumsstörungen an Brookitkristallen

Ab und zu können Brookite beobachtet werden, deren Formen der Wachstumsbereiche nicht durch das Wachstum allein erklärt werden können. Bei genauer Untersuchung dieser Kristalle erkennt man meist mehr oder weniger deutlich Spuren eines verheilten Bruches. An den Bruchflächen bilden sich beim Weiterwachsen

wiederum Kristallflächen und zwar diejenigen, in deren Richtung der Bruch ungefähr verläuft (Fig. 41). Dadurch entstehen oft Kristalle, die während der Ausheilung einen vollkommen kluftfremden Habitus besitzen. Kann ein Kristall nach dem Bruch lange genug weiterwachsen, so heilt er vollkommen aus. Er nimmt dann mit der Zeit wieder denjenigen Habitus an, der durch die Zusammensetzung der Kluftlösung gegeben ist. Fig. 41 zeigt einen Kristall, bei dem die Ausheilung erst gerade eingesetzt hat.

H. Zusammenfassung über das Kristallwachstum des Brookites

Es scheint zweckmässig, die wichtigsten Resultate über das Kristallwachstum des Brookites kurz zusammenzufassen. Durch die Einführung des Begriffes der Wachstumsbereiche gelingt es uns, die sich verschieden verhaltenden Partien des Brookites voneinander zu unterscheiden. An den Brookiten des Maderanertales können wir die folgenden Wachstumsbereiche erkennen: $\langle 001 \rangle$, $\langle 122 \rangle$, $\langle 021 \rangle$, $\langle 110 \rangle$ und $\langle 100 \rangle$. Die in der Literatur häufig beschriebenen dunkeln Figuren verdanken ihre Entstehung der Adsorption oder selektiven Aufnahme von Fremdstoffen, vermutlich von Fe und Nb (nach ARNOLD (1)) an einzelnen Kristallformen. Das Adsorptionsvermögen der einzelnen Wachstumsformen ist sehr verschieden. Bei allen untersuchten Kristallen ist die Reihenfolge der beginnenden Adsorption bei zunehmender Konzentration der Kluftlösung an diesen Stoffen die gleiche, nämlich $\langle 001 \rangle$, $\langle 021 \rangle$, $\langle 122 \rangle$, $\langle 110 \rangle$ und $\langle 100 \rangle$. In sämtlichen Wachstumsbereichen eines Kristalles lassen sich die Konzentrationsschwankungen an adsorbierbaren Stoffen der Kluftlösung erkennen. Für die auf Seite 139 erwähnten Farbnuancen gilt für die Wachstumsbereiche eine andere Reihenfolge, nämlich zunehmende Farbintensität in Richtung von $\langle 001 \rangle$ und $\langle 021 \rangle$ nach $\langle 122 \rangle$, $\langle 100 \rangle$ zu $\langle 110 \rangle$.

Der Einfluss des Chemismus der Kluftlösung und deren physikalische Bedingungen auf das Kristallwachstum ist deutlich zu erkennen. Brookitkristalle der gleichen Stufe besitzen einen sehr ähnlichen speziellen Habitus. Beobachtungen an zwei Fundstellen zeigen, dass dieser spezielle Habitus für eine Kluft typisch ist und sich von demjenigen anderer Klüfte deutlich unterscheidet. Die Untersuchungen der Form des Wachstumsbereiches $\langle 001 \rangle$ zeigen, dass die „einfachen Formen“ ohne Habituswechsel in den Fundstellen am häufigsten sind. Eine Beeinflussung der relativen Wachstumsgeschwindigkeit durch die Intensität der Adsorption konnte weder an den Kristallen noch durch die unternommenen Messungen nachge-

wiesen werden. Erst eine sehr starke Adsorption, die eventuell schon die Grenze des Adsorptionsvermögens der Fläche erreicht, setzt deutlich die Wachstumsgeschwindigkeit einer Fläche herab.

2. KAPITEL: DIE OPTIK DES BROOKITES

A. Allgemeines

Wie die zwei andern Modifikationen des TiO_2 besitzt auch der Brookit eine anomal hohe Lichtbrechung. Diese beträgt für n_α und n_β 2,58 und für n_γ 2,74. Die Doppelbrechung ist mit 0,16 sehr hoch (die angegebenen Werte gelten für Na-Licht). Die orthorhombischen Kristalle sind zweiachsig positiv. Die spitze Bisektrix n_γ ist parallel der kristallographischen a-Achse. Die Lage der Achsenebene ist je nach der Wellenlänge des Lichtes eine verschiedene. Im langwelligen Teil des Spektrums (rot-gelbgrün) liegt die Achsenebene parallel (001), im kurzwelligen Teil dagegen (blaugrün-violett) in (010). Nach BEER und DESCLOIZEAUX liegen die Ebenen der optischen Achsen der Brookite von Snowdon und Oisans für alle Wellenlängen parallel (001).

B. Achsenwinkelmessungen an Brookitkristallen

Der Achsenwinkel ist von der Wellenlänge des Lichtes abhängig. Bei abnehmendem λ nimmt $2V$ ab, um im Gelbgrün den Nullwert zu erreichen. Im blauen und violetten Teil des Spektrums jedoch nimmt er in der (010)-Ebene wieder zu. RINNE und SCHROEDER (36) stellten fest, dass bei steigender Temperatur der Achsenwinkel zunimmt, bei fallender wieder kleiner wird. Mit Hilfe des Universal-drehtisches liess sich der Achsenwinkel dünner Brookitkristalle leicht bestimmen, ohne dass es nötig gewesen wäre, Schiffe nach (100) herzustellen. Der Fehler der Messungen übersteigt $\pm 1,5^\circ$ kaum. Aus den Werten des scheinbaren Winkels wurde der wahre Achsenwinkel $2V$ errechnet. In sämtlichen Wachstumsbereichen wurden sowohl an optisch normalen wie an anomal auslöschenden Stellen (siehe nächsten Abschnitt) die Messungen durchgeführt. Die Unterschiede zwischen normalen und anomalen Partien sind sehr gering und liegen weit unter der Fehlergrenze der Messungen, so dass die Konstanz von $2V$ in ein und demselben Bereich erwiesen ist. Vergleicht man die Werte für verschiedene Bereiche, so sind die Unterschiede etwas grösser. Bei den meisten Kristallen liegt aber auch hier die Differenz der Messungen noch innerhalb der Fehlergrenze, während bei andern unregelmässig verteilt Abweichungen einzelner Messungen bis zu $3,5^\circ$ auftreten, die Grosszahl der anderen Werte

jedoch gut übereinstimmt. Folgende Annahme scheint deshalb vollkommen berechtigt zu sein: Die Abhängigkeit des Achsenwinkels von der Wellenlänge des Lichtes ist bei sämtlichen Brookiten des Maderanertales in allen Wachstumsbereichen, sowohl in den optisch normalen wie auch in den anomalen Partien, praktisch die gleiche.

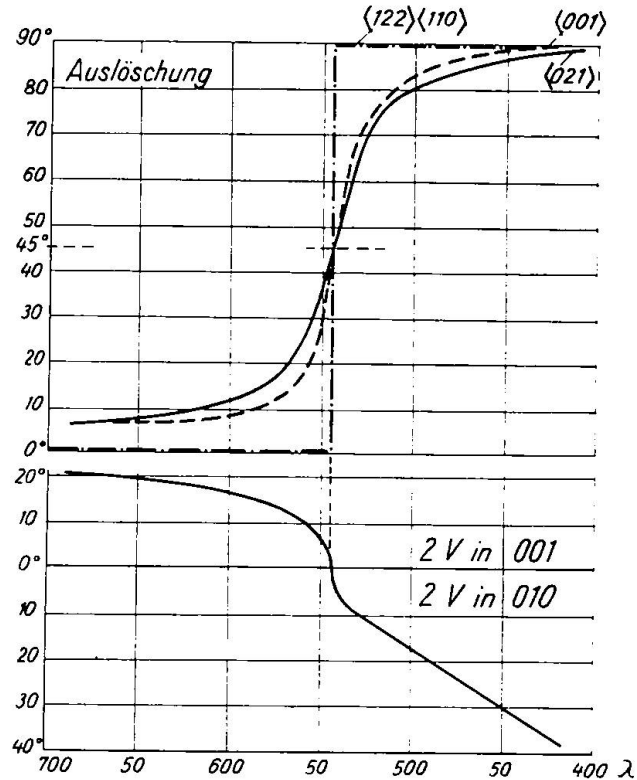


Fig. 42. Änderung des Achsenwinkels und der Auslöschungsschiefe mit der Wellenlänge des Lichtes für die verschiedenen Wachstumsbereiche

In Fig. 42 sind im unteren Teil die verschiedenen Werte für $2V$ aufgetragen. Im langwelligen Teil des Spektrums liegt der Achsenwinkel in (001). Mit kleiner werdender Wellenlänge nimmt er progressiv ab, um bei $542 \mu\mu$ auf 0° zu sinken. Der Brookit ist also bei diesem λ einachsig. Bei weiterer Abnahme der Wellenlänge nimmt der Achsenwinkel wieder proportional zu, nur ist nun (010) Achsenebene.

An acht Brookiten wurde die Wellenlänge bestimmt, für die der Achsenwinkel 0° beträgt. Die Werte schwanken zwischen $541,3$ und $542,7 \mu\mu$. ARNOLD, der auch Achsenwinkelmessungen durchführte, beobachtete ein Variieren der Werte zwischen 562 und $546 \mu\mu$. Auch stellte er fest, dass die Unterschiede der Achsenwinkel zweier Brookitkristalle für dieselbe Wellenlänge des Lichtes bis zu 10° betragen können.

Tabelle IV

Abhängigkeit des Achsenwinkels von der Wellenlänge des Lichtes.
Werte für verschiedene Wachstumsbereiche von Brookitkristallen

Achsenwinkel 2 V in:								
Orien- tierung	Wellen- länge	Bereich <122> N. A.		Bereich <110> N. A.		Bereich <001>	Bereich <021>	Mittel- werte
2 V in (001)	670	21,6	21,6	20,5	20,6	19,7	19,7	20,6
	640	20,4	19,4	20,1	18,5	19,0	19,2	19,6
	610	18,2	18,0	18,3	17,5	17,7	17,1	17,8
	580	14,6	14,6	14,7	14,1	14,1	12,9	14,2
	565	12,2	12,2	12,4	11,9	11,9	11,5	12,2
	550	7,6	9,6	8,6	8,0	9,1	5,2	8,0
2 V in (010)	535	6,2	8,6	6,1	8,8	9,1	10,5	8,0
	520	10,6	12,3	10,6	11,5	12,5	14,1	11,8
	490	19,0	20,2	19,4	19,5	19,2	19,9	19,4
	460	26,6	27,1	25,3	27,2	26,9	27,2	27,0
	430	34,8	35,4	35,4	33,0	36,5	35,5	35,2

Winkelwerte in Graden, Wellenlänge in μ

Tabelle IV. Abhängigkeit des Achsenwinkels von der Wellenlänge des Lichtes. Die Messungen stammen von verschiedenen Kristallen und wurden sowohl an optisch normalen (N.) wie an anomalen (A.) Stellen der verschiedenen Wachstumsbereiche durchgeführt.

C. Die optischen Anomalien und deren Auftreten in den verschiedenen Wachstumsbereichen

Wie die Wachstumserscheinungen, verdient auch die Optik des Brookites mit seinen Anomalien eine genauere Untersuchung. Diese Erscheinungen sind in der Literatur noch wenig erwähnt worden. Erst in neuerer Zeit hat WEBER (43) auf einige Anomalien hingewiesen. Die Arbeit von RUDOLPH (33) hatte die Anomalien zum ersten Mal zum Ziel der Untersuchung. ARNOLD (1) dagegen erwähnt mit keinem Wort irgendwelche optischen Abnormitäten in seinem sonst recht gründlichen optischen Teil.

Betrachtet man einen der tafeligen Brookite aus dem Maderanertal unter gekreuzten Nicols und bringt den Kristall in Auslöschungstellung, so dass die Schwingungsrichtungen des Polarisators und Analysators mit den kristallographischen Achsen c und b zusammenfallen, so erkennt man einzelne Partien der Kristalle, die nicht auslöschen, sondern eine grüne Interferenzfarbe zeigen. Untersucht man die Kristalle im monochromatischen Licht, so sieht man, dass die fraglichen Teile eine schiefe Auslöschung besitzen. Dreht man den

Kristall um einen gewissen Wert, so erhält man Dunkelstellung für die schief auslöschenden Bezirke. Dies ist insofern beachtenswert, als für einen orthorhombischen Kristall aus Symmetriegründen die Auslöschung eine gerade sein muss. Diese optischen Anomalien können an jedem Kristall beobachtet werden; und zwar sind diese nicht etwa gering, sondern sie können für Na-Licht bis zu 30° betragen.

Vergleicht man die Anordnung der schräg auslöschenden Partien mit der Erstreckung der Wachstumsbereiche des Kristalles, so sieht man, dass eine enge Beziehung zu diesen besteht. Die optischen Anomalien bevorzugen einzelne Wachstumsbereiche, während die anderen Partien oft optisch normal sind.

Um die Stellung der Indikatrix in den optisch anomalen Feldern zu untersuchen, wurden Schliffe parallel (001) angefertigt und u. d. M. betrachtet. Es lässt sich kein anomales Verhalten erkennen; in der Auslöschungsstellung zeigen auch die sonst anomalen Teile eine gerade Auslöschung. Demnach beruht die Anomalie auf einer Drehung der Achsenebene um die spitze Bisektrix, die bekanntlich senkrecht zu (100) steht. Der Drehwinkel, um den die Achsenebene aus ihrer Lage herausgedreht ist, spiegelt sich in der Auslöschungsschiefe wider. Auch an Dünnschliffen von Brookitkristallen ist es nicht gelungen, an der Grenze der optisch normalen und anomalen Partien die Becker'sche Linie zu beobachten, die an Grenzflächen eines Lichtbrechungsunterschiedes auftreten müsste. Bei sehr starker Vergrößerung gewinnt man den Eindruck, dass auf kurze Distanz der optisch normale Teil in den anomalen übergeht.

Im Folgenden sollen die optischen Eigenschaften der einzelnen Wachstumsbereiche kurz erläutert werden.

Der Wachstumsbereich $\langle 001 \rangle$. Sofern die Adsorption dunkelfärbender Stoffe in diesem Wachstumsbereich nicht allzustark ist, lässt sich deutlich die anomale Auslöschung erkennen. Schon eine mittelstarke Pigmentierung kann die optischen Anomalien jedoch überdecken, so dass diese Partien normal erscheinen. Meist ist die Auslöschungsschiefe des $\langle 001 \rangle$ -Bereiches an sämtlichen Stellen gleich gross; an einzelnen Kristallen jedoch tritt von einem Wachstumsstadium an plötzlich eine andere Auslöschungsschiefe auf. Entweder kann nun der ganze, nach diesem Stadium gebildete Bereich $\langle 001 \rangle$ diese Auslöschung aufweisen, oder aber, was häufiger ist, nach einer gewissen Dauer des Wachstums tritt wiederum der ursprüngliche Wert auf. Es weist dann nur ein Streifen des Bereiches eine andere, meist eine grössere Auslöschungsschiefe auf. Seltener ist ein kon-

tinuierlicher Wechsel zu erkennen. Die Auslöschungsschiefe nimmt dann vom Keimpunkt (Ort des Kristallkeimes, der zur Bildung des Brookites führte) des Kristalles gegen den Rand hin kontinuierlich zu.

Eine charakteristische Erscheinung für den $\langle 001 \rangle$ -Bereich ist die Teilung in zwei Bezirke. Diese beiden Teile besitzen dieselbe Auslöschungsschiefe, sie ist zur (001)-Ebene symmetrisch. Dreht man den Kristall im Uhrzeigersinn, so löscht die linke Partie aus, eine Drehung in der entgegengesetzten Richtung bringt den rechten Teil in Dunkelstellung. Die Grenzlinie ist bei starker Vergrößerung betrachtet nicht scharf, sondern man kann einen mehr oder weniger raschen Übergang von der einen Partie in die andere erkennen. Die Grenzlinie setzt sich aus lauter geradlinigen Teilstücken zusammen (Photo 4). Die zwei Hauptrichtungen, die bedeutend vorherrschen, sind die Richtungen [001] und [010]. Ziemlich selten treten auch andere Richtungen auf. In den nur äusserst schwach pigmentierten Teilen des [001]-Bereiches kann man das optische Verhalten am besten beobachten. Hier lässt sich auch eine gewisse Beziehung zwischen der feineren Pigmentverteilung und der optischen Grenzlinie erkennen. Die Pigmentierung ist oft in der einen Hälfte ganz wenig stärker. Diese Unterschiede der Adsorptionsintensität in ein und demselben Wachstumsstadium des $\langle 001 \rangle$ -Bereiches sind nur sehr gering.

Sehr häufig fällt auch ein Teilstück der Grenzlinie mit der Richtung [010] mit einer Änderung der Pigmentierung zusammen. Nur sehr selten kann auch ein Zusammenhang zwischen den geneigten Teilstücken und der Pigmentierung erkannt werden.

Bei einzelnen Kristallen ist die Zweiteilung des Bereiches nicht zu beobachten, sondern ein kontinuierliches Auslöschen beim Drehen des Kristalles zu erkennen. Ein dunkler Streifen, der meist nicht scharf begrenzt ist und den Wachstumsbereich der Länge nach durchzieht, wandert der Breite nach, also in der Richtung der b-Achse, durch den ganzen Bereich.

Der Wachstumsbereich $\langle 021 \rangle$. Da die Pigmentierung in diesem Bereich weit weniger intensiv ist als im Bereich der Basis, sind die optischen Anomalien deutlich zu erkennen. An allen untersuchten Kristallen ist dieser Wachstumsbereich anomal, und zwar ist die Auslöschungsschiefe grösser als die der anderen Bereiche des Kristalles. Auch hier löschen die vier Felder des Wachstumsbereiches $\langle 021 \rangle$ symmetrisch aus; die Partien, die durch das Wachstum der Fläche (0 $\bar{2}$ 1) und (02 $\bar{1}$) entstanden sind, löschen gleichzeitig aus, während eine Drehung in der entgegengesetzten Richtung die

beiden andern, durch die Flächen (021) und $(0\bar{2}1)$ gebildeten Teile des Bereiches, in Dunkelstellung bringt.

Auch innerhalb dieses Wachstumsbereiches kann sich die Auslöschungsschiefe ändern. Meist ist diese Änderung eine kontinuierliche, das heisst der Wert wächst gegen den Rand hin. Der Unterschied zwischen der innersten und der randlichen Partie kann für rotes Licht bis zu 10° betragen. Sehr selten treten auch Kristalle auf, deren Auslöschung zuerst kontinuierlich zunimmt, dann jedoch über eine gewisse Erstreckung wiederum allmählich kleiner wird, um dann langsam wieder zuzunehmen.

Die Form des Wachstumsbereiches ist insofern interessant, als die Begrenzung gegen den Bereich $\langle 122 \rangle$ oft äusserst gezackt ist, während die Grenze gegen den Bereich $\langle 110 \rangle$ hin regelmässig verläuft. Wie Photo 4 zeigt, sind sehr häufig bei stark gezackter Grenzlinie kleine Zwickel zwischen den Zacken fast optisch normal, oder sie zeigen die Auslöschung des Bereiches $\langle 122 \rangle$.

Der optisch anomale Teil des $\langle 021 \rangle$ -Bereiches setzt sich aus schmalen Rechtecken zusammen, deren Längsseiten parallel der Richtung $[021]$ verlaufen, und die sich berühren. Seltener treten auch schmale Dreiecke und Trapeze auf, die immer mit dem Spitzwinkel nach dem Bereich $\langle 110 \rangle$ hin zeigen. Bei einer kontinuierlichen Zunahme der Auslöschungsschiefe gegen den Rand des Kristalles hin nimmt diese von Rechteck zu Rechteck um nur kleine Beträge zu (Photo 5).

Der Wachstumsbereich $\langle 122 \rangle$. Dieser Bereich ist bei vielen Kristallen optisch normal entwickelt, das heisst die Auslöschung ist eine gerade. An einzelnen Brookiten ist jedoch auch in diesen Partien ein anomales Verhalten zu erkennen. Dreht man den Kristall um einige Grade ($3-6^\circ$) aus der Auslöchungsstellung heraus, so sieht man, dass der Bereich aus zwei wiederum symmetrisch auslöschenden Bezirken besteht (Photo 4 und 5). Besonders schön sieht man die durch diese Zweiteilung entstehende Streifung nach $[011]$ im roten Licht. Im kurzwelligen Teil des Spektrums dagegen wird die Grenze undeutlich und verschwindet im Violett überhaupt. Ist im $\langle 122 \rangle$ -Bereich keine Pigmentierung zu bemerken, so sind nur bei ganz wenigen Brookiten Teile dieses Bereiches stark optisch anomal. Es sind dies immer die randlichen Teile. Manchmal kann auch in diesem Bereich eine kontinuierliche Zunahme der Auslöschungsschiefe gegen den Rand hin beobachtet werden. Der Winkelunterschied zwischen randlicher und zentraler Partie kann bis zu 22° betragen. Kristalle mit einer deutlichen Einlagerung im

Bereich $\langle 122 \rangle$ dagegen sind viel häufiger optisch anomal. Meist ist dann nicht der ganze Bereich schief auslöschend, sondern nur jene Teile, die eine noch sichtbare Pigmentierung erkennen lassen, sind anomal. Ist die Adsorption allzustark, so wird dadurch die Beobachtung der Anomalie erschwert oder oft ganz verunmöglicht.

Der Wachstumsbereich $\langle 110 \rangle$. Von sämtlichen Wachstumsbereichen des Kristalles hat dieser weitaus am häufigsten eine gerade Auslöschung. Nur höchst selten konnte bei Kristallen, die nur eine schwache Pigmentierung zeigten, eine optische Anomalie beobachtet werden. Kristalle, die eine intensive Pigmentierung erkennen lassen, deren $\langle 122 \rangle$ -Bereich also zum mindesten noch eine Graufärbung besitzt, sind oft auch im Wachstumsbereich $\langle 110 \rangle$ optisch anomal. Sehr häufig ist dann jedes Feld wiederum in zwei Bezirke geteilt, deren Auslöschungsschiefen gleich gross sind, und die symmetrisch auslöschen. Die Grenzlinie ist auch hier keine scharfe, sondern ziemlich verschwommen. Meist läuft sie den Richtungen $[001]$ und $[100]$ parallel. Andere Richtungen oder krumme Teilstücke sind sehr selten. In den optisch anomalen Feldern kann auch hier wiederum die Auslöschungsschiefe für sämtliche Teile gleich gross sein, oder aber, was seltener der Fall ist, wächst die Auslöschungsschiefe gegen den Rand hin stetig. In diesem Fall ist keine Zweiteilung des Bereiches $[110]$ zu beobachten.

D. Abhängigkeit der Auslöschungsschiefen der optisch anomalen Partien von der Wellenlänge des Lichtes

Misst man die Auslöschungsschiefen der optisch anomalen Felder für verschiedene Wellenlängen des Lichtes, so erhält man verschiedene Werte. Mit Hilfe eines Monochromaten wurde die Abhängigkeit der Auslöschungsschiefen von der Wellenlänge des Lichtes für den sichtbaren Teil des Spektrums bestimmt. Die Winkel vollkommen exakt zu messen, ist nicht immer ganz leicht, denn die optisch anomalen Partien liegen im Innern des Kristalles. Der Wachstumsbereich $\langle 100 \rangle$ stört die Messung. Um genaue Resultate zu erhalten, wurden für jeden Wert fünf Ablesungen gemacht, von diesen die zwei extremsten gestrichen und die drei übrigen gemittelt. Die Genauigkeit beträgt $\pm 1,5^\circ$.

Die Kurven verlaufen im langwelligen Teil ziemlich flach, um im Gelbgrün mehr oder weniger steil anzusteigen und sich dann im Violett asymptotisch einem Werte zwischen 85° und 90° zu nähern (Fig. 42). Betrachtet man die Auslöschungskurve einer optisch normalen Partie, so verläuft diese folgendermassen: Im Rot und Gelb-

grün des Spektrums beträgt die Auslöschungsschiefe, gemessen zwischen n_y und der c-Achsenrichtung des Kristalles, 0° . Im kurzwelligen Teil vom Grünviolett dagegen 90° (infolge der Dispersion von 90°). Die Änderung erfolgt sprunghaft bei den optisch normalen Partien, allmählich dagegen bei den anomalen Feldern. Die in Fig. 42 abgebildeten Kurven der Auslöschungsschiefe der vier Wachstumsbereiche sind die Mittelwerte aller gemachten Messungen. Wie ersichtlich, ist die Abhängigkeit der Auslöschungsschiefe von der Wellenlänge für alle Wachstumsbereiche eine sehr ähnliche. Unterschiede bestehen nur in der Grösse der Werte. Für den Bereich $\langle 021 \rangle$ ist der Winkel am grössten. Nur um wenig kleiner ist die Auslöschungsschiefe in $\langle 001 \rangle$. Manchmal können in diesen beiden Bereichen dieselben Werte gemessen werden. Die beiden Bereiche $\langle 122 \rangle$ und $\langle 110 \rangle$ besitzen meist eine deutlich geringere Auslöschungsschiefe. Ist diese allzu klein, so dass diese Teile des Kristalles fast optisch normal sind, so ist es oft unmöglich, die Werte genau zu bestimmen.

Tabelle V

Abhängigkeit der Auslöschungsschiefe der optisch anomalen Partien der Brookitkristalle von der Wellenlänge des Lichtes

Nr.	Wachstumsbereich	Kristall-Nr.	Auslöschungsschiefe in Grad									
			Wellenlänge									
			670	640	610	580	550	520	490	460	430	
1.	$\langle 001 \rangle$	1	3	4	5	8	14	80	88	90	—	
2.	„	2	6	7	8	11	30	77	84	88	89	
3.	$\langle 122 \rangle$	3	5	7	9	14	34	80	87	89	90	
4.	$\langle 021 \rangle$	2	7	9	11	14	37	75	82	86	88	
5.	„	3/1	12	14	18	24	42	64	74	80	86	
6.	„	3/2	9	11	13	19	37	67	77	—	—	
7.	„	3/3	6	7	9	15	32	75	80	—	—	
8.	„	4	4	5	7	11	30	79	85	88	89	
9.	„	5	10	11	14	21	37	70	79	—	—	
10.	„	5	9	11	14	19	39	70	79	82	83	
11.	„	8	8	11	14	20	36	65	79	84	87	
12.	$\langle 110 \rangle$	1	3	3	4	7	21	82	89	—	—	
13.	„	6	2	3	4	8	25	78	87	90	—	
14.	„	7	2	3	5	10	36	75	86	88	89	

Die Werte 5, 6 und 7 zeigen die Unterschiede der Auslöschungsschiefe, die in einem Wachstumsbereich für einen Kristall auftreten

können. Die drei Messungen wurden an drei verschiedenen Stellen eines Segmentes des Wachstumsbereiches $\langle 021 \rangle$ aufgenommen und zeigen eine Zunahme der Auslöschungsschiefe vom Zentrum (Wert 3/3) gegen den Rand (Wert 3/1) des Kristalles hin.

Die Kurven der Auslöschungsschiefen gleichen sich dem Verlauf der Auslöschungsschiefe der normalen Partien an. Sie schneiden sich und die Normalkurve in einem Punkt, dessen Auslöschung 45° beträgt. Die Kurven selbst verhalten sich in Bezug auf diesen Punkt zentrosymmetrisch.

Wie aus der Beschreibung der optischen Anomalien hervorgeht, sind die Erscheinungen recht mannigfaltig. Allgemein kann gesagt werden: Die Bereiche $\langle 021 \rangle$ und $\langle 001 \rangle$ sind bei allen Kristallen anomal, während in den Bereichen $\langle 122 \rangle$ und $\langle 110 \rangle$ die optische Anomalie erst bei starker Pigmentierung auftritt. Bei den meisten Brookiten ist die Auslöschungsschiefe eines ganzen Wachstumsbereiches dieselbe. Eine kontinuierliche Zunahme des Winkels gegen den Rand hin konnte bei einigen Kristallen in allen Bereichen beobachtet werden. Ab und zu sind die Bereiche $\langle 110 \rangle$ und $\langle 021 \rangle$, fast immer $\langle 001 \rangle$ in zwei symmetrisch auslöschende Bezirke getrennt, deren Grenzlinie hauptsächlich parallel oder senkrecht der bereichsbildenden Fläche verläuft.

E. Die optischen Anomalien und ihre Beeinflussung durch erhöhte Temperaturen

Nach NIGGLI und KOENIGSBERGER (24) ging die Kristallbildung in den Klüften bei Temperaturen zwischen 200° und 250° vor sich. Es wäre nun möglich, dass sich die Brookitkristalle bei dieser Temperatur spannungsfrei bildeten, durch die Abkühlung jedoch in den verschiedenen Wachstumsbereichen sich Spannungen bildeten, die dann zu den optischen Anomalien führten. Um dies zu untersuchen, wurden Brookitkristalle in einem heissen CO_2 -Strom erhitzt und gleichzeitig im Na-Licht u. d. M. beobachtet. Bis zu einer Temperatur von über 500° liess sich keine Veränderung feststellen. Es kann sich also nicht um Spannungen handeln, die durch die Abkühlung in der Kluft entstanden sind.

Die Kristalle wurden weiter erhitzt. Stieg die Temperatur auf ca. 605° , so bemerkte man eine plötzliche Abnahme der Auslöschungsschiefe bis auf 0° der optisch anomalen Partien. Der ganze Kristall besitzt also bei Temperaturen über 605° eine gerade Auslöschung, ist also optisch normal. Ein Sinken der Temperatur unter diesen Wert bewirkt die umgekehrte Erscheinung: die optisch normal ge-

wordenen Partien zeigen wieder von neuem eine schiefe Auslöschung. Die Kristalle hatten nur Farbe und Pleochroismus geändert. Irgend eine andere durch das Erhitzen verursachte Änderung konnte nicht festgestellt werden. Um zu untersuchen, ob die Änderung der Auslöschungsschiefe auf einer Modifikationsänderung beruhe, ähnlich derjenigen von α -Quarz und β -Quarz, wurde der Brookit während längerer Zeit auf einer Temperatur zwischen 650 und 670° gehalten. Würde es sich wirklich um zwei stabile Modifikationen handeln, von denen die optisch normale über, die optisch anomale unter 605°

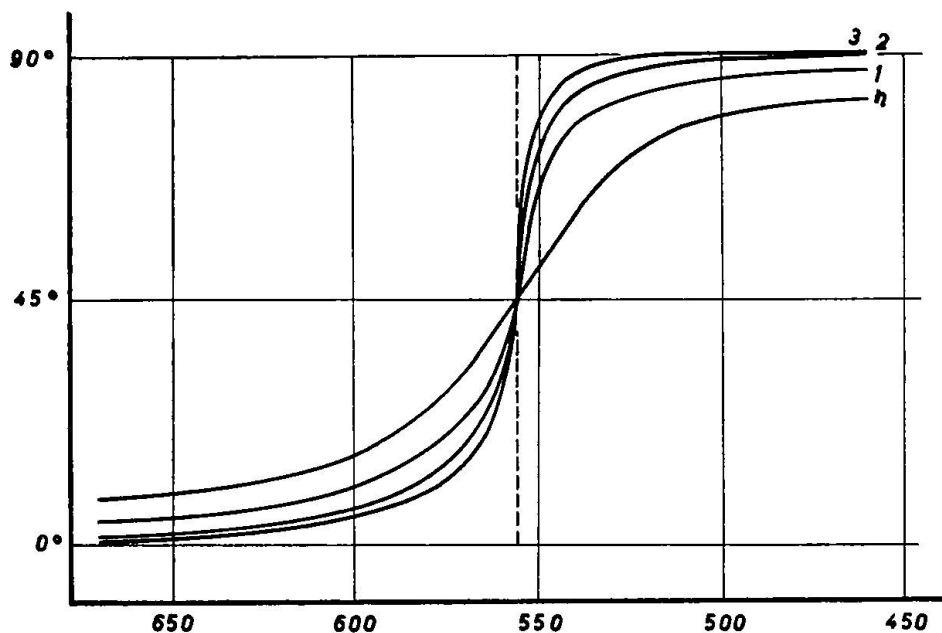


Fig. 43. Kurve n: Abhängigkeit der Auslöschungsschiefe von der Wellenlänge des Lichtes für den Bereich $\langle 021 \rangle$. Kurven 1, 2 und 3 veranschaulichen die Abnahme der Auslöschungstiefe vom normalen Werte n nach 1, 2 und 3 Wochen Glühdauer auf 650°

stabil ist, müsste auch nach längerem Glühen der Vorgang der Auslöschungsänderung reversibel sein. Beruhte der Vorgang jedoch auf irgendwelchen an sich instabilen Spannungen, so müssten diese durch längeres Glühen verschwinden oder zum mindesten zum Teil ausgeglichen werden, und der Brookit optisch normal bleiben, oder doch eine Abnahme der Auslöschungsschiefe nach dem Abkühlen festzustellen sein.

Einige Brookitkristalle wurden in einem elektrischen Ofen auf ca. 650° erhitzt. Nach 48 Stunden zeigte sich noch keine Abnahme der Anomalie. Darauf wurden dieselben Kristalle nochmals fünf Tage lang auf 665° gehalten. Nun liess sich schon eine deutliche Veränderung wahrnehmen, und zwar am deutlichsten an den dünnen Kri-

stallen. Die Auslöschungsschiefe hatte in allen Wachstumsbereichen ganz deutlich abgenommen. Nach einer weiteren Glühdauer von einer Woche wurde die Auslöschungsschiefe wiederum in Abhängigkeit von der Wellenlänge des Lichtes gemessen. Wiederum liess sich eine Abnahme der Winkelwerte beobachten. In Fig. 43 ist die Veränderung der Auslöschungsschiefe für den sichtbaren Teil des Spektrums für den Wachstumsbereich $\langle 021 \rangle$ aufgezeichnet. Hat die Auslöschungsschiefe einen ziemlich kleinen Wert erreicht, so ist es nicht mehr möglich, diesen genau zu bestimmen, da sich der Einfluss des nun optisch fast gleich orientierten Bereiches $\langle 100 \rangle$ störend bemerkbar macht. Es konnten deshalb nach einer Glühdauer von fünf Wochen keine zuverlässigen Werte mehr bestimmt werden. Nachdem die Kristalle volle sieben Wochen auf ca. 650° erhitzt worden waren, zeigten sämtliche eine gerade Auslöschung. Es ist also gelungen, den Brookit optisch zu normalisieren. Es darf angenommen werden, dass diese Kristalle gegenüber den anomalen stabiler sind, da nach einem Liegenlassen von über zwei Jahren sich keine Veränderungen zeigten.

F. Die Ursachen der optischen Anomalien

Wenn auch die bisherigen Untersuchungen das Entstehen der optischen Anomalien noch nicht eindeutig verstehen lassen, ist es doch möglich, einige Deutungen einander gegenüberzustellen, die den gemachten Beobachtungen gerecht werden. Nur weitere Versuche, die den Rahmen dieser Arbeit überschreiten, können zur endgültigen Lösung der Frage führen.

Die optischen Anomalien des Brookites entstehen während des Kristallwachstums und sind damit von der Zusammensetzung und den physikalischen Konstanten der Klüftlösung abhängig. Die Gründe, die zu diesem Schlusse führen, seien kurz aufgeführt.

1. Die optischen Anomalien verteilen sich sehr unregelmässig auf die verschiedenen Wachstumsbereiche. Immer anomal sind $\langle 001 \rangle$ und $\langle 021 \rangle$. Weit spärlicher ist der Bereich $\langle 122 \rangle$ schief auslöschend, während $\langle 110 \rangle$ noch seltener diese Erscheinung zeigt. An sämtlichen 500 untersuchten Kristallen besass der Bereich $\langle 100 \rangle$ immer eine gerade Auslöschung. Interessant ist, dass die Reihenfolge des Adsorptionsvermögens und diejenige des Auftretens der optischen Anomalien übereinstimmen.

2. Eine Beziehung zwischen der Dunkelfärbung und den Anomalien ist in den Bereichen $\langle 110 \rangle$ und $\langle 122 \rangle$ oft zu erkennen. Eine schiefe Auslöschung in diesen Bereichen tritt auf, wenn in $\langle 122 \rangle$

wenigstens Spuren einer Graufärbung vorhanden sind, oder zum mindesten die Bereiche $\langle 021 \rangle$ und $\langle 001 \rangle$ im betreffenden Wachstumsstadium eine besonders starke Dunkelfärbung aufweisen. Dass der Einbau von Fe und Nb in die Kristallstruktur allein die optischen Anomalien bedingt, ist jedoch sehr unwahrscheinlich, denn auch in vollkommen ungefärbten Partien treten die Anomalien auf.

3. Die optischen Anomalien innerhalb ein und desselben Bereiches des Flächenwachstums sind nicht konstant, sondern können wechseln, was deutlich den Einfluss der Zusammensetzung der Kluftlösung widerspiegelt. Dieser Wechsel kann entweder ein kontinuierlicher sein, oder aber die Unterschiede von einem Wachstumsstadium zum andern betragen einige Grade und erfolgen sprunghaft. An ganz wenigen Kristallen liess sich in den Bereichen $\langle 021 \rangle$ und $\langle 001 \rangle$ in demselben Wachstumsstadium die gleiche Änderung der Auslöschungsschiefe erkennen.

Um zu untersuchen, ob irgendwelche Strukturunterschiede Grund der optischen Anomalien sind, wurden je zwei Lauediagramme von zwei Brookitkristallen angefertigt. Die eine der Aufnahmen erfolgte in einem optisch normalen Teil, während das zweite Diagramm vom Bereich $\langle 001 \rangle$ stammte. Um den störenden Einfluss des Wachstumsbereiches $\langle 100 \rangle$ auszuschalten, wurde dieser abgeschliffen. Nach der ersten Aufnahme wurde der Kristall auf einem Schlitten parallel verschoben und dann die zweite Aufnahme angefertigt, so dass eine Verdrehung der Struktur in der einen Partie gegenüber der anderen hätte beobachtet werden können. Die Aufnahme des einen Kristalles, dessen Bereich $\langle 001 \rangle$ eine ziemlich intensive Adsorption aufwies, zeigte eine schwache Verlagerung der Intensitäten des Basisbereiches gegenüber der Vergleichsaufnahme von $\langle 122 \rangle$. Auch sind die verschiedenen Flecken nicht scharf begrenzt, sondern bedeutend verschwommener. Beim zweiten untersuchten Kristall stimmten die Maxima, was deren Lage anbetrifft, sehr gut überein, doch zeigten die Interferenzen der optisch anomalen Partien deutlich eine Aufspaltung in Doppelreflexe, wie dies beim Vorhandensein von inneren Spannungen der Fall ist (BRANDENBERGER (4)).

Es sei hier noch erwähnt, dass auch, wie im nächsten Abschnitt beschrieben wird, Spannungen, die sich infolge der Volumdifferenz des Brookit- und des Rutilgitters ergeben, zu einer optischen Anomalie führen.

Nach den bis jetzt durchgeführten Versuchen und Beobachtungen lassen sich die optischen Anomalien auf zwei Arten erklären: einmal

infolge einer Mischkristallbildung oder Fremdadsorption und zweitens durch eine Mosaikkristallbildung.

Die optischen Anomalien als Folge einer Fremdadsorption oder einer Mischkristallbildung. Durch den Einbau von Fremdatomen in das Brookitgitter lassen sich lokale Spannungen erklären, die auf örtlich schwankende Gitterkonstanten zurückzuführen sind. Diese werden durch das verschiedenartige Verhalten der Ti-Atome und der eingelagerten Fremdatome hervorgerufen. Je nach der Zusammensetzung und den physikalischen Konstanten der Klüftlösung ist die Intensität der Mischkristallbildung eine verschiedene, was sich an der Änderung der Auslöschungsschiefe erkennen lässt. Bei einem häufigeren Ersatz von Ti durch Fremdatome entstehen stärkere Deformationen der Struktur, die dann stärkere optische Anomalien bedingen (siehe Abschnitt 3).

Folgende Beobachtung spricht für die Entstehung der optischen Anomalien durch Fremdadsorption oder Mischkristallbildung: Auch die optischen Anomalien in den verschiedenen Wachstumsbereichen sind von dem Adsorptionsvermögen der einzelnen Wachstumsflächen abhängig. Auch hier zeigt sich wieder dieselbe Reihenfolge des Adsorptionsvermögens der Wachstumsflächen, wie diese im Abschnitt über Adsorptionserscheinungen schon ermittelt wurde. Für die Bereiche $\langle 001 \rangle$ und $\langle 021 \rangle$ genügt schon ein minimaler Gehalt der Klüftlösung, um eine Adsorption zu bewirken, die sich durch optisch anomales Verhalten erkennen lässt. An dritter Stelle folgt der Bereich $\langle 122 \rangle$ und dann $\langle 110 \rangle$. Im Wachstumsbereich $\langle 100 \rangle$ konnten keine Anomalien beobachtet werden.

Es ist nicht möglich, genauere Aussagen über die Stoffe zu machen, die Anomalien bedingen. Sehr wahrscheinlich sind es nicht nur Fe und Nb, denn eine Beziehung zwischen der optischen Anomalie und der Intensität der Adsorption von Fe und Nb konnte nicht festgestellt werden. Auch scheint die Adsorption der fraglichen Stoffe nicht mit derselben Leichtigkeit vor sich zu gehen wie bei Eisen und Niob, bei denen sich jede kleinste Schwankung in der Zusammensetzung der Klüftlösung während dem Kristallwachstum abbildet.

Die Beeinflussung der optischen Anomalien durch die erhöhten Temperaturen lassen sich folgendermassen erklären: Das Verschwinden der Anomalien bei einem Erhitzen über 650° ist auf einen Ausgleich der schwankenden Gitterkonstanten zurückzuführen. Bei tiefer Temperatur ist der Brookit optisch sensibel. Die ungleichen Gitterkonstanten machen sich optisch bemerkbar. Durch eine Temperatur-

erhöhung, bis wenig unter die Umwandlungstemperatur des Brookites in Rutil, wird die Beweglichkeit der Atome stark erhöht. Die Unterschiede, die zwischen den Ti-Atomen und den Fremdatomen der Mischkristalle bestehen, wirken sich nicht mehr aus. Die optischen Anomalien verschwinden, um beim Abkühlen wieder aufzutreten.

Die sieben Wochen dauernden Glühversuche, bei denen es gelang, Brookitkristalle zu normalisieren, bedeuten eine Homogenisierung vom inhomogenen zum homogenen Mischkristall, der auch nach dem Abkühlen sich optisch normal verhält. Ob bei diesem homogenen Mischkristall nur eine statistische Verteilung der Fremdatome oder eine geordnete Verteilung durch das Glühen erreicht wurde, kann nicht ermittelt werden.

Die optischen Anomalien infolge einer Mosaikkristallbildung. Auch diese Erklärung der Anomalien ist nicht von der Hand zu weisen, wenn sie auch weniger gut den Beobachtungen entspricht. Durch das Wachstum der einzelnen Kristallflächen entstand in den einzelnen Wachstumsbereichen eine ganz verschieden intensive Mosaikkristallbildung, deren Ausmass von der Zusammensetzung und den physikalischen Konstanten der Kluftlösung abhängig ist. Die Beobachtung, dass in den optisch anomalen Partien der Achsenwinkel sowie die Lichtbrechung mit den optischen Daten des normalen Brookites übereinstimmen, die optischen Anomalien nur auf einer Verdrehung der Indikatrix um die spitze Bisektrix n_γ beruhen, spricht für die Mosaikkristallbildung. Die Tatsache, dass die optischen Anomalien bei Temperaturen über 650° verschwinden, um beim Abkühlen wieder aufzutreten, sowie die gelungene optische Normalisierung des Brookites durch erhöhte Temperaturen lassen sich jedoch mit einer Mosaikkristallbildung nur schwer in Einklang bringen. Wie die vier Lauediagramme aus verschiedenen Teilen von zwei Brookitkristallen zeigten, ist keine Verdrehung in der Struktur der beiden Partien zu erkennen, was gegen eine Mosaikkristallbildung spricht.

3. KAPITEL: UMWANDLUNG VON BROOKIT IN RUTIL

Umwandlungen der instabilen TiO_2 -Modifikation in den stabileren Rutil sind von einigen Fundorten bekannt. Am Magnet Cove in Hot Springs wurden Paramorphosen von Rutil nach Arkansit gefunden, deren Entstehung man auf diese Umwandlung zurückführt. Aus den Minas Geraes in Brasilien stammen die sog. Captivos. Auch in den alpinen Klüften sind Kristalle mit Modifikationsänderungen vorhanden.

Aber auch künstlich kann man durch Erhitzen der Brookitkristalle auf ca. 800° diese in Rutil überführen.

A. Natürliche Umwandlung von Brookit in Rutil

Während der Felduntersuchungen wurden in den Fundstellen des Maderanertales einige Brookitkristalle gefunden, die Umwandlungserscheinungen zeigten. Auch unter den Brookiten, die mir Herr Fr. Weber zur Untersuchung überliess, befanden sich fünf grössere Kristalle, bei denen die Rutilneubildung ziemlich fortgeschritten war. Leider ist es nicht mehr möglich, die Fundstellen dieser Exemplare festzustellen.

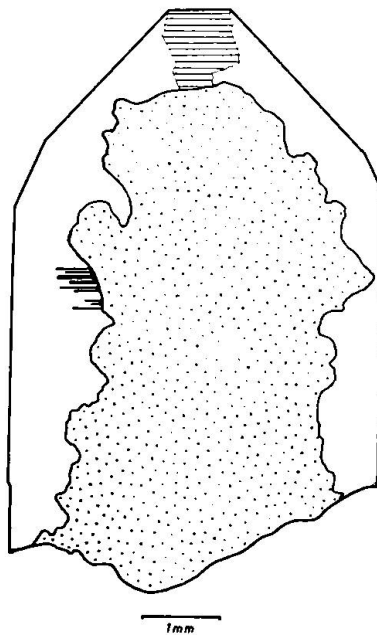


Fig. 44. Brookitkristall mit natürlich in Rutil umgewandelter Partie (punktiert) und mit vereinzelten Rutilnadeln parallel der b-Achse des Brookites

Die Kristalle, die während den Felduntersuchungen gefunden wurden, traten in einer kleineren abgeschlossenen Spalte der Kluft auf und waren von Rutil und ganz wenig Anatas begleitet. Brookitkristalle, die keine Umwandlungserscheinungen zeigten, fehlten in diesen Hohlräumen.

Die von Fr. Weber erhaltenen Kristalle zeigten ganz ähnliche Erscheinungen, wie diese an künstlich umgewandelten Kristallen im 2. Abschnitt beschrieben werden. Die Umwandlung umfasste ca. $\frac{3}{4}$ des Kristallvolumens und ging von der zentralen Partie des Kristalles aus, erreichte jedoch nirgends die Oberfläche. Die umgewandelten Partien sind bräunlich trübe bis undurchsichtig. Höchst selten sind an der Grenze zwischen Rutil und Brookit einige Rutilnadeln parallel

der b-Achse des Brookites zu erkennen (Fig. 44). Spannungserscheinungen, wie diese an den künstlich umgewandelten Kristallen immer auftraten und die auf Volumdifferenzen des Brookit- und des Rutilgitters zurückzuführen sind, fehlen ganz (siehe Abschnitt: „Künstliche Umwandlung“). Dies mag vielleicht davon herrühren, dass die Umwandlung in der Natur bedeutend langsamer vor sich ging,

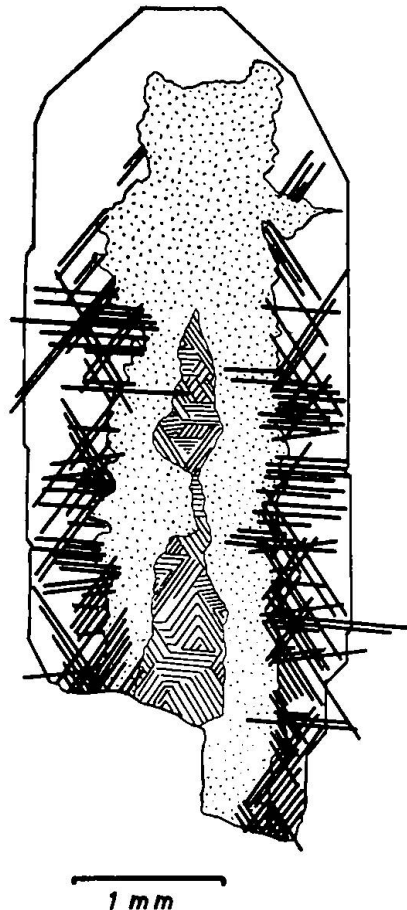


Fig. 45. Teilweise in Rutil (punktiert) umgewandelter Brookitkristall mit gesetzmässig angeordneten Rutilnadeln und sagenitisch aufgewachsenem Rutil (schräffiert)

und deshalb ein Ausgleich der Gitterunterschiede eher möglich war.

Die Kristalle aus der Fundstelle 15, die Umwandlungserscheinungen zeigen, sind von den eben beschriebenen insofern verschieden, als makroskopisch gut sichtbare Rutilnadeln entweder eingeschlossen sind oder aus dem Brookit hervorstecken. Diese Nadeln erreichen manchmal eine Länge von 2 bis 3 mm und sind durch die (111)-Fläche abgeschlossen. In den zentralen Teilen ist der Brookit in Rutil umgewandelt (Fig. 45, Photo 6, 7). Die Rutilnadeln scheinen an der Grenzfläche zwischen Rutil und Brookit aufzusitzen oder etwas

in das Innere der Rutilmasse einzudringen. Da, wo die neugebildete Rutilmasse die Kristalloberfläche erreicht, sind feine Rutilkristalle vorhanden, die nach gesetzmässigen Richtungen angeordnet sind und oft in Zwillingstellung zueinander stehen. Die c-Achse sämtlicher Rutilkristalle liegt in der (100)-Ebene des Brookites. Sowohl an der Stellung der (111)-Fläche des Rutil wie auch an der Lage der Zwillingssebene lässt sich erkennen, dass die (100)-Flächen von Brookit und Rutil zusammenfallen, eine Beobachtung, die BARBLAN (3) auf röntgenometrischem Wege für künstlich umgewandelte Brookite auch schon machte.

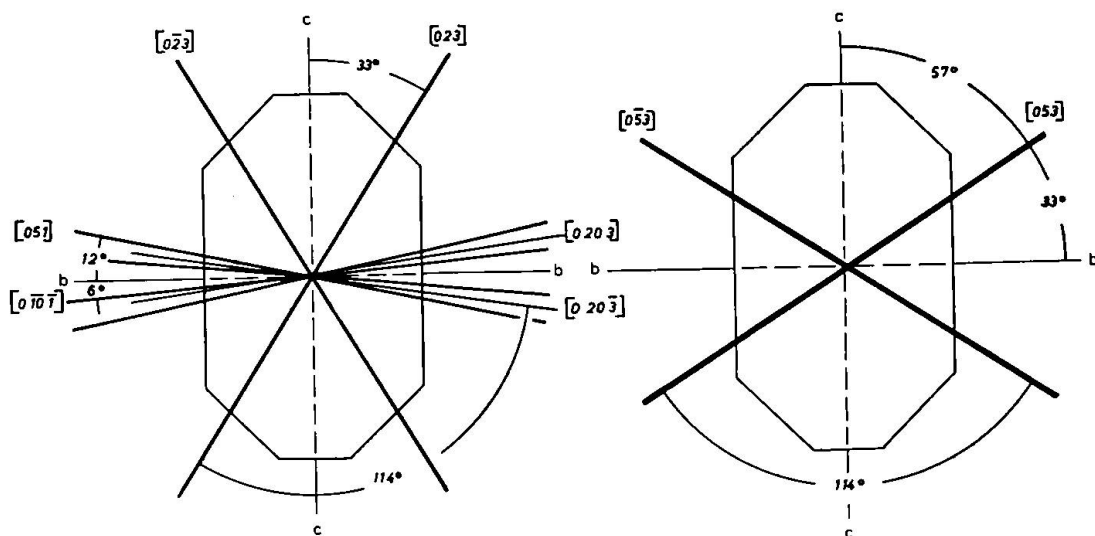


Fig. 46. In natürlich in Rutil umgewandelten Brookitkristallen beobachtete Richtungen der Rutilnadeln auf das Achsenkreuz des Brookites bezogen

Eine Untersuchung sämtlicher messbarer Winkel zwischen den c-Achsen der einzelnen Rutilkristalle zeigte, dass eine Verzwilligung nur nach der Ebene (101) erfolgte. Niemals wurden Winkelwerte beobachtet, für die eine Anordnung der Kristalle nach (301) hätte abgeleitet werden können. Aus den Winkeln zwischen den c-Achsenrichtungen der Rutilkristalle und den Achsen des Brookites wurden die Richtungen bestimmt, die die Rutilnadeln in Bezug auf das Achsenkreuz des Brookites besitzen. Am häufigsten besitzen die Rutilnadeln die Richtung $[023]$ und die in Bezug auf die rhombische Symmetrie gleichwertige Richtung $[0\bar{2}3]$. Zwischen Richtung und Gegenrichtung braucht nicht unterschieden zu werden. Ein weiterer häufiger Winkel ergibt die uvw-Werte $[0101]$ und die symmetrische Richtung $[0\bar{1}01]$. Bedeutend seltener sind Rutilkristalle, die nach $[051]$ sich entwickelt haben (Fig. 46).

Die beiden Hauptrichtungen $[023]$ und $[0\bar{2}3]$ bilden zusammen einen Winkel, der um den Bruchteil eines Grades von demjenigen abweicht, den Rutilkristalle, die nach (101) verzwillingt sind, miteinander bilden. Misst man jedoch den Wert zwischen $[0\bar{2}3]$ und $[0101]$, so beträgt dieser 117° , ist also um 3° grösser, als dies nach dem Zwillingsgesetz der Fall sein sollte. Auch für die Richtung $[051]$ ist ein Abweichen von 3° zu bemerken, denn der Winkel beträgt 111° , was einer Richtung $[0203]$ entsprechen würde. Der Sollwert liegt also ungefähr in der Mitte der beiden beobachteten Richtungen.

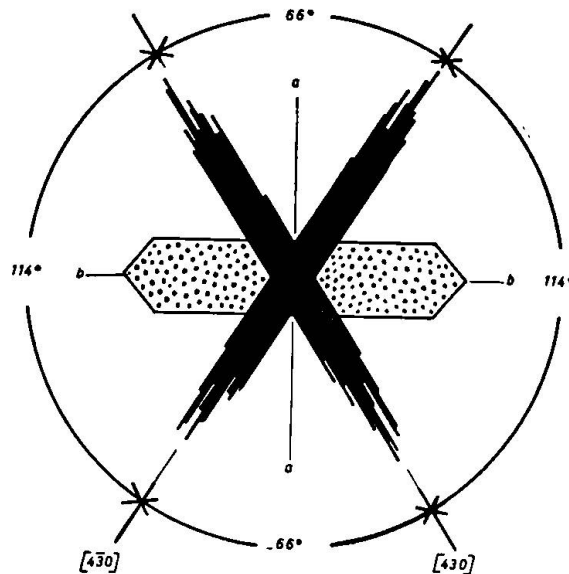


Fig. 47. Verwachsung von Brookit und Rutil nach den Richtungen $[430]$ und $[4\bar{3}0]$ (Zeichenebene = (001)). Brookit = punktiert Rutil = schwarz

An einem andern sehr ähnlich entwickelten Kristall weisen die Rutilindividuen einen Winkel von 33° gegenüber der b -Achsenrichtung des Brookites auf, was der Richtung $[053]$ und der symmetrischen $[0\bar{5}3]$ dazu entspricht. Auch hier sind die beiden Rutilkristalle nach (101) verzwillingt (Fig. 46). Eine weitere sehr selten auftretende gesetzmässige Anordnung von Rutil und Brookit ist in Fig. 47 abgebildet. An diesem Brookitkristall konnten keine Umwandlungserscheinungen beobachtet werden, so dass vielleicht auch nur eine gesetzmässige Verwachsung der beiden Modifikationen vorliegt. Auch hier handelt es sich um zwei Rutilbüschel, die nach demselben Gesetz verzwillingt sind wie die beiden schon beschriebenen. Die Nadeln, die in der Ebene (100) des Brookites liegen, scheinen diesen zu durchstossen. Die Messung ergab, dass die c -Achsenrichtung der Rutilite mit der $[043]$ -Richtung des Brookites zusammenfällt.

B. Künstliche Umwandlung von Brookit in Rutil

Bei Versuchen, die Umwandlungsgeschwindigkeit von Brookit in Rutil als Funktion der Temperatur darzustellen, erhielt BARBLAN (3) mikroskopisch sichtbare Rutilnadelchen, die besonders in der Grenzpartie zwischen dem neu entstandenen Rutil und dem Brookit gut zu beobachten sind. Durch Röntgenaufnahme stellte er fest, dass sich der Rutil parallel der b- und der c-Achse des Brookites bildet. Ferner sind noch die Zwillingsrichtungen zu den beiden Orientierungen vorhanden.

Ich griff diese Versuche auf, und es gelang mir, mit einer kleinen Stichflamme Brookitkristalle unter dem Mikroskop umzuwandeln, so dass man den gesamten Vorgang verfolgen konnte. Von einzelnen Zentren aus entwickelten sich in Richtung der b-Achse äusserst feine dunkle Nadeln, die ziemlich rasch wuchsen. Diese Rutilnadelchen bilden sich im Brookit und sind von diesem umgeben. Erst nach einiger Zeit beginnt die Umwandlung der restlichen Brookitsubstanz zwischen diesen vereinzelt Nadelchen. Auch dieser Vorgang geht von einem Zentrum aus und breitet sich allmählich aus. Diese umgewandelten Partien sind trübe undurchsichtig, oft auch schwärzlich, und bevorzugte Richtungen von Rutilnadeln können nicht mehr beobachtet werden. Die winzigen Rutilkristalle, die sich an der Grenze der beiden Modifikationen bilden, ragen in den Brookit hinein und erzeugen in diesem Spannungen, da die Gittervolumen von Rutil und Brookit nicht vollkommen übereinstimmen. Diese Spannungen lassen sich erkennen an optischen Anomalien, die dauernd auf beiden Seiten der Nadeln entstehen und mit dem Wachstum selbst an Ausdehnung gewinnen. Oft zeigen Interferenzringe an, dass die durch die Spannungen optisch anomalen Teile in ihrer Dicke wechseln. Je grösser die Entfernung vom Rutilkristall, umso dünner ist die von der Spannung erfasste Partie.

Je nach der Temperatur wandelt sich der Brookit langsam oder ziemlich rasch in Rutil um. Bei den Glühversuchen zur optischen Normalisierung des Brookites zeigten einige Kristalle, nachdem sie sieben Wochen auf 650° erhitzt worden waren, schon deutlich Umwandlungserscheinungen. Bei ca. 700° genügt eine Glühdauer von zwei bis vier Tagen, um die Kristalle etwa zur Hälfte umzuwandeln. Bei ungefähr 800° dauert der Vorgang nur noch eine knappe Stunde. Interessant ist, dass bei Glühversuchen bei einer Temperatur von ca. 650 bis 670° die ersten Umwandlungserscheinungen nach zwei Wochen in den Wachstumsbereichen $\langle 001 \rangle$ und $\langle 021 \rangle$ auftraten, also in jenen Teilen des Kristalles, die optisch anomal sind. Oft waren

diese Bereiche vollkommen umgewandelt, während die anderen erst Spuren einer Modifikationsänderung zeigten. Durch die anomalen Gitterverhältnisse in diesen Partien (Kap. Optik) sind die Umwandlungsbedingungen etwas verschieden von denjenigen der andern Bereiche, und es gelingt deshalb bei geeigneten Temperaturen, nur diese beiden Bereiche umzuwandeln. An einem Kristall konnte beobachtet werden, dass sich der $\langle 001 \rangle$ -Bereich etwas vor $\langle 021 \rangle$ in Rutil umwandelte.

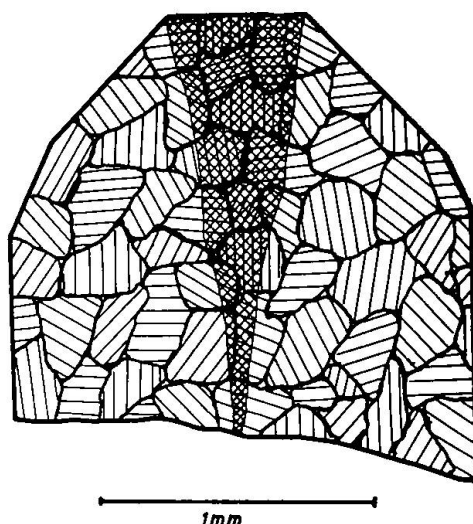


Fig. 48. Brookit im elektrischen Ofen bei ca. 1450° in Rutil umgewandelt. Rutilkörner verschiedener Orientierung sind durch Sammelkristallisation bei hoher Temperatur entstanden. Gekreuzt schraffiert: dunkle Partie des ehemaligen Bereiches $\langle 001 \rangle$ des Brookites

Einige Brookitkristalle wurden im elektrischen Ofen innerhalb drei Stunden auf ca. 1450° erhitzt und dann nach dem Erreichen dieser Temperatur langsam wieder abgekühlt. Wie die röntgenometrische Pulveraufnahme zeigte, hatten sich die Kristalle vollständig in Rutil umgewandelt. Sie waren bräunlich trübe bis schwärzlich undurchsichtig geworden. Besonders im Dünnschliff parallel (100) erkennt man die entstandenen Rutilkristalle sehr deutlich. Oft ist an einzelnen Individuen sogar die Spaltbarkeit nach (110) ausgebildet.

Diese schon beinahe makroskopisch erkennbaren Rutilkristalle haben nach der Bildung durch eine Sammelkristallisation diese beträchtliche Korngrösse erreicht (Fig. 48). Einige Rutilnadeln verschmolzen zu einem Kristall, der dann immer neue Kriställchen in das Gitter aufnahm. Von einigen Zentren aus setzte dieser Vorgang ein, der erst dann seinen Abschluss fand, als die gesamte Zwischen-

masse feiner Rutilnadeln von den grösseren Kristallen aufgezehrt worden war, was dann zur fremdgestaltigen Form der Rutilkörner führte.

Deutlich erkennt man, dass die dunkelfärbenden Stoffe, die im Bereiche $\langle 001 \rangle$ des Brookites eingelagert waren, auch den Rutil dunkelgrau blau färbten. Rutilkristalle, die an der Grenze dieses Bereiches entstanden und sich deshalb sowohl aus Partien von $\langle 122 \rangle$ und $\langle 001 \rangle$ zusammensetzten, sind immer noch deutlich verschieden gefärbt. Die c-Achsenrichtung der Rutilindividuen scheint in der (100)-Ebene des Brookites zu liegen. Ein Vorherrschen bestimmter Richtungen in dieser Ebene kann aus dem Schliff nicht erkannt werden. Leider scheiterte an der anormal hohen Lichtbrechung des Rutils der Versuch, die c-Achsenrichtung einzumessen, um eventuell bevorzugte Richtungen in Beziehung mit dem Brookit zu bringen.

Auch auf der ehemaligen (100)-Fläche des Brookites erkennt man unter dem Opakilluminator die einzelnen Rutilkörner sehr deutlich. Die Streifung des Brookites auf dieser Fläche ist vollkommen verloren gegangen. Dafür aber zeigen die Rutilkörner an der Oberfläche oft eine schwache Riefung, an der man die verschiedene Orientierung erkennt. Hie und da kann man auch einige Kristalle beobachten, die in Zwillingsstellung zueinander stehen. So weit zu erkennen war, handelte es sich ausschliesslich um eine Verzwillingung nach (101).

Weitere Versuche wurden im Quarztiegel bei ca. 950° durchgeführt, um wenn möglich mikroskopisch beobachtbare Rutilbildungen zu erhalten, ohne jedoch eine allzugrosse Sammelkristallisation zu ermöglichen, die die primäre Anordnung der Neubildungen vollkommen zerstört. Nachdem die Kristalle dreieinhalb Stunden auf dem Gebläse erhitzt worden waren, wurden sie rasch abgekühlt und ihre Oberfläche unter dem Mikroskop geprüft. Deutlich erkennt man die einzelnen Rutilindividuen, die mit der c-Achse in der (100)-Ebene des Brookites liegen (Photo 8). Am häufigsten sind die Rutilkristalle so gebildet worden, dass sie mit der c-Achse des Brookites einen Winkel von 33° oder 57° bilden. Oft fallen aber die c-Achsenrichtungen auch zusammen. Seltener treten auch subparallele Kristalle zu einer dieser Richtungen auf. Vollkommen regellos orientierte Kristalle konnten beobachtet werden, sind aber sehr selten vorhanden. Zwillingsbildungen nach (101) sind sehr häufig entwickelt. Oft treten polysynthetische Kniezwillinge oder auch Sechslinge auf. Bei diesen künstlich umgewandelten Brookitkristallen sind die neu entstandenen Rutilkristalle also hauptsächlich nach den beiden Richtungen [023] und [053] orientiert.

C. Verwandtschaft der Kristallstrukturen des Rutil nach [001] und des Brookites nach [023]

Das häufige Auftreten besonders der Richtung [023] sowohl an den natürlich wie künstlich umgewandelten Kristallen muss mit einer Beziehung zwischen Rutilgitter und dem Feinbau des Brookites in Zusammenhang stehen. Schon BARBLAN (3) beschäftigte sich mit dieser Frage. An künstlich umgewandelten Brookiten bestimmte er auf röntgenometrischem Wege die c-Achsenrichtungen der entstandenen Rutilkristalle. Er ermittelte als Hauptrichtungen [010] und [001] sowie die Richtungen, die sich zur Verzwillingung mit diesen beiden Anordnungen ergeben. BARBLAN (3) zeigt, dass durch Umlagerung von Ti-Atomen in unbesetzte Schwerpunkte von Sauerstoff-oktaedern horizontale und vertikale Ketten entstehen können, die nach einer Streckung in ihrer Längsrichtung den Ketten des Rutil sehr ähnlich sind. Auch weist er nach, dass an Kontaktstellen von Rutilzwillingen nach (301) eine brookitähnliche Struktur entsteht. Bei seinen Untersuchungen arbeitet BARBLAN (3) jedoch immer nur mit einer einzigen Schicht aus TiO_6 -Oktaedern, was bei der mehrschichtigen Struktur des Brookites kaum genügen dürfte.

Da die Untersuchungen der künstlich umgewandelten Kristalle wie auch der natürlichen zeigen, dass die Richtung [023], die zugleich die einfachsten Indices besitzt, am häufigsten auftritt, ist versucht worden, für diese Richtung die bei der Umwandlung vor sich gehenden Umlagerungen der Atome zu ermitteln. Da wir wissen, dass die (100)-Flächen der beiden Modifikationen parallel liegen, genügt es, Schichtpakete nach (100) zu betrachten. In Fig. 49 sind sowohl für Rutil wie für Brookit fünf Netzebenen herausgegriffen worden, und zwar in der Reihenfolge O-Ti-O-Ti-O. Die aufgezeichneten Strukturen sind insofern idealisiert, als zur Darstellung die Koordinationspolyeder als Oktaeder angesehen werden, während sie in Wirklichkeit deformierte Oktaeder sind. Das Rutilgitter besteht aus Oktaederketten, bei denen die schwach deformierten Oktaeder über parallele Kanten verbunden sind. Die Ketten, die durch Eckenberührung zusammenhängen, sind nach (100) schichtweise angeordnet, wobei jede zweite Schicht dieselbe Orientierung der Ketten besitzt, währenddem die Richtungen der gemeinsamen Oktaederkanten der Ketten aufeinanderfolgender Schichten um 90° verdreht sind.

Die Struktur des Brookites ist dadurch charakterisiert, dass die deformierten Oktaeder über nicht parallele Kanten zu ebenen Zickzackketten angeordnet sind. Auch diese Ketten sind wiederum schichtweise nach (100) zusammengefügt. Während bei Rutil die Aufein-

anderfolge der Sauerstoffebenen nach dem Schema A-B-A-B-A erfolgt, ist bei Brookit die Reihenfolge A-B-A-C-A-B-A, wodurch eine stärkere Deformation der TiO_6 -Oktaeder entsteht.

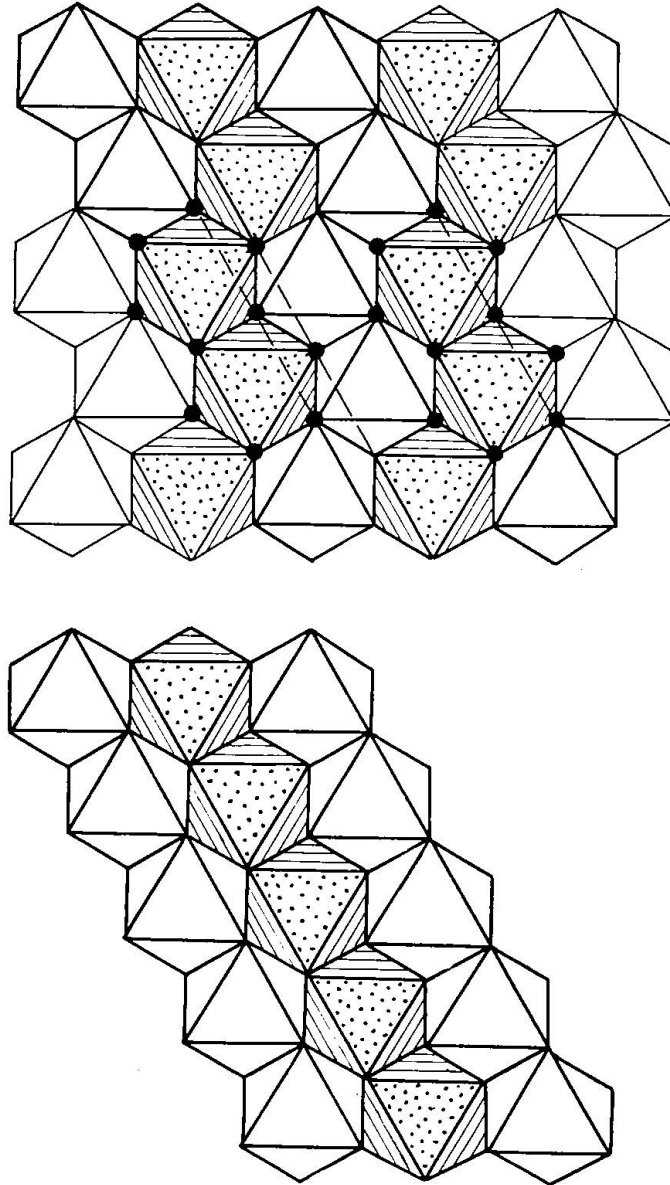


Fig. 49. Zwei Oktaederschichten der idealisierten Brookitstruktur parallel (100) (oben) und der idealisierten Rutilstruktur parallel (100) (unten). Die c-Achsenrichtung der Rutilstruktur weist gegenüber der Brookitstruktur die Richtung [023] auf. Durch Verschieben der Hälfte der Ti-Atome gelangt man von den Zickzackketten des Brookites zu den geraden Ketten des Rutils. Die schwarz eingezeichneten O-Atome der oberen Schicht des Brookitgitters umgeben die verschobenen Ti-Atome in ihrer neuen Lage oktaedrisch

Um aus den Zickzackketten des Brookites eine Rutilstruktur mit der c-Achsenrichtung [023] auf Brookit bezogen zu erhalten, genügt

es, die Hälfte der Ti-Atome der Ketten in die andere Netzebene zu versetzen (siehe Fig. 49). Das gesamte O-Gitter braucht nicht verändert zu werden, wenn man die Unterschiede in der Deformation der TiO_6 -Oktaeder der beiden Modifikationen nicht berücksichtigt. Die Hälfte der Ti-Atome der unteren Oktaederschicht gelangt in

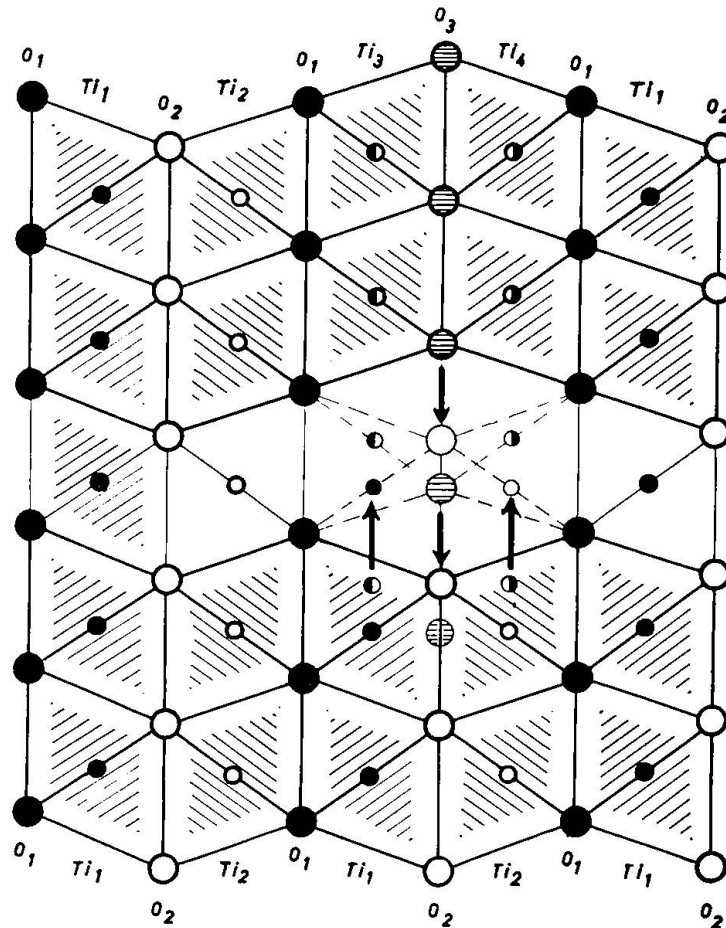


Fig. 50. Überführen der 4-schichtigen Brookitstruktur (oben, Zeichenebene = (010)) in die 2-schichtige Rutilstruktur (unten, Zeichenebene = parallel der a_2 -Achse, c-Achse in Richtung [023] auf Brookit bezogen). Durch einen Platztausch der Sauerstoffatome der Ebene O_3 und der Ti-Atome der Ebenen Ti_3 und Ti_4 in der Pfeilrichtung erhalten wir eine 2-schichtige Zickzackkettenstruktur, die dann nach Fig. 49 in die Rutilstruktur übergeführt wird

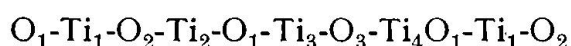
die unbesetzten Oktaederschwerpunkte der darüberliegenden Schicht und umgekehrt. In der Zeichnung sind für die obere Schicht die Sauerstoffatome herausgezeichnet, die nach dem Platzwechsel der Ti-Atome aus der unteren Schicht in die obere diese oktaedrisch umgeben. Diese Art der Umwandlung scheint insofern wahrscheinlich, als bekannt ist, dass mit erhöhter Temperatur in Oxyden die Metall-

atome eine grössere Beweglichkeit besitzen als die Sauerstoffteilchen.

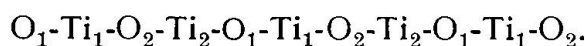
Die entstehenden Oktaederketten weichen von der Richtung [023] um 4^0 ab, wenn man die idealisierte Oktaederstruktur der Untersuchung zu Grunde legt. Es ist möglich, dass diese Abweichung zwischen den gemessenen Werten und den durch Konstruktion erhaltenen Winkeln durch die verschiedene Deformation der Brookit- und Rutiloktaeder bedingt ist, die nicht berücksichtigt wurde.

Die eben beschriebene Umwandlung vom Brookittypus in den Rutiltyp gilt nur für zwei Oktaederschichten. Da der Brookit aber drei verschiedene Sauerstoffnetzebenen (A B C) besitzt, ist es nötig, die dritte Ebene möglichst einfach in die zweite überzuführen (Fig. 50). Diese Schwerpunkte der Sauerstoffebenen erhält man dadurch, dass man sämtliche O-Atome in Richtung der c-Achse um einen Betrag verschiebt, der nur wenig grösser ist als die Hälfte des Sauerstoffabstandes. Bei der idealisierten Brookitstruktur entspricht diese Verschiebung dem Abstand zwischen dem Schwerpunkt und einer Ecke dieser Oktaederfläche. Durch diesen Platztausch jeder dritten O-Ebene erhalten wir ein Sauerstoffgerüst, das sich von demjenigen des Rutils nur noch durch eine stärkere Deformation unterscheidet. Doch auch die Atome der Ti-Netzebenen, die beidseits der verschobenen Sauerstoffebene liegen, müssen in andere Oktaederschwerpunkte gelangen, um aus der vierschichtigen Brookitstruktur eine zweischichtige zu erhalten. Die neuen Schwerpunkte der Titanatome dieser beiden Netzebenen erhalten wir, indem wir sie in entgegengesetzter Richtung wie die Sauerstoffebene um denselben Betrag verschieben.

Dadurch verändert sich die Brookitstruktur von



in die Zwischenstruktur



Diese Struktur, die noch die Zickzackketten des Brookites besitzt, jedoch schon die Schichtfolge des Rutil aufweist, lässt sich nun durch Platzaustausch der Hälfte der Ti-Atome in die unbesetzten Oktaederschwerpunkte in die Rutilstruktur überführen (Fig. 49). Die zweischichtige Zwischenstruktur wurde nur zur besseren Veranschaulichung benützt. Bei der Umwandlung werden die beiden Bewegungen, die die Hälfte der Titanatome der Netzebenen Ti_3 und Ti_4 auszuführen haben, auf einmal durchgeführt, so dass die Zwischenstruktur deshalb gar nicht zustande kommt.

Wie schon erwähnt, ist es möglich, die Umwandlung von Brookit in Rutil unter dem Mikroskop zu verfolgen. Der Vorgang beginnt in einzelnen Zentren, von denen er sich wachstumsartig verbreitet, bis der gesamte Brookit umgewandelt ist. Dies deutet darauf hin, dass an der Grenzzone zwischen dem neugebildeten Rutil und dem Brookit die Sauerstoff- wie die Titanatome einzeln oder höchstens in ganz kleinen Verbänden jene Lage einnehmen, die zum Rutilgitter führt. Die Umwandlung beruht demnach nicht auf einer Translation ganzer Ebenen, wie dies z. B. bei Modifikationsänderungen von Zinkblendetyp in den Wurtzittyp vorkommt, sondern auf einer Keimumwandlung, die sich wachstumsartig ausbildet.

Für die an den Kristallen noch auftretenden Bildungsrichtungen $[053]$ und $[430]$ gelingt es nicht, die Umwandlung strukturell so einfach zu deuten. Auch die recht häufig nach $[0101]$ oder seltener nach $[051]$ gerichteten Rutilkristalle lassen sich nicht durch eine Gitterähnlichkeit nach diesen Richtungen erklären. Vielmehr scheint die Häufigkeit dieser beiden Richtungen durch die starke Neigung des Rutils zur Zwillingsbildung bedingt zu sein, indem zu den nach $[023]$ entwickelten Kristallen sich Zwillinge bilden (Fig. 46, 47), die allerdings nach der Richtung $[0203]$ sich entwickeln sollten. Die Abweichungen von dieser Zwillingsrichtung von $+3^\circ$ und -3° , was zu den Richtungen $[0101]$ und $[051]$ führt, könnte so gedeutet werden, dass eine Entwicklung in diesen Richtungen infolge der strukturellen Beziehungen einer Entwicklung nach $[0203]$ vorgezogen wird.

Die Entstehung der zum Teil in Rutil umgewandelten Brookitkristalle mit den gesetzmässigen zum Teil eingewachsenen Rutilnadeln möchte ich folgendermassen erklären: Während die Bildung des Brookitkristalles veränderten sich die Bedingungen in der Kluftlösung dermassen, dass sich der Brookit in seinem Innern in Rutil umzuwandeln begann. Der Vorgang schritt solange fort, bis zum Teil auf der (100) -Fläche und auf den (110) -Flächen die Neubildung der Rutil, die Kristalloberfläche erreichte. Eine zweite Änderung der Bedingungen in der Kluft schloss die Umwandlung ab, und an den an der Oberfläche auftretenden Rutilkeimen setzte ein Rutilwachstum ein, das zu den gesetzmässig orientierten Rutilnadeln führte (Fig. 45). Gleichzeitig (dann allerdings langsamer) oder auch später setzte wiederum das Brookitwachstum auf den noch nicht umgewandelten Flächenteilen ein. Wachstumsstörungen an Brookitkristallen verursacht, durch die Rutilnadeln, gestatten uns, diese Schlüsse zu ziehen.

Zusammenfassung des II. und III. Teiles

Besonders untersucht wurde die interessante TiO_2 -Paragenese. Glieder dieser Mineralvergesellschaftung sind Quarz, Adular, Albit, Calcit, Chlorit, Titanit, Brookit, Anatas, Rutil, Bleiglanz, Pyrit, Magnetkies, Kupferkies, Ilmenit, Apatit, Monazit und der für diese Fundgruppe neu entdeckte Xenotim. Die Wachstumserscheinungen, die optischen Anomalien und die natürliche sowie die künstliche Umwandlung des Brookites wurden eingehend studiert. Gerade bei diesem Mineral liess sich die Beeinflussung der Färbung, der Adsorption, des Kristallhabitus und der optischen Anomalien durch die Klüftlösung nachweisen.

Die einzelnen Fundstellen der Paragenese sowie das veränderte und unveränderte Nebengestein der Fundstellen wurde untersucht. Die wechselnde Zusammensetzung des Serizitgneises sowie die komplizierte Klüftform erlauben jedoch nicht, Beziehungen zwischen der Häufigkeit der einzelnen Mineralien und der Mineralab- und -zufuhr im veränderten Nebengestein zu ziehen. Der Bau und die engeren petrographischen Verhältnisse der Fundstellen sowie deren Mineralführung sind so verschieden, dass es unmöglich ist, einzelne Fundstellen in Gruppen zusammenzufassen und zu vergleichen.

Auch in den Klüften der TiO_2 -Paragenese zeigt sich, dass jene Mineralien, die im Nebengestein als Haupt- oder Nebengemengteile auftreten, in der Klüft weitaus am häufigsten vorhanden sind. Das starke Überwiegen von Adular über Albit, welches in keiner Weise dem Verhältnis der beiden Mineralien im Serizitgneis entspricht, liess sich durch einen erhöhten Kaligehalt der Lösung erklären, der durch verschiedene Prozesse zustande kam.

Interessant ist die ungleichmässige Verteilung der brookit-, anatas- und rutilreichen Fundstellen. Diese sind sowohl in der Reusschlucht bei Intschi sowie im Griesertal an der Grenze des Quarzporphyres angereichert. Erst durch das Zusammentreffen ganz verschiedener Faktoren (spezielle Kontaktmetamorphose, Zerrklüftbildung und spezielle Auskristallisation) entstehen diese einzigartigen Fundstellen. Einige Fundstellen, deren Mineralführung und Ausbildung bedeutend von derjenigen der TiO_2 -Paragenese abwichen, wurden in einer Gruppe der beeinflussten Paragenesen zusammengefasst. Amphibolitgänge, die in der Nähe der Klüft im Serizitgneis eingelagert waren, vermochten den Chemismus der Klüftlösung zu beeinflussen, was sich an der Häufigkeit, der Mineralführung sowie dem Habitus und der Farbe der Mineralien deutlich zeigte.

Die Amphibolitparagenese wurde weniger eingehend untersucht. Quarz, Adular, Calcit, Chlorit, Amiant, Titanit, Epidot, Apatit, Pyrit und Apophyllit sind die einzelnen Glieder, die festgestellt werden konnten. Die Fundstellen dieser Paragenese sind an vereinzelte Amphibolitmassen intermediärer Zusammensetzung gebunden, die von Apliten der zentralgranitischen Intrusion durchadert werden.

Einzelne Fundstellen, die weder bei der TiO_2 - noch bei der Amphibolitparagenese eingereiht werden konnten, wurden als Spezialparagenesen behandelt. Es sind dies die Fluoritfundstelle am Bänderwald, die in einer Serizitgneispartie mit Orthocharakter zu liegen scheint, die Phenakitfundstelle im Grieserental, welche in einem mächtigen Aplit liegt, der in einen Amphibolit eingedrungen ist. Die Muskowit-Sideritfundstellen an der Westseite der Strahligen Stöcke sowie die Fundstellen des Droseleggs stellen Fundstellengruppen dar, die auf einen sehr engen Raum beschränkt sind.

Literaturverzeichnis

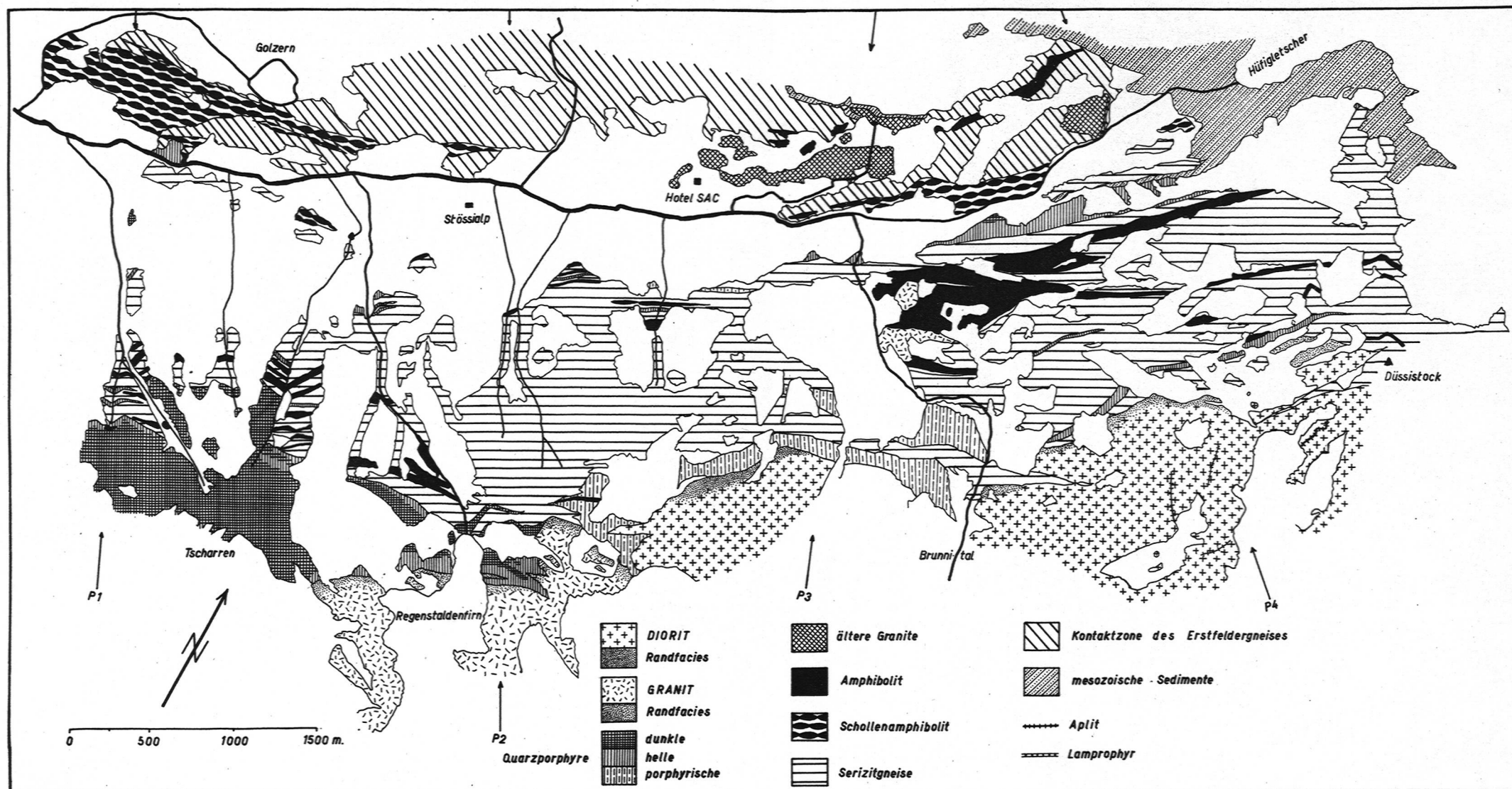
1. ARNOLD, A. Beiträge zur Kenntnis des Brookites. Zeitsch. f. Krist. 71 (1929) 344.
2. BALZER, A. Das Aarmassiv (mittlerer Teil). Beitr. z. geol. Karte der Schweiz, 24. Lfg. 1888.
3. BARBLAN, F. F. Untersuchungen zur Kristallchemie von Fe_2O_3 und TiO_2 sowie ihrer Alkaliverbindungen. Schweiz. Min. Petr. Mitt. 23 (1943) 295.
4. BRANDENBERGER, E. Röntgenographisch-analytische Chemie. Birkhäuser, Basel 1945.
5. BUGMANN, E. Die Mineraliensammlung des Institutes Theresianum in Ingenbohl. Schwyz. Natf. Ges. 3. Heft, 1938/40.
6. ESCHER, B. G. Über die prätriadische Faltung in den Westalpen mit besonderer Untersuchung des Carbons an der Nordseite des Tödi (Bifertengrätli). Diss. Zürich 1911.
7. FEHR, W. Petrographisch-geologische Untersuchungen im centralen Teile der südlichen Gneise des Aarmassives. Diss. Bern 1923.
8. GOLDSCHMIDT, V. Atlas der Kristallformen. Heidelberg 1913.
9. GROTH, v. P. Mineraliensammlung der Kaiser-Wilhelm-Universität Strassburg. London und Strassburg 1878.
10. GRUBENMANN, U. und NIGGLI, P. Die Gesteinsmetamorphose. Bornträger. Berlin 1924.
11. HESSENBERG, FR. Abhandlung der Natf. Ges. von Strassburg 1858/2.
12. HEIM, ALB. Geol. Übersicht der Windgällen-Tödi-Gruppe. Jahrb. d. S.A.C., 7 (1871) 385.
13. HINTZE, C. Handbuch der Mineralogie. Leipzig 1904.
14. HUBER, H. M. Die Kluftminerallagerstätten im südöstlichen Gotthardmassiv. Schweiz. Min. Petr. Mitt. 23 (1943) 475.
15. HÜGI, TH. Gesteinsbildend wichtige Karbonate und deren Nachweis mittels Färbemethoden. Schweiz. Min. Petr. Mitt. 25 (1945) 114.

16. HUSSACK, E. Mineralogische Notizen aus Brasilien. *Tschermaks Min. Petr. Mitt.* 12 (1891) 458.
17. KOENIGSBERGER, J. Geologische und mineralogische Karte des östlichen Aarmassives von Disentis bis zum Spannort mit Erläuterungen. Freiburg i. Br. 1910.
18. LASAULX, A. Über Mikrostrukturen, optisches Verhalten und Umwandlung des Rutil in Titaneisen. *Zeitschr. f. Krist.* 8 (1884) 54.
19. MARC, R. Über Adsorption und gesättigte Oberflächen. *Zeitschr. f. physik. Chemie*, 81 (1913) 641.
20. NIGGLI, P. Die Magmentypen. *Schweiz. Min. Petr. Mitt.* 16 (1936) 335.
21. — Beziehungen zwischen hypokubischer und hypohexagonaler Syngonie. *Schweiz. Min. Petr. Mitt.* 22 (1942) 305.
22. — Der Chemismus der zentralen Aaregranite. *Schweiz. Min. Petr. Mitt.* 4 (1924) 337.
23. — Die komplexe gravitative Kristallisationsdifferentiation. *Schweiz. Min. Petr. Mitt.* 18 (1938) 609.
24. NIGGLI, P., KOENIGSBERGER, J., PARKER, R. L. Die Mineralien der Schweizeralpen. Wepf & Co., Basel 1940.
25. NIGGLI, P., DE QUERVAIN, F. und WINTERHALTER, R. U. Chemismus schweizerischer Gesteine. *Beitr. zur Geol. d. Schweiz, geotechn. Serie*, Liefg. 14 (1930).
26. ORCEL, J. Recherches sur la composition chimique des chlorites. *Diss.* Paris 1927.
27. PARKER, R. L. Über die morphologische Bedeutung des akzessorischen Stoffansatzes auf Kristallflächen. *Zeitschr. f. Krist.* 82 (1932) 234.
28. — Zur Kristallographie von Anatas und Rutil. I. Teil: *Zeitschr. f. Krist.* 58 (1923) 522. II. Teil: *Zeitschr. f. Krist.* 59 (1924) 450.
29. — Morphologische Typen am schweizerischen Titanit. *Schweiz. Min. Petr. Mitt.* 14 (1934) 478.
30. — Systematische Übersicht mineraldiagnostisch wichtiger Mikroreaktionen. *Schweiz. Min. Petr. Mitt.* 21 (1941) 139.
31. PAULING, L. und STURDIVANT, J. H. The crystal structure of Brookite. *Zeitschr. f. Krist.* 68 (1928) 239.
32. PFLUGSHAUP, P. Beiträge zur Petrographie des östlichen Aarmassives. *Diss.* Zürich 1927. — *Schweiz. Min. Petr. Mitt.* 7 (1927) 321.
33. RUDOLPH, J. Über den Schweizerbrookit und seine optischen Anomalien. *Schweiz. Min. Petr. Mitt.* 23 (1943) 437.
34. SCHMIDT, C. Geologisch petrographische Mitteilungen über einige Porphyre der Zentralalpen und die in Verbindung mit denselben auftretenden Gesteine. *Neues Jahrb. f. Min. etc. BBd.* IV (1886) 388.
35. SCHOEP, A. Bijdrag tot de Kennis van Rutiel, Brookit an Anataas uit de steek van Busanga (Katanga). Over de Kleur van Anataas. *Mitt. der Koninklijke Vlaamsche Academie voor Wetenschappen van België. Klasse de Wetenschappen*, Jahrgang V, Nr. 14 (1943).
36. SCHROEDER, A. Beiträge zur Kenntnis des Feinbaues des Brookites und des physikalischen Verhaltens sowie der Zustandsänderungen der drei natürlichen Titandioxyde. *Zeitschr. f. Krist.* 67 (1928) 485.
37. SAUER, A. Über die Erstfeldergerneise am Rande des Aarmassives. Bericht a. d. 38. Versammlung d. Oberrhein. Geol. Vereins in Konstanz 1905.

38. STAUB, W. Geologische Beschreibung der Gebirge zwischen Schächental und Maderanertal. Beitr. z. Geol. Karte d. Schweiz, N. F. 34. Lfg. (1911).
39. — Karbon und Porphyre im Maderanertal. Eclog. geol. helvet. XI. (1910) 726.
40. TRAUBE, H. Beiträge zur Kenntnis des Rutil, Kassiterites und Zirkons. N. Jahrb. f. Min. B. Bd. 10 (1896) 470.
41. TRÖGER, E. Spezielle Petrographie der Eruptivgesteine. Verlag d. Deutsch. Min. Ges. 1935.
42. WEBER, FR. Über den Kalisyenit des Piz Giuf und seine Ganggefolgschaft. Beitr. z. geol. Karte d. Schweiz, N. F. XIV Lfg. (1904).
43. WEBER, L. Optische Beobachtungen an schweizer. Brookiten. Schweiz. Min. Petr. Mitt. 17 (1937) 531.
44. WEHRLI, L. Das Dioritgebiet von Schlans bis Disentis. Beitr. z. geol. Karte d. Schweiz, N. F. Lfg. VI (1896).
45. WÖHLER, L. und v. KRAATZ-KOSCHLAU, v. K. Die natürliche Färbung der Mineralien. Tschermaks Min. Petr. Mitt. 18 (1899) 447.

Text zu den Photographien

- Photo Nr. 1: Die Fläche (134) setzt sich aus Flächenelementen von (122), ($\bar{1}\bar{2}2$) und (001) zusammen. Brookit. (Vergr. ca. 60fach.)
- Photo Nr. 2: Brookitkristall mit kelchförmigem Bereich $\langle 001 \rangle$ und deutlich verschieden intensiver Färbung der einzelnen Wachstumsbereiche. Randlich ist ein helleres Wachstumsstadium zu erkennen. (Vergr. 8fach.)
- Photo Nr. 3: Brookitkristall mit wechselnder, starker Adsorption in den Wachstumsbereichen $\langle 001 \rangle$, $\langle 122 \rangle$ und $\langle 021 \rangle$. (Vergr. 20fach.)
- Photo Nr. 4: Wachstumsbereich $\langle 001 \rangle$ (zentral) und $\langle 122 \rangle$ (seitlich) eines Brookites. Sichtbar ist die Zweiteilung der beiden Bereiche in symmetrisch auslöschende Felder. Na-Licht, Nic. gekreuzt, um 3° aus der Auslöschungsstellung herausgedreht. (Vergr. ca. 75fach.)
- Photo Nr. 5: Starke optische Anomalien in den Bereichen $\langle 001 \rangle$ und $\langle 021 \rangle$, schwache in $\langle 122 \rangle$ (mit Zweiteilung in symmetrisch auslöschende Felder). Brookit. Na-Licht. Nic. gekreuzt. (Vergr. ca. 4fach.)
- Photo Nr. 6: Natürliche Umwandlung von Brookit in Rutil mit anschließendem Weiterwachsen beider Modifikationen. Orientierte Rutilnadeln im Brookit und an dessen Oberfläche. (Vergr. ca. 10fach.)
- Photo Nr. 7: Detail der Photo Nr. 6. Rutilkriställchen in verschiedenen Richtungen auf der Brookitoberfläche. (c-Achsenrichtung des Brookits ist waagrecht, Vergr. ca. 100fach.)
- Photo Nr. 8: Oberfläche eines künstlich in Rutil umgewandelten Brookites mit orientierten Rutilkristallen nach den Richtungen $[0\ 10\ 1]$ und $[023]$, sowie sagenitischen Verwachsungen dazu. (Vergr. ca. 100fach.)

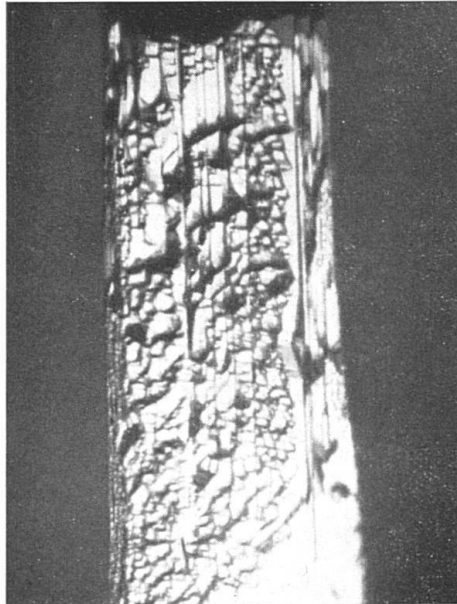


Petrographische Kartenskizze des oberen Maderanertales (östliches Aarmassiv)

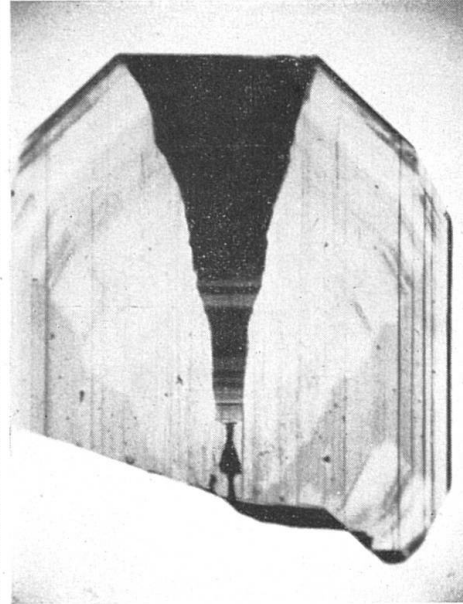
aufgenommen von F. SIGRIST 1942—1945

P₁ — P₄ = Profile (Tafel IV)

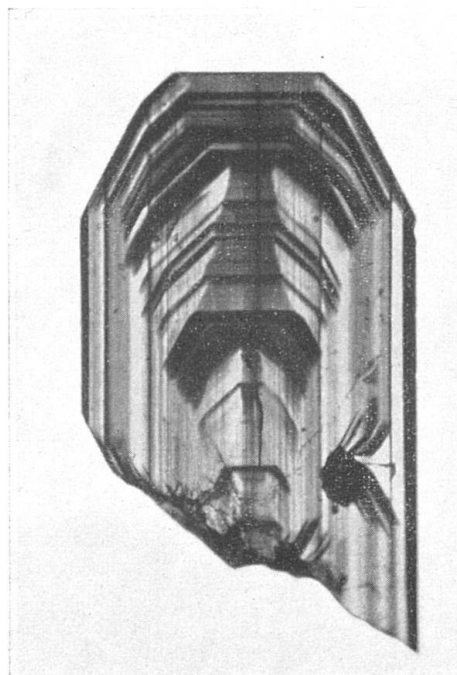
Tafel I



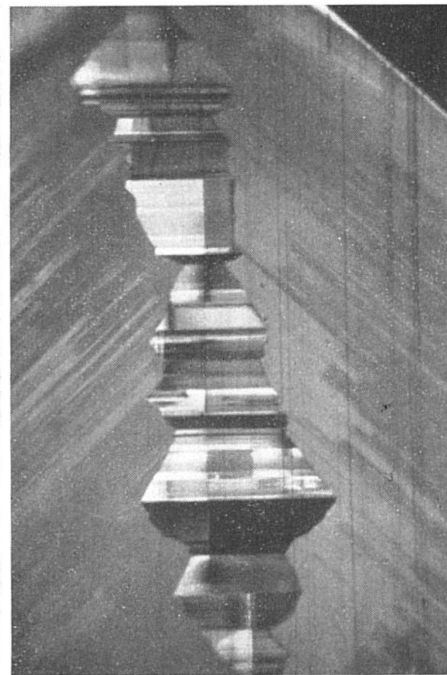
1



2

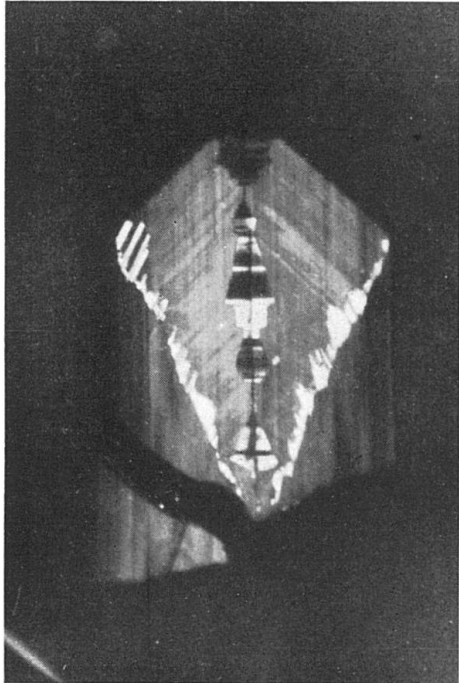


3

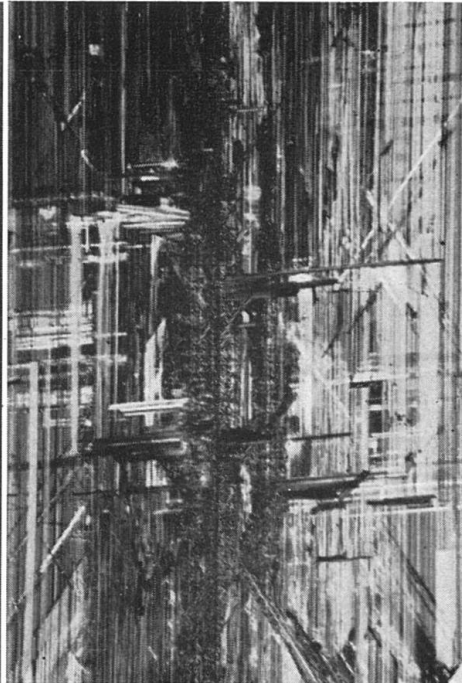


4

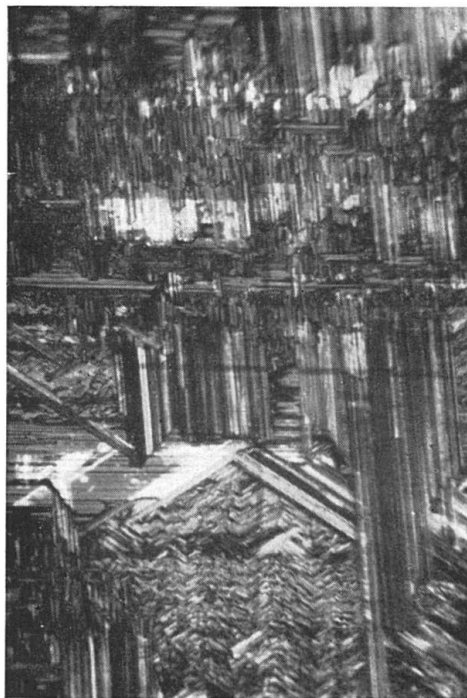
Tafel II



5

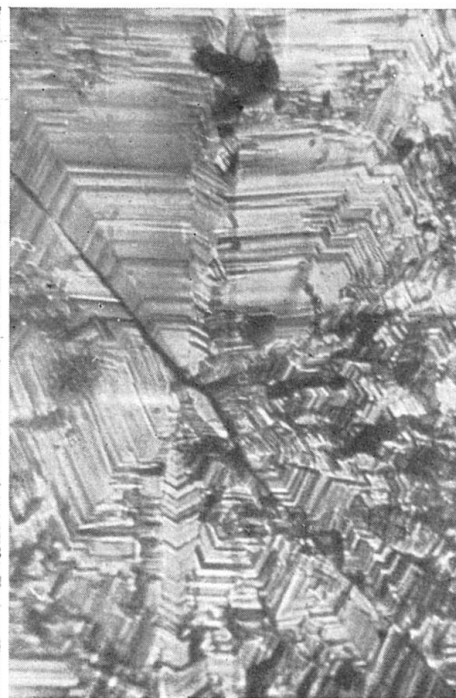


6



b-Achse
↑

c-Achse
→
7



8

Leere Seite
Blank page
Page vide

