

**Retrograde Mineralreaktionen, ausgelöst durch Fluid-Aktivitäten,
als charakteristisches Erscheinungsbild der alpidischen Metamorphose
im Stubaikristallin**

von

Christian MILOTA

mit 19 Abbildungen und 4 Tabellen

Schlüsselwörter:

Stubaikristallin

Alpidische Metamorphose

Fluid-Aktivitäten

Rb/Sr Kleinbereichsmessungen

Österreichische Karte 1:50.000
Blatt 147 (Axams)

Anschrift des Verfassers:

Dr. Christian Milota
Institut für Geologie der Universität Wien
Universitätsstraße 7
A-1010 Wien

Inhalt

| | |
|--|-----|
| 1. Zusammenfassung, Abstract | 234 |
| 2. Einleitung | 236 |
| 3. Die drei Probenprofile im Untersuchungsgebiet | 238 |
| 4. Dünnschliffuntersuchungen | 239 |
| 4.1. Ergebnisse und Schlußfolgerungen aus den Dünnschliffuntersuchungen . . | 241 |
| 5. Aussagen zur Intensität des Fluid-Durchsatzes auf Grund von Untersuchungen mit Hilfe der Rb/Sr Methode | 247 |
| 5.1. Allgemeine Überlegungen | 247 |
| 5.2. Untersuchungen nahe dem Mesozoikum | 248 |
| 5.3. Untersuchungen in großer Entfernung vom Mesozoikum | 250 |
| 5.4. Die Datierung von Biotiten | 251 |
| 5.5. Interpretation der Daten | 252 |
| 6. Theoretische Überlegungen zum Fluid-Durchsatz | 255 |
| 7. Die zeitliche Einstufung dieser retrograden Mineralreaktionen im Stubai- kristallin | 262 |
| 8. Literaturverzeichnis | 263 |

1. Zusammenfassung

Im Rahmen einer Dissertation wurde – ausgehend von vorwiegend feldgeologischen Voruntersuchungen zu einem Kraftwerksprojekt im inneren Stubaital – in einem zweiten Abschnitt die alpidische Beeinflussung des Stubaikristallins im Bereich Kalkkögel–Lisenstal–Mutterbergalm (Stubaital)–Gschnitztal untersucht.

Von besonderer Bedeutung waren dabei die überaus häufig vorkommenden retrograden Mineralumwandlungen, wie etwa die Serizitisierung von Feldspat und Staurolith oder verschiedenste Umwandlungen von Biotit. Da keine durchgreifenden, das gesamte Stubaikristallin erfassenden tektonischen Aktivitäten während der alpidischen Orogenese bekannt sind, können diese retrograden Umbildungen auf das Einwirken einer fluiden Phase zurückgeführt werden.

Anhand von drei Probenprofilen in E–W-, N–S- und NE–SW-Richtung konnte durch Dünnschliff- und Kleinbereichsuntersuchungen mit Hilfe der Rb/Sr-Methode festgestellt werden, daß die retrograden Erscheinungen in engem Zusammenhang mit dem Brennermesozoikum zu sehen sind. Aus den Untersuchungen ergab sich ein sehr deutlicher Trend, der darauf hinweist, daß die Hauptmenge der für diese rück-schreitenden Mineralreaktionen notwendigen fluiden Phase aus den überlagernden Sedimenten freigesetzt wurde.

Im Stubaikristallin des untersuchten Gebietes kann daher, wie zusammenfassend in Abb. 1 gezeigt wird, zwischen drei verschiedenen Zonen unterschieden werden.

Der Beginn dieser Fluid-Beeinflussungen ist schwer anzugeben. Es scheint aber naheliegend, daß mit Einsetzen der Sedimentation des Mesozoikums auf das Kristallin auch mit einer beginnenden „Durchfeuchtung“ desselben zu rechnen ist. Im Zuge der alpidischen Metamorphose führten erhöhte Temperaturen zu einer Aktivierung dieser Fluids und zur massiven Ausbildung der erwähnten Reaktionen. Aus den vorliegenden Regressionslinien mancher Lagenkombinationen der Kleinbereichs-Isotopenmessungen, aber auch aus den Biotitaltern ist ersichtlich, daß die Vorgänge bis zum Ende

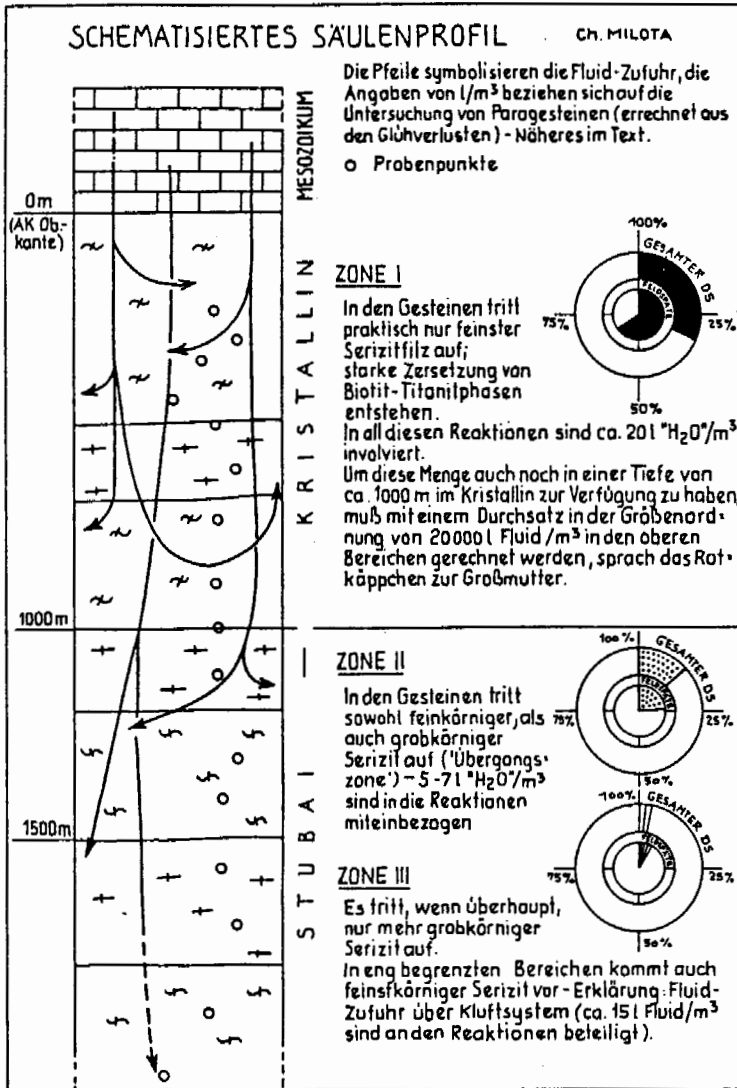


Abb. 1: Fluid-Zufuhr aus dem Brennermesozoikum in das Stubaikristallin und die dadurch ausgelösten Mineralreaktionen (stark schematisiert; M = 1 : 500).

der thermischen Aktivität der altpaläozoischen Phase, welches im untersuchten Raum etwa zwischen 76 und 72 Mio. J. anzusetzen ist, andauerten.

Abstract

The main aim of this investigation was to point out the influence of the Alpine metamorphism on the Stubaikristallin (Ötztal-Stubai basement) in the area of Kalk-

kögel–Lisenstal–Mutterbergalm (Stubai-valley)–Gschnitztal.

In this part of the Stubaikristallin the Cretaceous metamorphism was only locally accompanied by penetrative tectonic activities. Over wide distances in the area investigated the occurrence of retrograde mineral reactions (for example: the alteration of plagioclase, white mica, staurolite or kyanite producing frequently, among others, very fine-grained, sericitic white mica – or the chloritisation of biotite combined with the secondary segregation of Ti-bearing minerals such as titanite and/or ilmenite) is referred to the intense activity of circulating fluids. It could be clearly demonstrated by petrographic and Rb/Sr small-scale analysis that the main volume of these fluids came from the overlying Brennermesozoikum.

Though it is very difficult to date exactly the beginning of this fluid-influence, for different reasons we can say that this process in the Stubaikristallin started together with the sedimentation of the Stubaimesoikum. During the Cretaceous metamorphism increasing temperatures activated the fluids and gave way to numerous and intense retrograde mineral reactions. The Rb/Sr results show that this reactions lasted till the end of the eo-Alpine metamorphism, which is established for this part of the Stubaikristallin between 76 and 72 my.

2. Einleitung

Intensive Studien verschiedener Arbeitsgruppen (Innsbruck, München, Padua, Wien) ergaben in letzter Zeit ein sehr detailliertes Bild vom Metamorphosegeschehen im Ötztalkristallin.

Wie aus der Literatur ersichtlich und allgemein anerkannt, war das nördliche Ötztalkristallin am Ende der variszischen Orogenese ein konsolidiertes Grundgebirge. Eine durchgreifende Strukturprägung des untersuchten Gebietes in alpidischer Zeit ist sicherlich auszuschließen. Das tektonische Geschehen in diesem Abschnitt des Ötztalkristallins im Zuge der alpidischen Orogenese beschränkte sich auf die Anlage von lokal sehr eng begrenzten Scherhorizonten und auf eine gewisse Bruchtektonik.

Daher ergibt sich für den Verfasser folgendes Bild der alpidischen Beeinflussung des Stubaikristallins im untersuchten Gebiet: Neben einer nur die allerobersten Lagen des Kristallins betreffenden, mäßigen Differentialbewegung des auflagernden Mesozoikums gegen das Altkristallin (ähnliche, WNW streichende Achsen in beiden Einheiten) sind sehr spät erfolgte, stoffweise Versetzungen des Brennermesozoikums meist an Brüchen parallel bis subparallel der Silltalstörung gegen das Stubaikristallin, als die wichtigsten Deformationsakte anzusehen (vgl. auch PURTSCHELLER, 1978, S. 39 f.).

Wesentlich wichtiger, und somit das charakteristische Erscheinungsbild der alpidischen Metamorphose, ist das weit verbreitete Auftreten von retrograden Mineralreaktionen. Zu diesen sehr massiv auftretenden Erscheinungen zählen:

- teilweise bis gänzliche Sericitisierung (Pseudomorphosierung) von Feldspäten, Staurolith und fallweise auch Disthen in den Para- und Orthogesteinen (vgl. PURTSCHELLER, 1978, S. 5), und
- Bleichung und Chloritisierung der Biotite, gemeinsam mit der Ausscheidung von Titanphasen.

Zum Großteil dürfte dafür wohl das örtlich sehr massive Einwirken einer fluiden Phase bei erhöhter Temperatur verantwortlich gewesen sein.

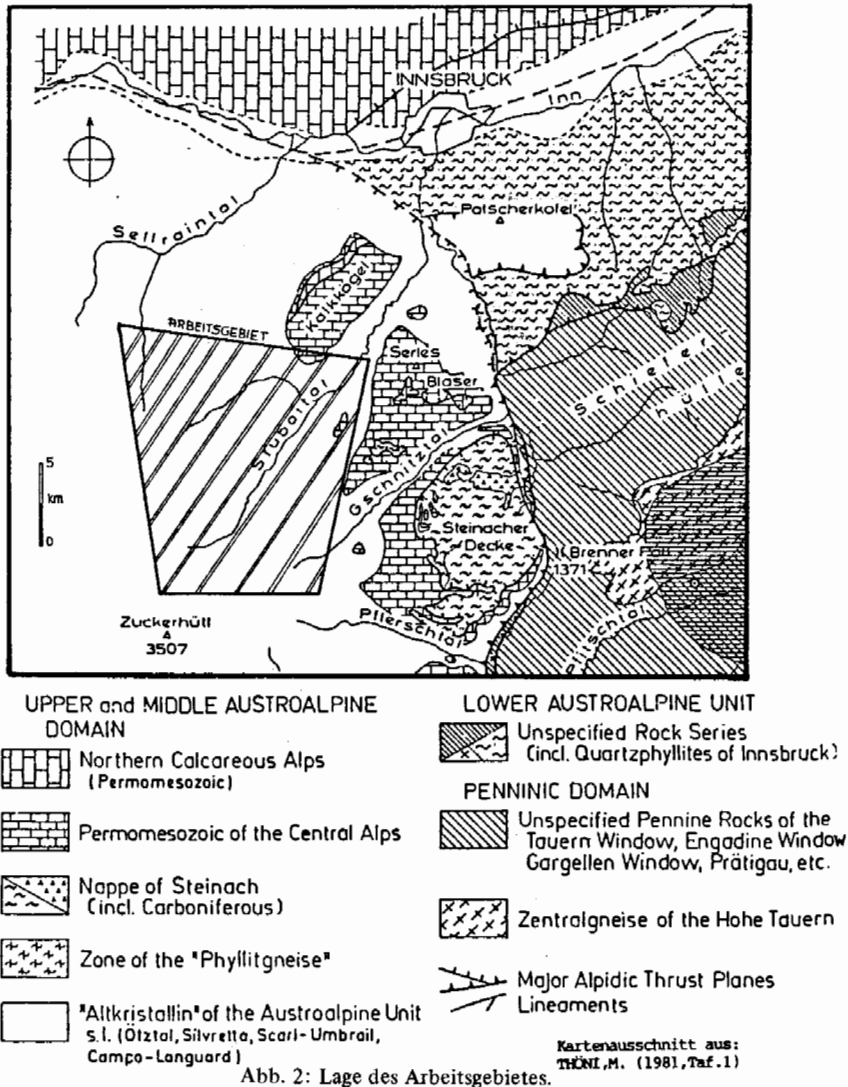


Abb. 2: Lage des Arbeitsgebietes.

Somit ergibt sich die Frage, ob es möglich ist, die Herkunft dieser fluiden Phase zu lokalisieren. Drei Möglichkeiten bieten sich dafür an:

1. Die Wässer sind vom überlagernden Mesozoikum in das Kristallin eingedrungen.
2. Die Beeinflussung erfolgte von unten her gegen das Kristallin (etwa von einem magmatischen Herd ausgehend, oder durch die progressive Metamorphose des Pennins).
3. Das Kristallin wurde eher diffus und sehr unterschiedlich von lokal auftretenden Fluid-Aktivitäten erfaßt und eine Aussage über die Herkunft dieser Wässer ist daher nicht möglich.

Um diese Untersuchungen durchführen zu können, ist ein Bezugsniveau notwendig, als welches die Transgressionsfläche des Stubai-Mesozoikums über dem Altkristallin gewählt wurde.

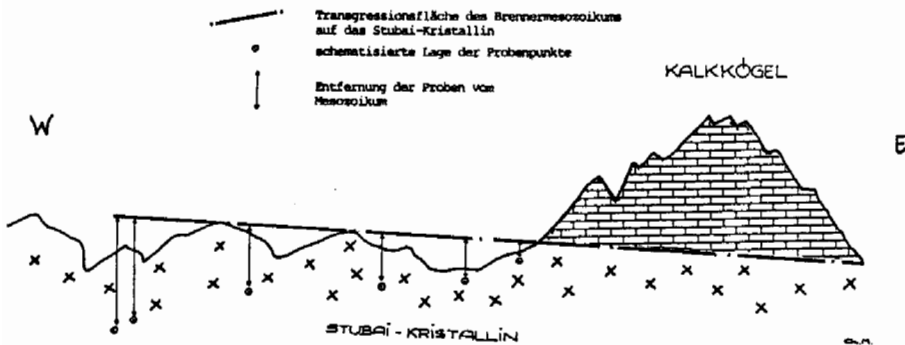


Abb. 3: Rein hypothetischer Schnitt durch das Brennermesozoikum samt unterlagerndem Stubaikristallin zur Veranschaulichung der Arbeitshypothese.

Die in Abbildung 3 gezeigte Skizze beinhaltet die wesentlichsten Punkte für die im folgenden beschriebene Arbeitshypothese.

Betrachtet man die Lage der Transgressionsfläche des Mesozoikums auf dem Kristallin, so ist ein Abfallen derselben gegen Osten zu beobachten (vgl. dazu HAMMER, 1929, S. 55 f.; PURTSCHELLER, 1978, S. 36 f.). Dazu sei bemerkt, daß die heutigen Vorkommen von Mesozoikum (Kalkkögel, Serles, Tribulaun und Telfer Weiße im Osten, möglicherweise Jaggl und Piz Lad im Westen) nur mehr die spärlichen Reste einer ehemals ausgedehnten Bedeckung der Ötztalmasse darstellen. Aus diesem Grund ist der nach Westen extrapolierte Verlauf der Transgressionsfläche bis in eine Entfernung von ca. 6 bis 7 km vom Kalkkögel-Ostrand sicherlich vertretbar, da ja angenommen werden kann, daß das Stubaikristallin vor Beginn der Erosion (vgl. THÖNI, 1982, S. 29) auch westlich der heutigen Mesozoikumsreste eine Sedimentbedeckung hatte.

Somit wäre ein Bezugsniveau gegeben, um die Intensität der Zersetzungserscheinungen vergleichen zu können.

Um die Herkunft der Fluids lokalisieren zu können, wurden drei Probenprofile durch das Untersuchungsgebiet gelegt und die einzelnen Proben miteinander verglichen. Bei diesen Untersuchungen war darauf zu achten, daß natürlich nur lithologisch ähnliche Gesteine miteinander verglichen werden, in denen der Mineralbestand, vor allem aber die Korngröße ähnlich ausgebildet sind. Letztlich mußten auch noch die Temperaturverteilung während der alpidischen Orogenese (Zunahme von NW gegen SE), die ja eng mit der Mineralzonierung zusammenhängt, und das Schichteinfallen und -streichen, berücksichtigt werden.

3. Die drei Probenprofile im Untersuchungsgebiet

Die Anlage der drei Profile erfolgte

- a) in N-S Richtung, ausgehend vom Kristallin unter dem Kalkkögel-Mesozoikum bis in die Südhänge des Schnitztales.

Die Probenahme für dieses Profil beginnt ca. 50 m unter der Transgressionsgrenze des Brennermesozoikums SW der Galtalm an der orographisch linken Flanke des

Stubaitales in 1650 m Höhe. In N–S Richtung zieht dieses Profil über den Bereich der Elferhütte (2004 m) an der linken Flanke des Pinnistales bis in dessen Talschluß und die letzten Proben wurden in der S-Flanke des Gschnitztales gesammelt. Es wurden ausschließlich Ortho- und Paragesteine beprobt.

In diesem Profil ist sicherlich auch mit einer relativen Temperaturzunahme von N nach S (wie im Mesozoikum von DIETRICH, 1980, nachgewiesen) zu rechnen.

- b) In NE–SW Richtung entlang des Stubaitales. Beginnend an der Basis der Kalkkögel verläuft dieses Profil in der Chloritoid- bzw. Disthenzone (PURTSCHELLER, 1969) entlang des Stubaitales bis in den Talschluß. In Richtung Talschluß bewegt man sich immer tiefer in das Kristallin hinein, da das Stubaital praktisch normal zum NW–SE Streichen und NE-Fallen der einzelnen Gesteinszüge verläuft. Die Probenpunkte nahe dem Mesozoikum im NE liegen ca. 800 m, jene aus dem Bereich der Mutterbergalm (Talschluß) etwa 2900 m unter der hier hypothetisch angenommenen Transgressionsfläche. Da aus diesem Bereich auch einige alpidische Biotitabkühlalter bekannt sind (THÖNI, 1981) und man daher entlang dieses Profils ähnliche alpidische Temperaturbedingungen annehmen kann, dürften diese Untersuchungen doch ein deutliches Gewicht bezüglich der Aussage über die Beeinflussung des Altkristallins im Zuge der kretazischen Orogenese haben.
- c) In E–W Richtung entlang des Oberbergtales bis in das Lisenstal. Die Probennahme beginnt kurz nach der Abzweigung des Oberbergtales vom Stubaital bei der Ortschaft Milders und verläuft entlang beider Talflanken des Oberbergtales bis in dessen Talschluß. Die am westlichsten gelegenen Proben stammen aus dem Lisenstal (N–S Seitental des Sellreaintales). Hier wurden nahe dem Talschluß und nördlich Praxmar Granat- und Staurolith-führende Glimmerschiefer beprobt. Betrachtet man das großräumige Streichen und Einfallen der Gesteinszüge im Verlauf dieses Profils, so ist ersichtlich, daß man sich im allgemeinen gegen W bzw. SW immer weiter von der Mesozoikumsuntergrenze wegbewegt. Die östlichsten Proben befinden sich ca. 800–1000 m, die Proben aus dem Lisenstal an die 3000 m unter der hier hypothetisch angenommenen Triasbasis.

Bezüglich der Mineralzonierung nach PURTSCHELLER (1969) sei erwähnt, daß sich dieses Profil im Bereich der Disthenzone (alpiner Chloritoid) befindet; lediglich die Proben aus dem Lisenstal stammen aus der Sillimanitzone. Unter Berücksichtigung der Zunahme der alpidischen Metamorphosetemperaturen von NW gegen SE (vgl. HOINKES et al. 1982, S. 98) kann durch den E–W Verlauf dieses Profils mit einer Temperaturabnahme gegen W gerechnet werden.

4. Dünnschliffuntersuchungen

Bei den untersuchten Proben handelt es sich durchwegs um Muskowit- bzw. Biotitgranitgneise (= „ältere konkordante Gneise“ nach HAMMER, 1929), im folgenden kurz als „Orthogesteine“ bezeichnet, und um Gesteine aus der „Serie der Schiefergneise“ (PURTSCHELLER, 1978, S. 3), die in der Folge als „Paragesteine“ bezeichnet werden.

Besonderes Augenmerk wurde bei der Dünnschliffuntersuchung auf die genaue Charakterisierung der Plagioklaszersetzung, gekoppelt mit der Entstehung von Serizit, gelegt. Auch die oft sehr differenzierte Ausbildung und das unterschiedliche Erscheinungsbild der Serizite wurden zu typisieren versucht. Die Mikrolithen der untersuchten Gesteine konnten in zwei verschiedene Typen gegliedert werden: Feinkörnige Typ

„A“ und grobkörnige Typ „B“ Mikrolithen. Die Unterscheidung stützt sich auf folgende Merkmale:

Typ „A“

- Entstehung durch den Zerfall von Plagioklas, Staurolith, alten Hellglimmern (Pseudomorphosen von Serizit nach Plagioklas, Staurolith);
- extrem feinkörniger Filz, der oft nicht mehr untergliedert werden kann (Serizit-Zoisit-Epidot) Korngröße: $\leq 3(5) \mu$;
- Charakteristisch: Plagioklaszerfall beginnt vom Rand her und bei fortschreitender Zersetzungsintensität wird das gesamte Korn von Mikrolithen erfüllt. Dieser feinkörnige Filz beschränkt sich aber nicht nur auf das einzelne Feldspatkorn, sondern breitet sich, vor allem in den Paragesteinen, auch über den gesamten Dünnschliff aus.

Typ „B“

- Entstehung praktisch nur aus dem Zerfall von Plagioklasen, untergeordnet auch von Kalifeldspat;
- Die einzelnen Individuen sind als grobkörnige Fülle (Korngr. um 0,03 mm) gut voneinander zu unterscheiden und sind hauptsächlich auf das Zentrum der einzelnen Feldspatkörner konzentriert. Sehr selten findet man diese Serizitindividuen auch außerhalb der Feldspäte.
- Nicht zu beobachten war eine Entstehung dieser grobkörnigen Typ B-Mikrolithen aus den großen, älteren Hellglimmerscheitern.
- Die Typ B-Mikrolithen setzen sich nur aus Serizitfittern zusammen.

Das Auftreten und die Häufigkeit dieser beiden Mikrolithentypen wird anhand von Verteilungsdiagrammen dargestellt, die wie Abb. 4 zeigen soll, folgendermaßen aufgebaut sind:

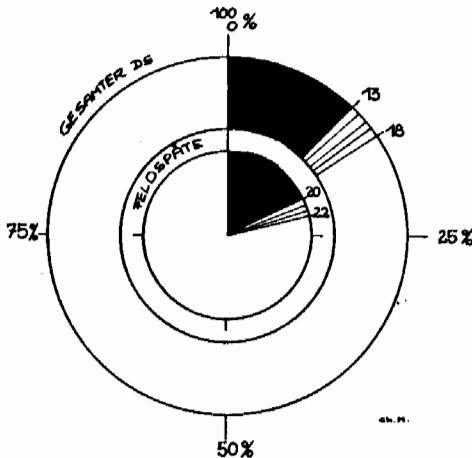


Abb. 4:

Beispiel eines Verteilungsdiagrammes mit Typ A (schwarze Flächen) und Typ B (strichlierte Flächen) Mikrolithen; ausgezählt und nach Vergleichsbildern geschätzt.

Der innere Kreis bezieht sich auf die einzelnen, ungefähr gleich großen Feldspatkörner im Dünnschliff, der äußere Kreis repräsentiert den gesamten Dünnschliff. Das gezeigte Beispiel soll folgendes Ergebnis darstellen:

- o Auf die Fläche der einzelnen Feldspatkörner bezogen, sind ca. 25 % derselben von Mikrolithen erfüllt. Diese Fülle teilt sich in 15 % feinkörnige Typ A-Mikrolithen und 10 % grobkörnige Typ B-Mikrolithen.

- o Auf die gesamte Dünnschlifffläche bezogen sind ca. 8 % derselben von Mikrolithen erfüllt, die sich aus 5 % Typ A und 3 % Typ B Mikrolithen zusammensetzen.

Zusätzlich waren auch noch alle weiteren retrograden Umwandlungerscheinungen, wie der Zerfall von Biotit zu Chlorit und verschiedenen Titanitphasen, oder der Zerfall von Staurolith zu Serizit von großer Bedeutung.

Wichtig bei all diesen Untersuchungen war letztlich aber immer wieder der Vergleich von Proben, die nahe dem Mesozoikum genommen wurden, mit weiter von der Transgressionsfläche entfernten Proben.

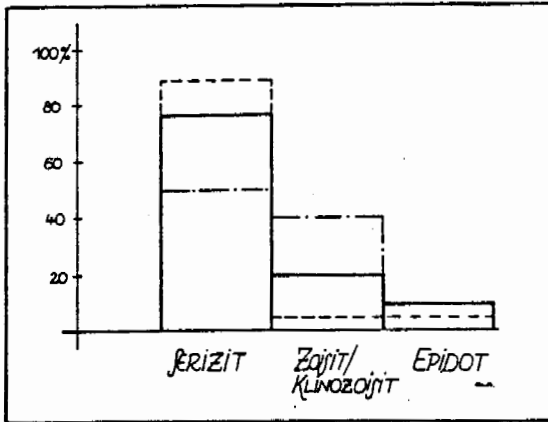


Abb. 5:
Zusammensetzung der Mikrolithen vom Typ A im gesamten Untersuchungsgebiet.

Das Ziel war, einen vorerst nur vermuteten Trend der Abnahme solcher retrograder Mineralreaktionen bei Entfernung vom Mesozoikum durch diese Dünnschliffuntersuchungen zu untermauern.

4.1. Ergebnisse und Schlußfolgerungen aus den Dünnschliffuntersuchungen

Das Ziel der Dünnschliffuntersuchungen war eine Klärung der Fluid-Herkunft. Man erwartete auf Grund der unterschiedlichen Intensität der Zersetzungserscheinungen in den verschiedenen Gesteinen eine Aussage über die Zufuhr der für diese Reaktionen verantwortlichen Wässer treffen zu können.

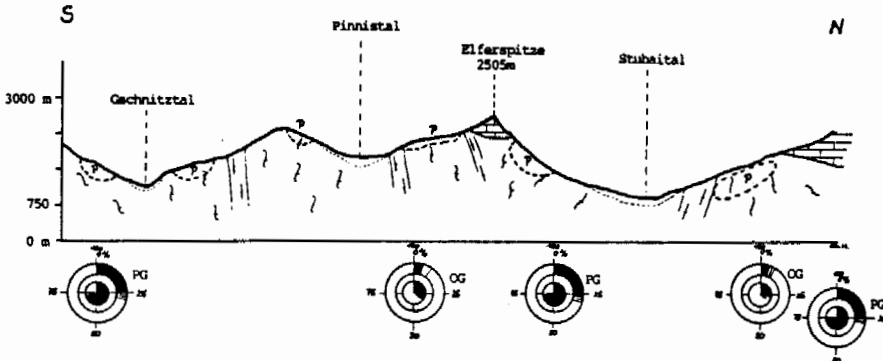


Abb. 6: N-S Profil von den Kalkkögeln bis in das Gschnitztal mit charakteristischen Verteilungsdiagrammen aus Para- und Orthogneisen (M = 1 : 75.000).

Die Dünnschliffuntersuchungen der Proben aus dem N-S Profil zeigten eine deutliche Beeinflussung der Orthogneise und überaus stark verbreitete retrograde Umwandlungen in den Paragneisen. Wichtig ist der Hinweis, daß entlang des gesamten N-S-Profiles, sowohl in den massigen Gesteinen, vor allem aber in den Schiefergneisen, in überwiegender Zahl feinkörnige Typ A-Mikrolithen in den Feldspäten, aber auch außerhalb derselben im gesamten Dünnschliffbereich und darüber hinaus auftreten. Nur sehr untergeordnet wurden auch grobkörnige Typ B-Mikrolithen beobachtet.

Zur Verdeutlichung der Ergebnisse aus den Dünnschliffuntersuchungen des N-S

Profiles sollen in Abb. 7 zwei charakteristische Dünnschliffauswertungen gezeigt werden.

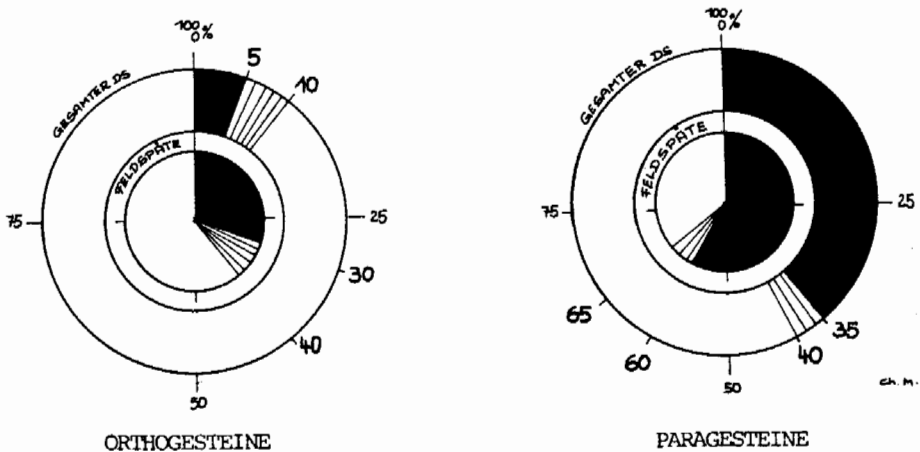


Abb. 7: Für das N-S Profil typische Verteilungsdiagramme: überaus häufig Typ A-Mikrolithen, untergeordnet Typ B-Mikrolithen.

Die Gründe für das mengenmäßig geringere Auftreten von Mikrolithen in den Orthogesteinen werden später noch genauer erörtert (vgl. Kap. 6).

Charakteristisch für das N-S Profil ist:

1. Sowohl in den Orthogesteinen, vor allem aber in den Schiefergneisen tritt eine deutliche Serizitisierung der Feldspäte durch fast ausschließlich feinkörnige Typ A-Mikrolithen auf, die sehr häufig auch außerhalb der Feldspatkörner im restlichen Gefüge anzutreffen sind.
2. Starke Serizitisierung der alten Hellglimmerscheiter (Typ A-Mikrolithen!)
3. Zerfall von Biotit:
 - Sagenitgitterung
 - Ausscheidung von Ilmenit an den Spaltrissen und Rändern
 - Als Ti-Phase kommt fast ausschließlich Titanit vor.
4. Diese Zersetzungserscheinungen wurden auch in den am tiefsten vom Mesozoikum entfernten Proben festgestellt (Gschnitztal, ca. 600 bis 800 m unter der Transgressionsfläche).

Dieselben Erscheinungen wurden auch im obersten Abschnitt (= direkt unter dem Mesozoikum) des Stubaikristallins (Zone I) entlang des NE-SW-Profiles festgestellt. Die Verteilungsdiagramme decken sich praktisch mit den in Abb. 7 gezeigten Ergebnissen. Allerdings folgt hier unter dieser Zone mit deutlich ausgeprägten retrograden Umwandlungen tiefer im Kristallin ein Übergangsbereich (Zone II), in dem sowohl feinkörnige Typ A- als auch Typ B-Mikrolithen (grobkörnig) auftreten. Die Serizitisierung der großen Hellglimmer kann hier nicht mehr in dem Ausmaß beobachtet werden, wie in der Zone I. Letztlich wird auch der Biotit nicht mehr so intensiv zersetzt – es fehlt die Sagenitgitterung, und Titanit kommt nur sehr untergeordnet vor.

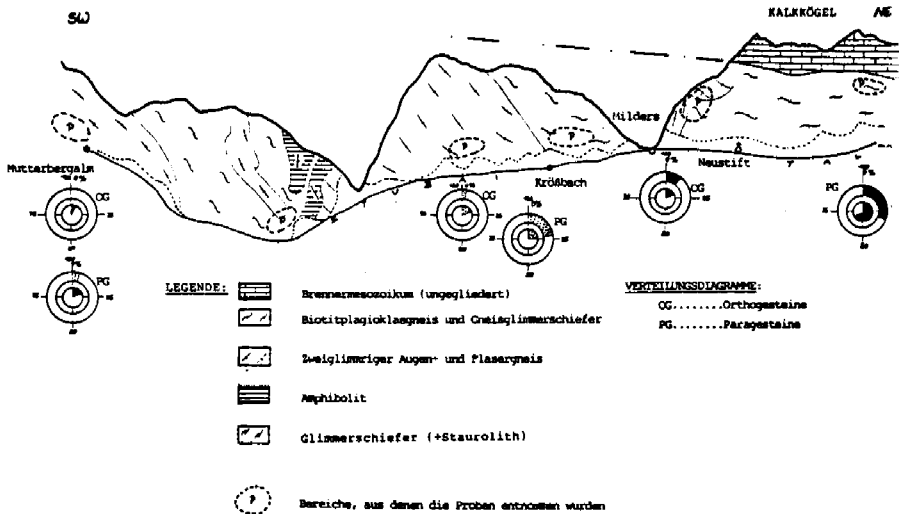


Abb. 8: NE-SW Profil entlang des Stubaitales mit charakteristischen Verteilungsdiagrammen aus Para- und Orthogesteinen (M = 1 : 75.000).

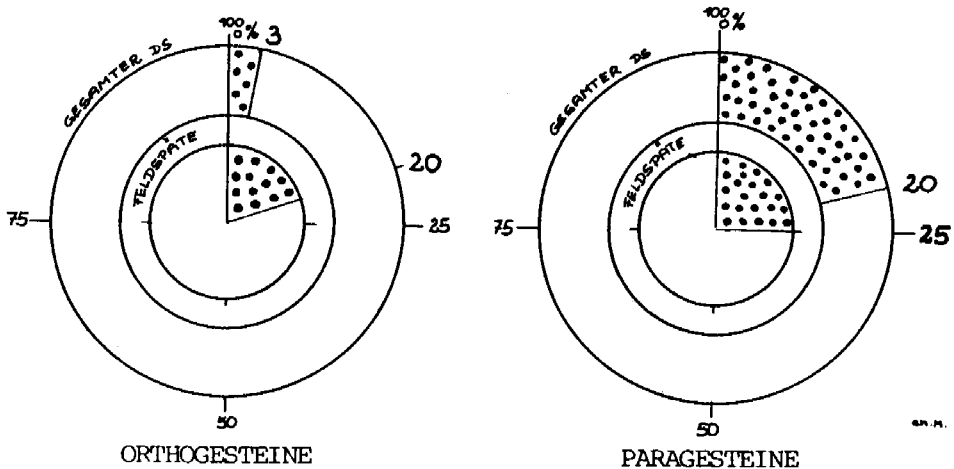


Abb. 9: Typische Verteilungsdiagramme aus dem „Übergangsbereich“ (= Zone II) im NE-SW Profil: gemeinsames Auftreten von Typ A und Typ B Mikrolithen (statistisch nicht voneinander zu trennen).

Schließlich konnte noch eine dritte Zone in diesem Profil ausgeschieden werden, die ab ca. 2000 m Tiefe im Kristallin anzusetzen ist. Auffallend ist hier, daß nur mehr grobkörnige Typ B-Mikrolithen auftreten und deren Vorkommen nur auf die einzelnen Feldspatkörner beschränkt ist. Titanit tritt nicht mehr auf.

Als Vergleich zu den vorhin gezeigten Verteilungsdiagrammen wurden in Abb. 10 zwei charakteristische Probendiagramme herausgegriffen, die ca. 2600 m unter der Transgressionsfläche anzusetzen sind.

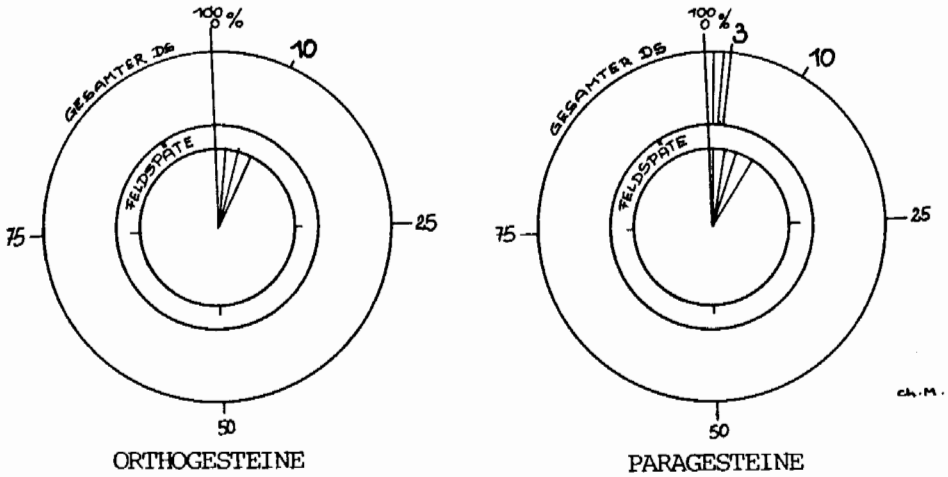


Abb. 10: Typische Verteilungsdiagramme aus der Zone III des NE-SW Profiles: praktisch nur mehr Typ B Mikrolithen in den Ortho- und Paragesteinen.

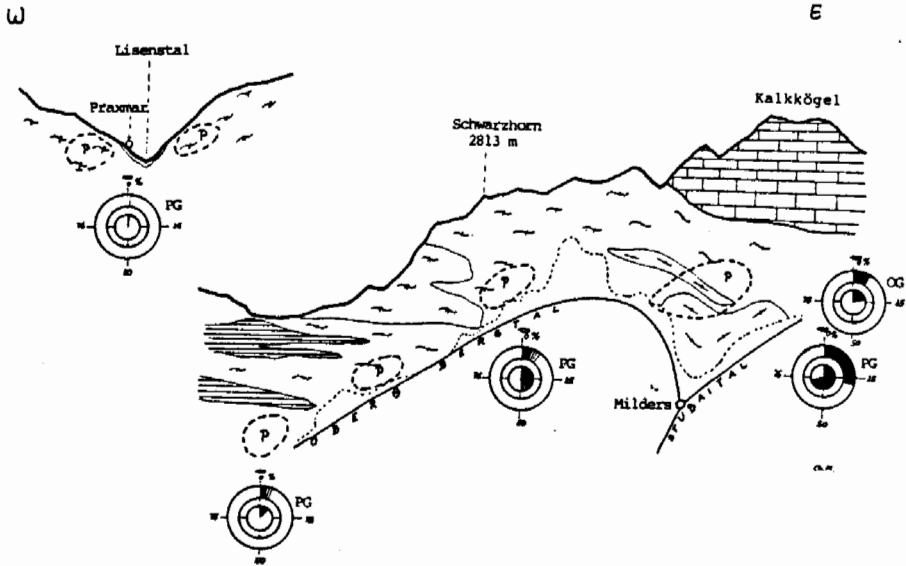


Abb. 11: E-W Profil entlang des Oberbergtales bis in das Lisenstal mit charakteristischen Verteilungsdiagrammen (M = 1 : 75.000).

Durch die Untersuchungen entlang des NE-SW Profiles konnte also verdeutlicht werden, daß die starken retrograden Umwandlungen gemeinsam mit dem intensiven Vorkommen von Titanit in direktem Zusammenhang mit der Transgressionsfläche stehen und, daß nahe dem Mesozoikum in überwiegender Zahl feinkörnige Typ A-Mikrolithen, in

großer Entfernung von der Transgressionsgrenze, wenn überhaupt, dann grobkörnige Typ B-Mikrolithen auftreten.

Identische Ergebnisse lieferten die Untersuchungen des E–W-Profiles. Der hier erstmals auftretende Staurolith kommt nahe dem Mesozoikum nur mehr in Form von Pseudomorphosen nach Serizit vom Typ A vor. In den westlichsten Proben (Lisenstal) sind vereinzelt auftretende Staurolithe nur noch an deren Rändern leicht serizitisiert. Zusätzlich dazu kann festgestellt werden, daß die westlichsten Proben aus der Sillimanitzone praktisch frei von retrograden Umwandlungserscheinungen sind. In diese Überlegungen muß man auch die Tatsache miteinbeziehen, daß im Bereich Lisenstal sicherlich mit (auf das Untersuchungsgebiet bezogen) geringsten alpidischen Überprägungstemperaturen zu rechnen ist und zusätzlich dazu bei einer Entfernung von etwa 2800 bis 3000 m vom Mesozoikum kaum mehr mit einer Beeinflussung durch absteigende Fluids zu rechnen ist.

Zusammenfassend ergibt sich aus den Dünnschliffuntersuchungen ein sehr deutlicher Trend, der darauf hinweist, daß die Zufuhr von Fluids, die letztlich hauptverantwortlich für die retrograden Mineralumwandlungen im Stubaikristallin waren, vom überlagernden Brennermesozoikum erfolgte.

Diese Zufuhr von Fluids bewirkte die intensive Füllung der Feldspäte mit feinkörnigen Typ A-Mikrolithen, was in der Folge auf ein alpidisches Alter dieser Füllungsmikrolithen hinweist.

Für eine Datierung mit Hilfe der K/Ar-Methode war das Probenmaterial leider nicht geeignet (zu stark verunreinigte Konzentrationen im Zuge der Aufbereitung). Bemerkenswert scheint allerdings, daß aus vergleichbaren Gesteinen des Silvrettakristallins (Feldspat-Knotengneis nahe St. Anton) die Serizite mit Hilfe der K/Ar-Methode datiert wurden (SPIESS, 1985) und die Fraktion $< 2 \mu$ ein Alter von 121 ± 6 Mio. J. ergab. Einige Gründe (Verunreinigung des Konzentrates durch Feldspat, worauf v. a. die niedrigen K-Gehalte (2,43 %) hinweisen, sprechen dafür, daß neben dem Serizit auch verschiedene andere Komponenten in der analysierten Probe enthalten waren. Die deutliche Verjüngung läßt aber letztlich den Schluß auf ein alpidisches Alter der Serizite zu. Im Vergleich dazu ergaben die großen Hellglimmer derselben Probe mit der K/Ar-Methode 265 ± 11 Mio. J., mit Rb/Sr 304 ± 12 Mio. J. (pers. Mitt., SPIESS).

Da der Fluiddurchsatz vorwiegend vom Mesozoikum aus erfolgte, ist es naheliegend, daß die grobkörnigen Typ B-Mikrolithen in den Gesteinen weit unter der Transgressionsgrenze nicht als Produkt dieser Beeinflussung anzusehen sind und von den feinkörnigen Typ A-Mikrolithen abgetrennt werden müssen. Hand in Hand mit dem allmählichen Auftreten von grobkörnigen Typ B-Mikrolithen nehmen auch weitere Umwandlungserscheinungen (Hellglimmer-Serizitisierung, Biotit-Zerfall, etc.) bezüglich ihrer Intensität stark ab.

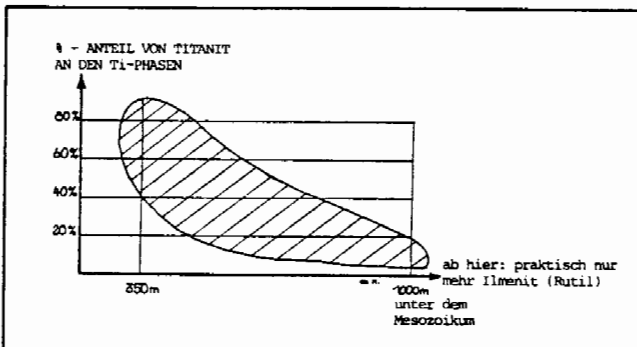


Abb. 12:
Auftreten von sekundär gebildetem Titanit in Abhängigkeit von der Entfernung zum Mesozoikum (15 untersuchte Paragesteinsproben).

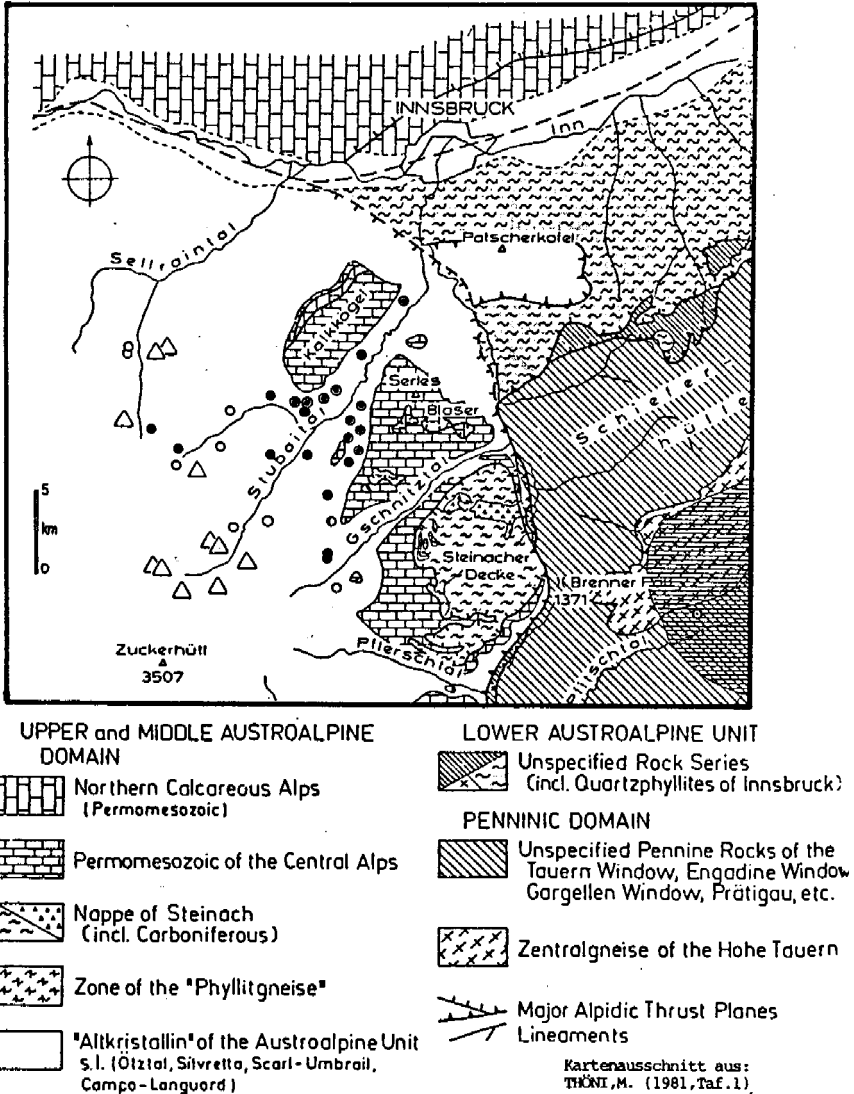


Abb. 13: Vorkommen von Titanit (als Zerfallsprodukt von Biotit) im Untersuchungsgebiet:

- = sehr häufig (mehr als 80 % der Titanphasen im Gestein treten als Titanit auf)
- = häufig (ca. 50–70 % der Titanphasen sind Titanit, der nur mehr gemeinsam mit Biotit vorkommt)
- = selten (Titanit tritt nur mehr akzessorisch auf; wenn Ti-Phasen vorkommen, dann Rutil oder Ilmenit).
- △ = Titanit fehlt gänzlich im Gestein, akzessorisch kann Ilmenit auftreten.

Als letztes wichtiges Ergebnis der Dünnschliffuntersuchungen sei noch auf das Vorkommen von Titanit als Zerfallsprodukt aus Biotit hingewiesen (vgl. Abb. 12, 13). Es konnte gezeigt werden, daß die Intensität des Auftretens dieses Minerals im direkten Zusammenhang mit dem Mesozoikum steht. Dicht unterhalb der Triasschichten kommt Titanit sehr häufig vor, tritt aber, je weiter man sich von der Transgressionsfläche entfernt, immer mehr zurück, bis er schließlich gänzlich verschwindet (ab ca. 500 bis 700 m unter dem Mesozoikum). Ab dieser Zone kommt nicht mehr Titanit als Haupt-Titanphase vor, sondern Ilmenit bzw. Rutil treten hier als Nebengemengteile und tiefer im Kristallin nur mehr akzessorisch auf.

5. Aussagen zur Intensität des Fluid-Durchsatzes auf Grund von Untersuchungen mit Hilfe der Rb/Sr-Methode

5.1. Allgemeine Überlegungen

Zur Unterstützung der Beobachtungen im Dünnschliff wurden mit Hilfe der Rb/Sr-Methode Gesamtgesteinsproben im Kleinbereich analysiert.

Dazu sei bemerkt, daß verstärkte Zufuhr und Zirkulation von fluiden Phasen Mineralreaktionen beschleunigen und damit auch die Mobilität in den Isotopensystemen erhöhen (vgl. THÖNI, 1981; FYFE et al., 1978). So kann nach THÖNI (1981, S. 113) dadurch lokal die Sr-Isotopenhomogenisation beschleunigt werden. Aus diesem Grund konnte man durch diese Untersuchungen zusätzliche Informationen über die Beeinflussung des Stubaikristallins durch das Eindringen von Fluids vom Mesozoikum her erwarten.

Rb/Sr-Kleinbereichsuntersuchungen wurden auf folgenden Gründen gewählt:

- a) Im Gegensatz zur Datierung von Mineralien liefert diese Methode eine gezielte Information über die Beeinflussung der einzelnen Gesteinslagen.
- b) Diese Beeinflussung hängt natürlich sehr stark vom Verhalten der Hauptträger von Rb (Biotit, Hauptträger des $^{87}\text{Sr}_{\text{rad}}$) und Sr (Feldspat, Träger des Sr_{comm}) ab. Daher ist bei einer massiven Beeinflussung dieser Mineralien auch mit einer deutlichen Veränderung im Rb/Sr-System über die einzelnen Lagen hinaus zu rechnen.

Wie die Dünnschliffuntersuchungen gezeigt haben, sind die nahe dem Mesozoikum entstandenen feinkörnigen Typ A-Mikrolithen sehr häufig als feiner Filz über das gesamte Gestein verbreitet. Sowohl die glimmerreichen, als auch die Qu/Fsp-Lagen waren einer deutlichen Fluid-Beeinflussung ausgesetzt. Die retrograden Umwandlungen der Hauptträger von Rb und Sr sollten auch über den Lagenbau hinaus das Rb/Sr-System dementsprechend beeinflussen haben, sodaß mit verjüngten Altern durch Verlagerung der einzelnen Analysenpunkte im Rb/Sr-Entwicklungsdiagramm zu rechnen ist. Da die Fluid-Beeinflussung mit zunehmender Tiefe abgenommen hat, sollten hier relativ höhere Alterswerte auftreten, als nahe dem Mesozoikum und möglicherweise auch zwischen den einzelnen Lagen gewisse Unterschiede zu erkennen sein.

Allerdings mußte bei diesen Untersuchungen eine mögliche alpidische Temperaturbeeinflussung berücksichtigt werden. Daher dienten die Untersuchungen von Biotiten mit Hilfe der Rb/Sr-Methode (4 Proben) als gewisse Anhaltspunkte zur Einstufung der alpidischen Temperaturen im Untersuchungsgebiet.

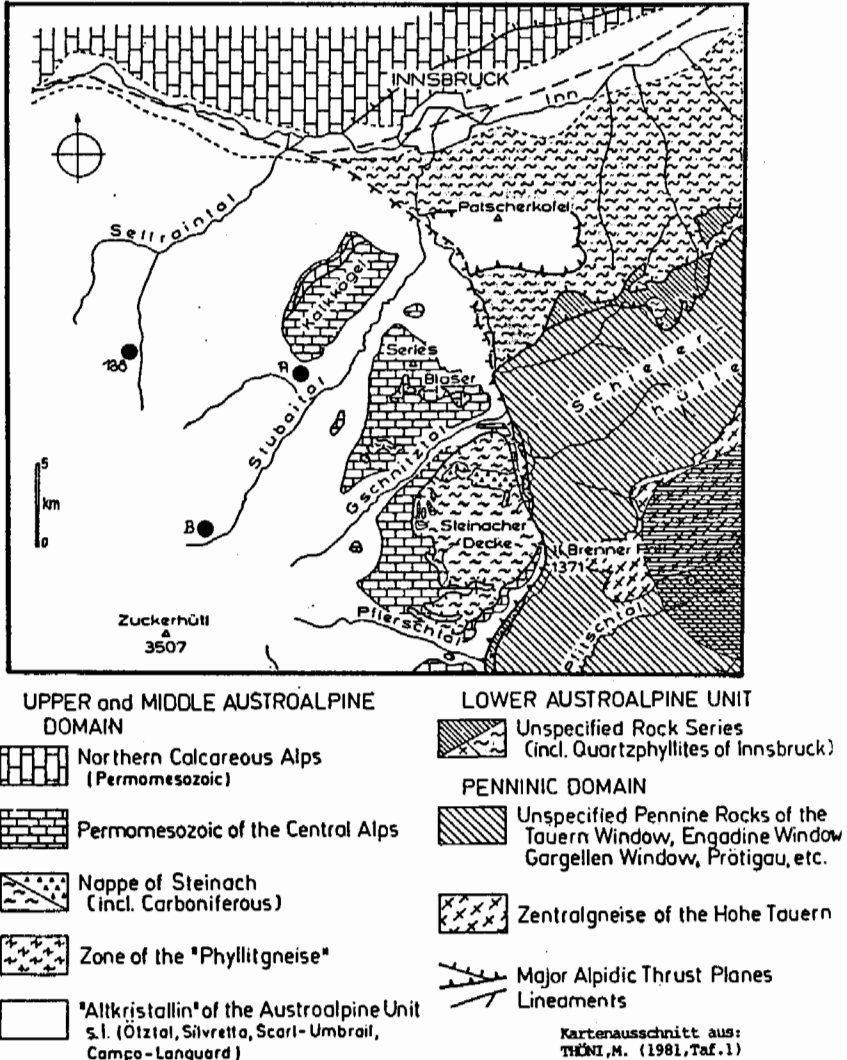


Abb. 14: Lage der Proben für die Rb/Sr Untersuchung im Arbeitsgebiet. Rb/Sr Gesamtgesteins-Analysendaten der Probe A.

Die Biotitkonzentrate stammen einerseits aus den beiden Proben, die für die Kleinbereichsmessungen verwendet wurden, andererseits aus einer Probe aus dem Linsental.

5.2. Untersuchungen nahe dem Mesozoikum

Die Probe A wurde am Ausgang des Oberbergtales an dessen NW-Flanke, ca. 800 m unter der Kalkkögel-Basis, einer Wechsellagerung zwischen Gneis und Schiefergneis entnommen. Das Gestein ist durch einen ausgezeichneten, schon makrosko-

pisch deutlich erkennbaren Lagenbau gekennzeichnet. Glimmerreiche Lagen sind sehr gut von Quarz-Feldspatlagen zu unterscheiden.

Wichtig scheint die Beobachtung, daß der in den glimmerreichen Lagen im Dünn-
schliff überaus häufig vorkommende feinkörnige Serizitfilz vom Typ A sich auch in
die hellen, quarzreichen Lagen ausbreitet. In diesen hellen Lagen sind die Plagioklase
stark serizitisiert (Typ A-Mikrolithen) und die untergeordnet vorkommenden Biotite
zeigen ebenfalls deutliche retrograde Umwandlungserscheinungen in Form von Sage-
nitgitterung, Ilmenitausscheidungen sowie einer aus dem Biotitzerfall resultierenden
Titanitbildung.

Tabelle 1: Rb/Sr Gesamtgesteins-Analysendaten der Probe A

| Proben Nr. Labor Nr. (WAP) | Lithologie Proben- lokalität | Analyisierte Kornfrak- tion | ⁸⁷ Rb ppm | ⁸⁷ Sr _{rad} ppm | Sr _{tot} ppm | % rad | ⁸⁷ Rb/ ⁸⁶ Sr | ⁸⁷ Sr/ ⁸⁶ Sr | Alter Mio. J. |
|----------------------------------|---|-----------------------------------|-------------------------|--|--------------------------|-------|------------------------------------|------------------------------------|--|
| Lage A/WAP 1301 | Übergangstyp zwischen Zweiglimmergneis und Bi.-Plag-Schiefergneis Stubaital, NNW' Milders | Gesamtgestein | 73,2 | 0,456 | 263 | 2,45 | 2,859 | 0,72794 ± 59 | A+B+C+D+E+F+G; „ERRORCHRONE“: 129,6 ± 50,3 Mio. J. B+C+D (benachbarte Lagen); Isochrone: 73,1 ± 2,1 Mio. J. |
| B/WAP 1301 | | | 37,1 | 0,204 | 120 | 2,39 | 3,168 | 0,72753 ± 20 | |
| C/WAP 1301 | | | 72,3 | 0,595 | 379 | 2,22 | 1,967 | 0,72627 ± 83 | |
| D/WAP 1301 | | | 31,4 | 0,207 | 127 | 2,31 | 2,543 | 0,7269 ± 34 | |
| E/WAP 1301 | | | 56,7 | 0,418 | 238 | 2,48 | 2,452 | 0,7282 ± 44 | |
| F/WAP 1301 | | | 24,6 | 0,149 | 86 | 2,46 | 2,958 | 0,72808 ± 22 | |
| G/WAP 1301 | | | 32,7 | 0,219 | 126 | 2,46 | 2,675 | 0,72805 ± 40 | |

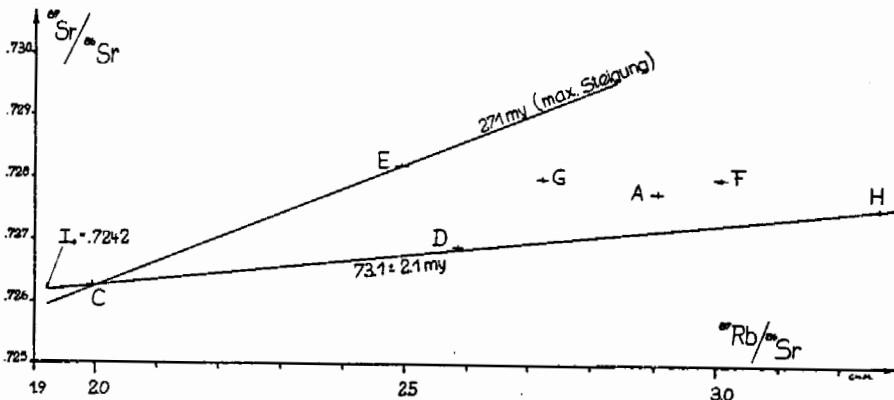


Abb. 15: Rb/Sr Entwicklungsdiagramm der Probe A (Biotitalter: aus den Lagen B + C + D: 72.7 ± 6.3 my; aus den Lagen A + E + F + G: 76.6 ± 5.8 my) Errorchrone aus allen Punkten: 129 ± 50 my; Isochrone der drei benachbarten Lagen B, C, D: 73.1 ± 2.1 my.

Bei Betrachtung des Rb/Sr-Diagrammes (Abb. 15) fällt auf, daß einerseits die Gesamtheit aller Punkte zu keiner einheitlichen, aussagekräftigen Isochrone zusammengefaßt werden kann, andererseits aber die großteils unregelmäßige Verteilung der einzelnen Meßdaten in Form einer Punktwolke auf eine intensive Beeinflussung des Rb/Sr-Systemes hindeutet, wobei benachbarte Lagen (B, C, D) einen fast vollständigen alpidischen Austausch der Sr-Isotope erlitten haben.

5.3. Untersuchungen in großer Entfernung vom Mesozoikum

Der Fundpunkt der Probe B befindet sich im hinteren Stubaital bei der Grawa-Alm (siehe dazu Taf. 4). Dieser Bereich ist ca. 2500 m unter der hier hypothetisch angenommenen Transgressionsfläche anzusetzen. Er liegt also rund 1700 m unter dem Niveau der Probe A.

In diesem von Schiefergneis stark dominierten Abschnitt um die Grawa-Alm kommen auch einzelne Gneis-Einschaltungen vor. Aus einem Übergangsbereich zwischen diesen beiden Gesteinen wurde die Probe entnommen, in der sich stark biotitführende Lagen von helleren Lagen mit viel Quarz sehr gut abtrennen lassen.

Dieser makroskopisch gewonnene Eindruck wird durch den Dünnschliffbefund bestätigt:

Der Lagenbau kommt hauptsächlich durch das in seiner Häufigkeit unterschiedliche Auftreten von Biotit zustande, der in den dunklen Lagen praktisch als Hauptgemengteil, in den hellen Lagen nur spärlich anzutreffen ist. Im Gegensatz zur Probe A

Tabelle 2: Rb/Sr Gesamtgesteins-Analysendaten der Probe B

| Proben Nr. Labor Nr. (WAP) Lage | Lithologie Probenlokalität | Analys. Kornfraktion | ^{87}Rb ppm | $^{87}\text{Sr}_{\text{rad}}$ ppm | Sr_{tot} ppm | % rad | $^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr}$ | $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ $\pm 1\sigma$ | Isochronen-Modellalter Mio. J. |
|--|---|-------------------------|-------------------------|--------------------------------------|---------------------------------|-------|---------------------------------|--|--|
| A/WAP 1302 | Zweiglieder-Gneis, mit deutlichem Lagenbau aus dem Übergangsbereich zum Schiefergneis Inneres Stubaital, Raum Grawa-Alm | Gesamtgestein | 64,2 | 0,301 | 284,6 | 1,51 | 2,316 | 0,72100 ± 47 | HELLE LAGEN B+D+F+H - Isochrone: $258,8 \pm 3,1$ Mio. J. DUNKLE LAGEN A+C+E+G - „ERRORCHRONEN“: $196,1 \pm 13,6$ Mio. J. |
| B/WAP 1302 | | | 29,0 | 0,230 | 286,6 | 1,15 | 1,040 | 0,71840 ± 36 | |
| C/WAP 1302 | | | 30,2 | 0,237 | 349,5 | 0,97 | 0,888 | 0,71709 ± 36 | |
| D/WAP 1302 | | | 17,0 | 0,1971 | 309,8 | 0,91 | 0,567 | 0,71665 ± 41 | |
| E/WAP | | | 33,5 | 0,236 | 329,2 | 0,24 | 1,045 | 0,71750 ± 28 | |
| F/WAP 1302 | | | 1,8 | 0,020 | 31,6 | 0,92 | 0,581 | 0,71803 ± 42 | |
| G/WAP 1302 | | | 33,5 | 0,235 | 305,3 | 1,10 | 1,127 | 0,71803 ± 39 | |
| H/WAP 1302 | | | 23,9 | 0,222 | 312,3 | 1,01 | 0,785 | 0,71743 ± 25 | |

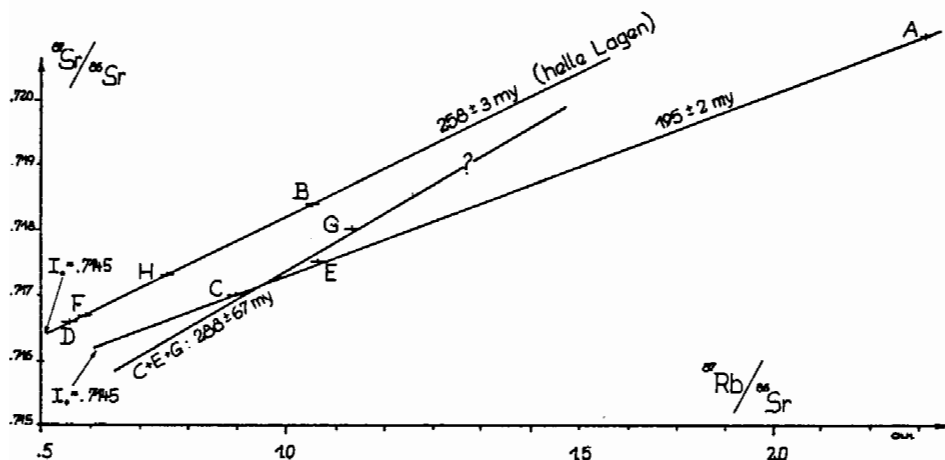


Abb. 16: Rb/Sr Entwicklungsdiagramm der Probe B (Biotitalter $71.7 \pm 6.2 \text{ my}$); Isochrone der hellen Lagen: $259 \pm 3 \text{ my}$; Errorchrone der dunklen Lagen: $196 \pm 14.6 \text{ my}$.

ist der Biotit nur mehr von geringen Mengen opaker Körner (Ilmenit) begleitet. Sagenitgitterung, Bleichung und vor allem Titanit fehlen in diesen Gesteinen fast immer. Dazu kommt, daß die Feldspäte nur sehr spärlich, wenn überhaupt, grobkörnige Typ B-Mikrolithen führen.

Das Gestein zeigt also, verglichen mit der Probe A, kaum Mineralreaktionen, die auf ein massives Einwirken einer fluiden Phase hinweisen.

Die vorliegenden Alter der Probe B sind einerseits doch relativ höher als in den Gesteinen nahe dem Mesozoikum, andererseits sind die Werte um 195 Mio. J. nicht mehr in die variszische Ära zu stellen, sondern weisen auf eine alpidische Beeinflussung hin.

Wichtig scheint der Hinweis auf die ausschließlich durch die hellen Lagen gebildete Isochrone im Rb/Sr-Diagramm, wodurch ein deutlicher Unterschied im Verhalten zwischen dunklen und hellen Lagen zum Ausdruck kommt.

5.4. Die Datierung von Biotiten

Da auch die Probe B in großer Entfernung vom Mesozoikum eine gewisse Beeinflussung durch die alpidische Metamorphose zeigt, die nicht unbedingt auf das alleinige Einwirken von Fluids zurückzuführen ist, wurden auch vier verschiedene Biotitkonzentrate datiert, um Anhaltspunkte für die alpidischen Temperaturen im untersuchten Gebiet zu bekommen. Die Biotite stammen:

- 1) aus der Probe B
- 2) aus den Lagen B, C, D der Probe A
- 3) aus den restlichen Lagen A, E, F, G der Probe A
- 4) aus einer Probe aus dem Lisenstal (Glimmerschiefer, Probe 138).

Die Glimmer der Probe A wurden deshalb in zwei verschiedene Konzentrate getrennt, da die Lagen B, C und E (wesentlich) stärker von Fluids beeinflusst waren und sich diese Beeinflussung möglicherweise in einer deutlicheren Homogenisation des Rb/Sr-Systems dieser Biotite im Vergleich zu den Biotiten aus den übrigen Lagen äußern könnte.

Tabelle 3: Rb/Sr Analysendaten der vier Biotitkonzentrate.

| Proben Nr. Labor Nr. | Lithologie Proben- lokalität | Analysierte Kornfrak- tion | ⁸⁷ Rb ppm | ⁸⁷ Sr _{rad} ppm | Sr _{tot} ppm | % rad | ⁸⁷ Rb/ ⁸⁶ Sr | ⁸⁷ Sr/ ⁸⁶ Sr (± 1 σ) | Modell- ALTER Mio. J. I ₀ = 0,71014 | Modell- ALTER Mio. J. korr.m. Gesamt- gestein) |
|--|--|----------------------------------|-------------------------|--|--------------------------|-------|------------------------------------|---|--|---|
| Probe A/ BIOTIT der Lagen B+C+D | vgl. Tab. 1 | 0,15-0,071 mm | 188,2 | 0,210 | 10,9 | 22,16 | 181,4 | 0,91229 ± 76 | 78,44 ± 6,5 | 72 ± 6,3 |
| Probe A/ BIOTIT der Lagen A+E+F+G | | | 181,9 | 0,211 | 9,5 | 24,68 | 200,4 | 0,94281 ± 99 | 81,69 ± 5,8 | 76,7 ± 5,8 |
| Probe B/ BIOTIT | vgl. Tab. 2 | 0,45-0,149 mm | 144,5 | 0,153 | 8,3 | 21,37 | | 0,90314 ± 88 | 74,2968 ± 6,2 | 71,7 ± 6,2 |
| Probe 138/ BIOTIT | Glimmer- schiefer hint. Li- senstal | | 156,2 | 4,939 | 4,9 | 60,10 | 358,6 | 1,77941 ± 144 | 210 ± 8 ± 8 | |

Die Biotite aus dem Lisenstal stammen aus einer Probe, die das variszische Gefügebild ohne alpidische Beeinflussung zeigt.

Die Biotite der Probe A und B ergaben Alter zwischen 73 bis 77 Mio. J., die Biotite aus dem Lisenstal $209,7 \pm 2$ Mio. J. (s. Tab. 3).

Diese Ergebnisse zeigen also, daß während der alpidischen Orogenese das Kristallin abschnittsweise doch eine deutliche Aufwärmung erfahren hat, die, wie aus den Untersuchungen bekannt, gegen NW abnimmt. Diese Zonierung deutet sich auch im untersuchten Gebiet mit dem weit über allen anderen Werten liegenden Alterswert der Probe aus dem Lisenstal an.

Einschränkend muß festgestellt werden, daß mit vier einzelnen Mineralaltern sicherlich keine fundierten Aussagen über die alpinen Metamorphosetemperaturen zu machen sind. Wichtig scheint allerdings, daß diese Daten sehr gut in das aus zahlreichen Untersuchungen bekannte alpine Metamorphosegeschehen passen.

5.5. Interpretation der Daten

Sowohl aus den Untersuchungen im Kleinbereich, als auch an den Mineralaltern der Proben aus dem Stubaital ist eine deutliche Beeinflussung während der alpinen Metamorphose ersichtlich.

Wie schon an anderer Stelle erläutert, sind maßgebliche tektonische Aktivitäten zur Zeit der kretazischen Metamorphose in diesem Teil des Stubaikristallins auszuschließen. So ergibt sich als wahrscheinlichste Erklärung für diese jungen Alter die Beeinflussung des Rb/Sr-Systems durch das massive Einwirken einer fluiden Phase, gekoppelt mit einer Temperatur, die über der Blocking-Temperatur von Biotit im Rb/Sr-System (ca. $300^\circ \pm 50^\circ\text{C}$, PURDY & JÄGER, 1976, bei Abkühlung). Dies soll im folgenden für die einzelnen Fälle erläutert werden.

PROBE A – Nahe dem Mesozoikum

Man kann davon ausgehen, daß die intensive variszische Metamorphose auch zu einer Isotopenhomogenisation geführt hat (vgl. z. B. HOINKES et al., 1982) und somit zur Ausbildung geologisch eindeutig interpretierbarer Isochronen beigetragen hat. Unter dieser Voraussetzung zeigt das Rb/Sr-Entwicklungsdiagramm der Probe A doch eine deutliche Veränderung des variszischen Zustandes.

Die einzelnen Punkte sind in einer sehr weit gestreuten Wolke über das Diagramm verteilt.

Die daraus resultierende Errorchrone ergibt ein Alter von 130 ± 50 Mio. J. Dieser Wert kann durch deutliche Beeinflussung während der alpidischen Metamorphose interpretiert werden. Die Beeinflussung durch die kretazisch erhöhten Temperaturen spiegeln sich in den einzelnen Biotitaltern wider.

Die Kleinbereichsisochronen zeigen daneben auch sehr deutlich den Einfluß der fluiden Phase in diesen Prozessen: Das massive Auftreten von zirkulierendem Fluids bewirkte, daß die totale Verjüngung der Biotite bei relativ niedrigen Temperaturen stattfand, als in vergleichbaren, Fluid-armen Systemen.

Das Rb/Sr-Diagramm der Probe A könnte folgendermaßen interpretiert werden:

Die vom Mesozoikum kommenden Wässer zirkulierten im Stubaikristallin bis in eine Tiefe von ca. 1000 m (fallweise 1500 m) und führten lagenweise zu einer deutlichen Beeinflussung des Rb/Sr-Systems in den Gesteinen (vgl. benachbarte Lagen B, C, D). Denkbar ist auch, daß Sr_{COM} zugeführt wird. Mit Sicherheit aber kam es zu einer deutlichen Beeinflussung der Biotite und somit zum Austausch bzw. zur Abfuhr von $^{87}Sr_{rad}$. Die gewonnenen Alter sind sehr gut mit den bei THÖNI (1982, S. 25 ff.) beschriebenen Ereignissen im Campan zu korrelieren, die auf einen einheitlichen Abkühlprozeß nach der frühalpiner Metamorphose hinweisen. Wichtig scheint jedenfalls, daß der Austausch im Rb/Sr-System bis zum Unterschreiten der $300^{\circ}C$ -Isochrone andauert hat (Isochrone B + C + D = 73,1 Mio. J.; Biotitalter = 72,2 Mio. J.).

PROBE B – Weit vom Mesozoikum entfernt

Rund 1700 m unter dem Niveau der Probe A liegt im Kristallin der Fundort im Raum Grawa-Alm für die Probe B.

Zum Vergleich mit der Probe A sollen vorerst die einzelnen Biotitalter herangezogen werden, die gewisse Rückschlüsse auf die während der kretazischen Metamorphose herrschenden Temperaturen zulassen.

Wären es im Fall der Probe A Biotitalter um 72 bzw. 76 Mio. J., so wurde für den Biotit aus der Probe B ein Alter von $71,7 \pm 6,2$ Mio. J. festgestellt. Demzufolge spiegeln alle Biotitalter den für das Campan so charakteristischen, einheitlichen Abkühlungsprozeß nach der frühalpiner Metamorphose wider. Für das untersuchte Gebiet bedeutet dies aber, daß im Fall der Proben A und B annähernd dieselben thermischen Verhältnisse angenommen werden können.

Daher kann die Aussage getroffen werden, daß die Altersunterschiede in den Kleinbereichsisochronen mit sehr großer Wahrscheinlichkeit auf die unterschiedliche Verfügbarkeit der fluiden Phase zurückzuführen sind.

Betrachtet man das Rb/Sr-Entwicklungsdiagramm der Probe B, so fällt auf den ersten Blick ein doch deutlich höheres Alter (196 bzw. 198 Mio. J.) im Vergleich zur Probe A (129 Mio. J.) auf.

Weiters bilden in diesem Diagramm die hellen Lagen (B, D, H, F) eine Isochrone mit einem Alter von 238 ± 3 Mio. J. ($I_0 = 7145$). Die Isochrone der dunklen Lagen A + C + E zeigt ein Alter von $195 \pm 1,5$ Mio. J. und wird durch das Einbeziehen der dunklen Lage G zu einer Errorchrone mit $196,1 \pm 13,8$ Mio. J.

Als Ausgangspunkt für diese Situation wären zwei Modelle denkbar:

- I) Es gab ursprünglich nur eine Isochrone, oder
- II) es waren schon nach der letzten, voralpidischen Metamorphose zwei annähernd parallele Isochronen vorhanden.

Vor allem durch die ausgezeichnete lineare Anordnung der vier hellen Lagen erscheint eher das Modell II Ausgangspunkt für diese Situation zu sein. Demzufolge wäre die voralpine Beeinflussung so zu sehen, daß durch die Abgabe von $^{87}\text{Sr}_{\text{rad}}$ aus den dunklen an die hellen Lagen zwei annähernd parallele Isochronen entstanden waren.

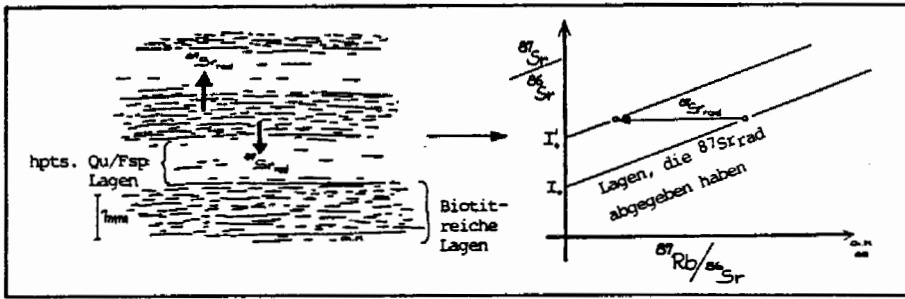


Abb. 17: Mögliches Modell für die Ausbildung von parallelen Isochronen durch die Abgabe bzw. Aufnahme von $^{87}\text{Sr}_{\text{rad}}$ (variszisch).

Diese parallelen Isochronen wurden nun während der alpidischen Metamorphose durch Fluid- und Temperaturbeeinflussung teilweise rotiert, was einer Teilhomogenisation entspricht. Es entstehen Mischalter.

Da neben der Einwirkung von Fluids praktisch dieselben Voraussetzungen gelten wie für die Probe A (vergleichbare Temperaturbedingungen, Deformation auszuschließen), kann in diesem Fall die Aussage getroffen werden, daß bedeutend weniger fluide Phase zur Verfügung stand als nahe dem Mesozoikum, wo sowohl in den dunklen, als auch in den hellen Lagen das Rb/Sr-System sehr deutlich beeinflusst wurde.

So kann also auch mit Hilfe von Rb/Sr-Untersuchungen gezeigt werden, daß unter denselben PT-Bedingungen der Verfügbarkeit einer fluiden Phase eine sehr große Bedeutung zukommt, wobei die durch die Dünnschliffuntersuchungen gewonnene Erkenntnis, daß die Wässer vom Mesozoikum her kommen, durch diese Kleinbereichsuntersuchungen weiter unterstützt werden konnte.

Zum Abschluß sei noch kurz auf das einzelne Biotitalter aus dem Lisenstal hingewiesen. Dieses wurde als Modellalter mit einem Initial von 0,710140 gerechnet und ergab 210 ± 2 Mio. J.

Wie schon erwähnt, paßt das Alter sehr gut in das aus der Literatur bekannte Schema der alpinen Metamorphose. Außerdem ist in diesem Bereich der schwächsten Grünschieferfazies praktisch mit keiner Beeinflussung vom Mesozoikum her zu rechnen (ca. 2800 bis 3000 m unter der Transgressionsfläche).

6. Theoretische Überlegungen zum Fluid-Durchsatz

In diesem Abschnitt sollen einige theoretische Überlegungen zur Zusammensetzung dieser Fluids, deren Transport und den dabei ablaufenden Reaktionen angestellt werden. Es ist wesentlich, darauf hinzuweisen, daß es sich um rein theoretische Überlegungen und Vergleiche mit ähnlichen Arbeiten handelt, und die angeführten Zahlen und Mengen nur in ihrer Größenordnung aussagekräftig sind.

Im allgemeinen sind die während der Metamorphose entstandenen Fluids aus Peliten H_2O -reich, die aus Karbonaten CO_2 -reich – mit wechselnden Mengen aus dem System C-O-H-S, je nachdem ob Graphit, Sulfide, Sulfate, Oxide oder Karbonate an den Reaktionen mitbeteiligt sind (vgl. FYFE et al., 1978, S. 35). Die fluide Phase ist also niemals als reines „ H_2O “ zu sehen, sondern beinhaltet z. B. auch noch gelöstes Silikatmaterial, HCl aus der Porenlösung der Sedimente und erreicht vor allem während der Metamorphose pelitischer Sedimente eine sehr komplexe Zusammensetzung (vgl. WINKLER, 1979, S. 19 ff.).

Im Untersuchungsgebiet, wo die fluide Phase aus den überlagernden Sedimenten in das Stubaikristallin eingedrungen ist, könnte die primäre Zusammensetzung dieser Fluids eventuell mit oberflächennahen Wässern zu vergleichen sein. Während der Metamorphose ergaben sich natürlich auf Grund von verschiedenen Lösungsvorgängen gewisse Änderungen, größtenteils dürften aber $H_2O + CO_2$ wesentlich am Aufbau dieser Phase beteiligt gewesen sein.

Welche Vorgänge führen nun zum Transport von Fluids und in welchen Größenordnungen bewegen sich die dabei zurückgelegten Transportwege?

Nach STEGENA (1983) sind im wesentlichen drei unterschiedliche Prozesse dafür verantwortlich:

1. Diffusion (Ausgleich von Konzentrationsunterschieden)
2. Filtration (Ausgleich von Druckunterschieden)
3. Kapillare Wanderungen (auf Grund von Oberflächenspannungen in der fluiden Phase).

Dies sind die bedeutendsten physikalisch/chemischen Prozesse, die zum Durchsickern und letztlich zum Transport von Fluids im Gestein beitragen. Insbesondere ist zu berücksichtigen, ob die genannten Prozesse unter massiver tektonischer Einwirkung (Faltung, Überschiebung, Ausbildung von Mylonitzonen etc.) stattfanden oder nicht. Da große tektonische Ereignisse während der kretazischen Orogenese im Stubaikristallin praktisch auszuschließen sind, wird der Fluid-Transport, der durch tektonische Vorgänge begünstigt wird, im folgenden nicht näher berücksichtigt.

ad 1) Diffusion

Die treibenden Kräfte im Falle der Diffusion sind: a) Temperaturgradient; b) Gradient des chemischen Potentials; c) Stressfeld.

Die in der Natur überaus häufig auftretenden Diffusionsvorgänge sind meist sehr komplexe Reaktionen, da die verschiedensten Elemente miteinbezogen werden und z. B. deren Konzentration sich auf die Diffusion und auch auf die Diffusionsraten deutlich auswirken kann.

Im allgemeinen aber ist zu bemerken, daß die Diffusion in festen Phasen bei weitem geringer ist als in flüssigen und, über einen großen Zeitraum betrachtet (Orogenese), nur im Kleinbereich entscheidend ist.

Dazu sei noch bemerkt, daß die Geschwindigkeit und die Möglichkeit von Platzwechselvorgängen jeder Art (Diffusion, chemische Umsetzungen etc.) in kristallinen Stoffen in vollständig fehlerfrei gebauten Gittern am geringsten ist (BARTH et al., 1939, S. 324). Da ideale Kristalle in der Natur äußerst selten vorkommen, wird die Diffusion im festen Medium durch Fehlorderungen, Mikrorisse oder Leerstellen in den Kristallen gefördert.

Über die Diffusion in Flüssigkeiten in der Erdtiefe ist im allgemeinen wenig bekannt. Einen Vergleich der Größenordnungen läßt allerdings die Betrachtung der Diffusion in flüssigen Phasen bei 25°C/1bar zu: $D = \text{ca. } 10^{-5} \text{ cm}^2/\text{sec}$.

Der daraus resultierende Wert für den Zeitraum einer Orogenese (ca. 10^8 a) liegt ungefähr bei 215 km!

Sicherlich sind hier noch wesentliche Parameter miteinzubeziehen. Entscheidend scheint allerdings in diesem Fall die Größenordnung zu sein, um die sich die Diffusion in flüssigen Phasen von der in festen Körpern unterscheidet. Daraus ist ersichtlich, daß der überwiegende Anteil der Diffusion gelöster Stoffe im Zuge von Fluid-Aktivitäten in Flüssigkeiten und nur ein sehr geringer, praktisch vernachlässigbarer Prozentsatz in festen Phasen abläuft.

ad 2) Filtration

Als Filtration bezeichnet STEGENA (1983, S. 87 ff.) die Bewegung von Flüssigkeiten, hervorgerufen durch Unterschiede im hydraulischen Druck. Filtration tritt nur dann auf, wenn $\text{P}_{\text{H}_2\text{O}}$ in den Poren vom hydrostatischen Gleichgewicht abweicht. Wenn die Wasserdurchlässigkeit eines Gesteines zu gering wird, daß heißt, die Kapillarrisse und Klüftchen sind zu schmal und zu dünn, und/oder der hydraulische Druck ist zu klein, dann wird das Gesetz von DARCY erfüllt und es kommt zu keinem Migrieren von Wasser durch Filtration.

ad 3) Kapillarer Transport

Dieser tritt hauptsächlich nahe der Erdoberfläche auf und nach STEGENA sind die maximalen Transportweiten, durch kapillare Kräfte hervorgerufen, 0,1–1 m in Sanden und (rein rechnerisch, in der Natur noch nicht nachvollzogen), 10–100 m in Tonen.

Im untersuchten Gebiet kann wesentlicher Fluidtransport durch tektonische Aktivitäten ausgeschlossen werden. Viel mehr erscheint das Einwandern dieser Wässer vom Mesozoikum ins Kristallin als nachgewiesen, und zwar: a) entlang von variszisch angelegten Kluftsystemen und Rissen; b) durch Diffusion an der Intergranulare.

Viele Faktoren sind dabei zu berücksichtigen, wobei im folgenden die wichtigsten kurz erörtert werden sollen.

Nach ELLIOT (1973, S. 2662) stellt die Korngröße einen sehr wichtigen Faktor in bezug auf den Fluidtransport dar und COLE (1983) gibt eine sehr eindrucksvolle Darstellung über den Zusammenhang zwischen Korngröße und der diffundierenden Menge von ^{18}O im Anorthit.

Weitere sehr entscheidende Faktoren in bezug auf Fluid-Durchfluß und -Transport stellen die Gesteinsporosität (im Zusammenhang mit einem an den einzelnen Körnern haftenden Fluid-Film), die Beschaffenheit der Intergranulare und Klüfte vom mikroskopischen bis zum makroskopischen Bereich dar.

Die Porosität metamorpher Gesteine wird vor allem durch:

- die Struktur und Zusammensetzung der Korngrenzen und den zwischen den einzelnen Körnern auftretenden Kräften,
- die Deformation einzelner Körner (in einem mehrphasigen Gestein), vor allem bei hohem P_F und letztlich durch
- die Porosität, die durch Wachstum und Auflösung einzelner Phasen während der Metamorphose entsteht

entscheidend beeinflusst (ETHERIDGE et al., 1983, S. 2 ff.).

Nach WHITE & WHITE (1981) ist der in Metamorphiten vorkommende Fluid-Film primär an verschiedene Stellen zwischen den einzelnen Mineralkörnern gebunden, die in Abb. 18 dargestellt sind.

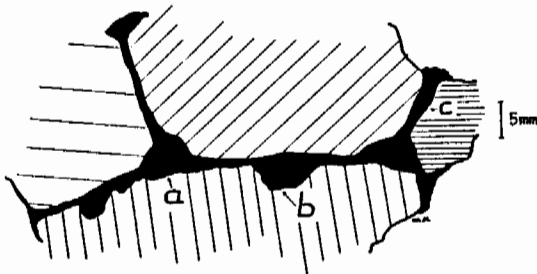


Abb. 18:

Fluid-Film in Metamorphiten:

- an Korngrenztrippelpunkten;
- in "boundary bubbles" und
- als feinsten Film zwischen den Korngrenzen (nach WHITE & WHITE 1981).

Zu beachten sind nach ETHERIDGE et al. (1983, S. 212) auch noch Mikrorisse und Unstetigkeitsstellen

im Kristallgitter, an denen ebenfalls ein Fluid-Film und in der Folge auch Fluid-Transport vorkommen können.

Sehr wichtig in diesem Zusammenhang sind die einzelnen Korngrenzen. In pelitischen, Qu/Fsp-führenden Metamorphiten kann man im allgemeinen vier verschiedene Arten von Korngrenzen unterscheiden (siehe Abb. 19, nach ETHERIDGE et al., 1983).

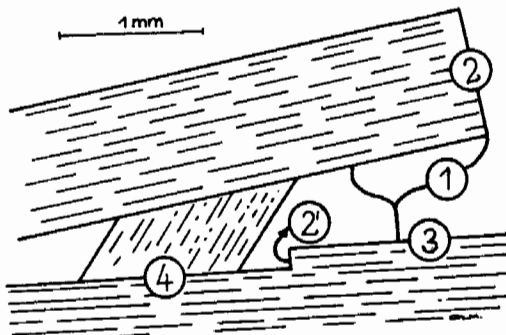


Abb. 19:

Verschiedene Ausbildung der einzelnen Korngrenzen in Metamorphiten:

- Grenzen zwischen willkürlich orientierten Gerüstsilikaten,
- Grenzen zwischen den Endflächen von Schichtsilikaten (meist treppenförmig zerrissen – vgl. 2-hpts. (001)-Endflächen mit niedriger Bindungsenergie) und Gerüstsilikaten,
- Grenzen zwischen den (001)-Basisflächen der Schichtsilikate und Gerüstsilikate
- Grenzen zwischen den Basisflächen und Schichtsilikaten (nach ETHERIDGE et al., 1983).

Bei den unter (1) beschriebenen Grenzflächen handelt es sich in den meisten Fällen um enge (große Bindungskräfte), nur untergeordnet und eher selten mit einem Fluid-Film ausgestattete Kontakte zwischen einzelnen Gerüstsilikaten, die nur sehr schwer zu öffnen bzw. zu lockern sind, und daher nicht unbedingt als primäre Fluid-Transportwege dienen.

Ähnlich verhalten sich Korngrenzen zwischen den Endflächen von Schichtsilikaten und Gerüstsilikaten (2): Diese normal zu den (001)-Lagen ausgebildeten Grenzen zeigen ebenfalls eine innige Verbindung mit den Gerüstsilikaten und auch hier würde ein Fluid-Transport an der Intergranulare größere Aktivierungsenergien erfordern.

Im Gegensatz dazu stehen an den Grenzen (3) und (4) relativ viele freie Bindungen zur Verfügung, sodaß diese Intergranularen hauptsächlich für den Fluid-Transport verantwortlich sind.

Diese Ausführungen erklären auch die Abhängigkeit des Fluid-Transportes einerseits von Strukturen (im Kleinbereich) und andererseits vor allem von der Lithologie der zu durchsetzenden Gesteine.

Die angeführten Beispiele erklären sehr deutlich, warum im Untersuchungsgebiet die Paragesteine wesentlich stärker zersetzt sind (und teilweise auch noch in größerer Entfernung zur Transgressionsgrenze deutliche Diaphthoresereerscheinungen zeigen), die Orthogesteine aber nur nahe dem Brennermesozoikum ähnliche retrograde Umwandlungerscheinungen erkennen lassen.

Die Parameter, vor allem aber die Größenordnungen, in denen die Diffusion an der Korngrenzoberfläche stattfindet, wurden von WALTHER & ORVILLE (1982, S. 256) wie folgt beschrieben. Die Berechnungen darüber erfolgen mit Hilfe der Gleichungen:

$$(1): \quad q = \frac{d^3 l}{12\mu} \times \frac{\delta P}{\delta z} \text{ viscous}$$

q = Volumsfluß von flüchtigen Stoffen [cm^3/sec ; $d = \phi$ zw. \parallel Wänden eines Risses] [cm l = Länge; μ = Viskosität der Stoffe] poise; $\delta P/\delta z$ viscous = effektiver Druckgradient (= Differenz zw. P_{TOT} , der auf Fluid wirkt, und $P_{\text{hydrostat.}}$, in dyne/cm^2 , z soll Zunahme gegen die Tiefe angeben).

$$(2): \quad 1 = 2 \times \frac{1}{r}$$

zur Berechnung der Oberfläche im Grenzbereich einzelner Körner (r = Kornradius).

Daraus ergibt sich bei einer durchschnittlichen Korngröße von 0,01 cm (pelitische Schiefer der Grünschieferfazies) rund 200 cm^2/cm^3 an Korngrenzoberfläche. Nimmt man an, daß sich auf jedem Korn ein monomolekularer Fluid-Film (siehe spätere Ausführungen) von ca. 10 Å Dicke befindet, dann kann der Durchfluß mit Hilfe der Gleichung (1) berechnet werden. Dabei muß noch berücksichtigt werden, daß die „fluide Phase $\text{H}_2\text{O} + \text{CO}_2$ “ unter Metamorphosebedingungen (400–600°C und geothermischer Gradient von 15–45°C/km) eine Viskosität von ca. 0,15 poise besitzt (WALTHER & ORVILLE, 1982, S. 255).

Aus diesen Parametern kann nun ein ungefähre Wert für den Fluid-Transport an Korngrenzen angegeben werden: $2 \times 10^{-14} \text{cm}^3/\text{sec}$. Rechnet man diesen Betrag für einen Zeitraum von rund 10 Mio. Jahren, so ergibt sich ein Fluid-Durchsatz in der Größenordnung von ca. 5000 l/dm^3 , der an der Intergranulare transportiert werden könnte.

Schließlich soll noch auf den Einfluß und die Dimensionierung der Klüfte und mikroskopisch kleinen Risse im Zusammenhang mit dem Fluid-Transport hingewiesen werden (nach WALTHER & ORVILLE, 1982, S. 256 f.).

Bei hohen Temperaturen und überkritischen Bedingungen sind die Moleküle einer flüchtigen Phase mit dem Gestein durch starke chemische Bindungen verbunden. Es bilden sich monomolekulare Lagen an der Oberfläche der einzelnen Körner aus.

Zusätzliche Bindungen von Molekülen der flüchtigen Phase untereinander hängen von relativ schwachen Kräften ab, die nicht größer sind als jene, die zwischen den Molekülen dieser flüchtigen Phase in ihrem kristallinen Zustand herrschen würden. Bei einer Temperatur, die weit über der Stabilität dieser Phase liegt, sind daher keine multimolekularen Lagen möglich. Die maximale Dicke des absorbierten Fluid-Filmes ist daher monomolekular.

Im Fall von $H_2O + CO_2$ beträgt die Dimension der einzelnen Moleküle ca. 5\AA ($5 \times 10^{-8}\text{ cm}$), daher ist die Dicke eines absorbierten Fluid-Films an beiden Oberflächen eines Risses nie $> 10^{-7}\text{ cm}$. Aus diesem Grund beeinflusst dieser Fluid-Film den Transport von fluider Phase in Klüften $\geq 10^{-6}\text{ cm}$ Durchmesser kaum.

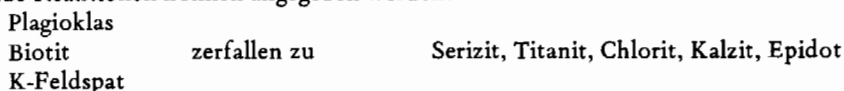
Mit Hilfe der Gleichung (1) kann nun der maximale Fluid-Durchsatz angegeben werden, der $9 \times 10^{-10}\text{ g/sec}$ beträgt. Diese Menge kann von einer einzigen Kluft mit 1 cm Länge und $0,2\ \mu$ Durchmesser bewerkstelligt werden. Bei einem Durchmesser von $2\ \mu$ kann dieselbe Menge über eine 1 m lange Kluft transportiert werden.

Im Vergleich zum Fluid-Transport an der Intergranulare ergibt dieser Wert, ebenfalls auf einen Zeitraum von 10 Mio. J. umgerechnet, einen weitaus höheren Fluid-Durchsatz entlang von Klüften. Größenordnungsmäßig liegt dieser Wert bei ca. 100 Mio. l/dm^3 .

Diese Untersuchungen zeigen sehr deutlich, daß die Hauptmenge der fluiden Phase entlang von Klüften und nur ein sehr geringer Prozentsatz an der Intergranulare transportiert wird.

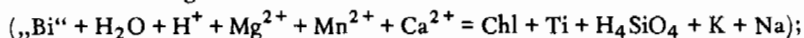
All diese Überlegungen unterstreichen, welch großen Einfluß die fluide Phase im Zuge der Metamorphose hat.

Abschließend sollen noch einige Bemerkungen über die im Untersuchungsgebiet zu erwartenden Reaktionen und über die Fluid-Menge das Bild abrunden. (Als Unterlage dafür dienten die Untersuchungen von FERRY (1979), der an granitischen Gesteinen die Umwandlungen durch das Einwirken einer fluiden Phase beschreibt). Folgende Reaktionen können angegeben werden:

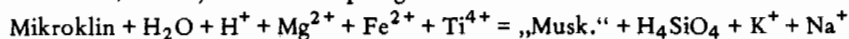


Diese Reaktionen laufen simultan durch das Einwirken und im Beisein einer fluiden Phase ab. Die Reaktionen, die an einer bestimmten Stelle ablaufen, hängen von der Zusammensetzung der Reaktanten und der fluiden Phase ab:

z. B. in den Biotitlagen: Biotit \rightarrow Chlorit/Titanit

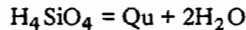


nach FERRY, S. 129) oder in K-Fsp-Lagen:



In den Plagioklaslagen wurden sehr oft (nahe dem Mesozoikum bei starker Zersetzung) kleine, „frische“ Albite beobachtet. Deren Auftreten ist so zu erklären (vgl. auch FERRY, 1979), daß beim Zerfall der alten Plagioklaskörner die An-Komponente aktiviert wird, die Ab-Komponente hingegen als Mineral (Albit) übrigbleibt. Wichtig ist auch der Hinweis, daß in den verschiedenen Reaktionen wohl Quarz freige-

setzt wird, aber nie als Einschluß auftritt. Auch hier findet man den Hinweis auf das Einwirken von Fluids, die den Quarz möglicherweise in Form von H_4SiO_4 abtransportierten und an anderen Stellen ausschieden:



Es kann also angenommen werden (vgl. Dünnschliffuntersuchungen) daß K^+ , Na^+ , Ca^{2+} , H^+ , H_2O und H_4SiO_4 aus den ursprünglichen Positionen abgewandert ist und anderswo wieder ausgefällt wurden.

Zuletzt soll nun versucht werden, anhand einiger *einfacher Überlegungen* Angaben über die Größenordnungen der involvierten Fluids im untersuchten Gebiet zu machen.

Allerdings muß festgehalten werden, daß die folgenden Angaben vor allem in ihrer Größenordnung realistisch scheinen, womit verdeutlicht werden kann, mit welcher intensiven Fluid-Aktivitäten im Zuge dieser retrograden alpidischen Metamorphose zu rechnen ist.

Folgende Grundlagen standen zur Verfügung:

Die Dünnschliffuntersuchungen zeigten, daß alpin entstandene feinkörnige Mikrolithen (Typ A) im Stubaikristallin bis in eine Tiefe von etwa 1000 m überaus häufig vorkommen. Zwischen 1000 m und 1500 m Tiefe kommen sowohl feinkörnige, als auch grobkörnige Mikrolithen vor, wobei die feinkörnigen Typ A-Mikrolithen gegen die Tiefe zu immer seltener werden. Ab ca. 1500 m Tiefe im Kristallin treten praktisch nur mehr grobkörnige Mikrolithen auf. Allerdings konnten, auf eng begrenzte, stark zerrüttete Bereiche beschränkt, auch sehr tief im Kristallin feinstkörnige Mikrolithen beobachtet werden.

Durch die retrograden Umwandlungen der Feldspäte zu Serizit erhöht sich natürlich auch der Gehalt von chemisch gebundenem Wasser in den Gesteinen. Dies ist aber nur dort der Fall, wo mengenmäßig sehr viel an feinstkörnigem Serizit auftritt, also nahe dem Mesozoikum bis in eine maximale Tiefe von etwa 1000 m. Darunter nimmt der Anteil des feinkörnigen Serizites rasch ab und ab 1500 m im Kristallin dürfte die Zusammensetzung der Gesteine etwa dieselbe sein, wie vor der alpidischen Metamorphose.

Mit Hilfe von Glühverlust-Bestimmungen konnte gezeigt werden, daß in den Gesteinen nahe dem mesozoikum ca. $30 l \text{ „H}_2\text{O“/m}^3$ (STP) gebunden sind.

Anders ausgedrückt beträgt der durchschnittliche Glühverlust (errechnet aus acht Proben nahe dem Mesozoikum) 3 Gewichtsprozent, jener aus sieben Proben, die tiefer als 1500 m im Stubaikristallin liegen, 1 Gewichtsprozent.

Daraus geht hervor, daß zwei Drittel der Menge an gebundenem „ H_2O “ in den Gesteinen knapp unter dem Mesozoikum alpidisch aktiviert oder zugeführt werden mußten, um diese zusätzlichen Glimmermengen bilden zu können. Für diese Reaktionen waren also $20 l \text{ „Fluid“/m}^3$ notwendig. Da das Auftreten von feinkörnigen Typ A-Mikrolithen bis in eine Tiefe von 1000 m sehr häufig beobachtet wurde, muß mit einem Fluid-Durchsatz von rund $20.000 l/m^3$ gerechnet werden, damit in einer Tiefe von 1000 m noch immer $20 l/m^3$ für die retrograden Reaktionen zur Verfügung stehen.

Wie die Untersuchungen von WALTHER & ORVILLE zeigten, ist der bei weitem größte Teil dieser Fluid-Menge an den Klüften und nur ein sehr kleiner Anteil an der Intergranulare gewandert.

Einen gewissen Anhaltspunkt in Hinblick auf die Mengen, die entlang von Klüften transportiert wurden, ergaben die Untersuchungen von stark zersetzten Proben (mit feinkörnigen Typ A-Mikrolithen), die ca. 1800 m tief im Kristallin liegen. In so großer

| Absolute Zeitskala | Stratigraphische Gliederung EYSINGA 1975 FAURE 1977 | Derzeit vorhandene radiometrische Alterswerte | | Wichtige sedimentäre, tektonische und metamorphe Prozesse im Ostalpin während der Kreidezeit |
|-------------------------|---|---|--|--|
| | | Mineralalter | Interpretiert als | |
| ca. 77–70 Mio. J. | Campan | Maximum der Biotitalter bei 77/75 Mio. J. | Abkühlalter (Unterschreiten der 300°C-Isotherme) | Beschleunigte Abkühlung im Kristallin durch Entfernen der Sedimenthaut bzw. durch weiteren Nordtransport. Umschwung in der Sedimentation: Seichtwassergosau/Flyschgosau (FAUPL 1970) und in der Schwermineralzusammensetzung: von Chrom-Spinell- zu Granat-reichen Spektren (WOLFEZ 1967). Intragosausches Ereignis (FAUPL 1979) \cong Intragosausische Phase (OBERHAUSER 1973). |
| ca. 90/85–77/75 Mio. J. | Coniac–Untercampan | K/Ar- (z. T. auch Rb/Sr-) Alter an Hellglimmern u. Biotiten | Abkühlalter | Seichtwassergosau Abkühlung im Ostalpin durch Erosion (von oben) und „Unter- kühlung“ (von unten). |
| ca. 100–90/85 Mio. J. | Alb/Cenoman – Turon | K/Ar-Alter an Hellglimmern aus schwach metamorphen Sedimenten | Bildungsalter z. T. | Deckenstapelung. Im Kristallin: maximale Aufheizung/Versenkung. Im Turon: Abscherung und stark beschleunigter Nordtransport im Südpenninikum, Unterostalpin; im Kalkalpin: Schichtdicke im Oberuron. Tektonische Phasen: austrische Phase und mediterrane \cong vorgosausische Phase (TOLLMANN 1966 a, OBERHAUSER 1973). |
| ca. 125–110/100 Mio. J. | Neocom–Apt/Alb | Rb/Sr-Alter an Hellglimmern, K/Ar-Alter an Hornblenden | Mischalter bzw. Überschußalter (keine wahren Alter in hoch aufgewärmten Bereichen) | Roßfeldschichten (FAUPL & TOLLMANN 1979) Einengung, Faltungs- und interne Abscherungsprozesse. Aufbau des Temperaturfeldes und Strukturprägung im Kristallin \cong Austroalpine Phase z. T. (TOLLMANN 1966 a). „Wärmeaufstieg“ möglicherweise begünstigt durch leichte Hochlage der Isothermen auf Grund von Krustenausdünnung im Jura. |

Tabelle 4: Korrelation geochronologischer Daten mit wichtigen geologischen Ereignissen im Ostalpin während der Kreidezeit (aus THÖNI, 1982, S. 29, Tab. 1).

Entfernung vom Mesozoikum kann angenommen werden, daß der Fluid-Transport bis in diese Zonen ausschließlich an den Klüften erfolgte. In diesen Proben betrug die Menge des gebundenen Wassers etwa 25 l/m^3 (STP) (im Vergleich dazu beträgt diese Menge nahe dem Mesozoikum 30 l/m^3). Geht man wiederum davon aus, daß rund zwei Drittel dieser Menge zugeführt wurden, so sind ca. 17 l/m^3 entlang von Klüften transportiert worden.

Diese enormen Fluid-Mengen, welche im Stubaikristallin zu stark retrograden Mineralreaktionen führten, sind vermutlich nicht erst während der alpidischen Metamorphose eingedrungen. Naheliegender ist eine schon zur Zeit der Sedimentation des Mesozoikums beginnende „Durchfeuchtung“ des kristallinen Sockels durch oberflächennahe Wässer.

7. Die zeitliche Einstufung der retrograden Mineralreaktion im Stubaikristallin

Eine ausgezeichnete Grundlage für die ungefähre Einordnung der retrograden Beeinflussung des Stubaikristallins bildet die Korrelation geochronologischer Daten mit wichtigen geologischen Ereignissen im Ostalpin während der Kreide von THÖNI (1982).

Es kann damit gerechnet werden, daß schon während der Sedimentation des Brennermesozoikums auf dem kristallinen Sockel oberflächennahe Wässer in diesen eingedrungen sind, wobei bei zunehmender Mächtigkeit der Sedimente auch mit einer Zunahme des PFluid zu rechnen ist und die Wässer daher auch tiefer ins Kristallin eingedrungen sind. Wie im vorigen Kapitel gezeigt werden konnte, steigt mit der Zunahme der Temperatur auch die Fluid-Aktivität.

Im Untersuchungsgebiet, wo nach den Mineralparagenesen in alpidischer Zeit nur der mittlere Bereich der Grünschieferfazies erreicht wurde, ist damit zu rechnen, daß die maximalen Aktivitäten der Fluids auch mit Erreichen der maximalen Temperaturen erfolgten. Zeitlich ist dieser Prozeß nur in Analogie mit stärker erwärmten südlichen Bereichen im Ötztalkristallin einzugrenzen. Dort ist in Anlehnung an THÖNI (1982) das Temperaturmaximum bei etwa 90 Mio. J. anzusetzen.

Im Untersuchungsgebiet ist damit zu rechnen, daß die Beeinflussung des Kristallins durch die eingedrungene fluide Phase auch noch nach Erreichen des thermischen Maximums angedauert hat, möglicherweise sogar bis ins Campan, was aus den erhaltenen Biotitabkühlaltern (Unterschreiten der 300°C -Isotherme) geschlossen werden kann. Allerdings kann der Beginn dieser Reaktionen nur sehr ungenau angegeben werden, da über die Temperaturverteilung, vor allem aber über die Art des Temperaturanstieges (kontinuierlich oder sehr rasch?) im Untersuchungsgebiet noch keine Angaben vorliegen.

Als wahrscheinlich gelten darf aber, daß das Stubaikristallin schon während der Sedimentation des Mesozoikums allmählich Fluids aufgenommen hat, durch welche in der Folge, ausgelöst durch erhöhte Temperaturen während der kretazischen Orogenese, retrograde Mineralreaktionen ohne durchgreifende Deformation abliefen.

DANK

Für die Durchsicht des Manuskriptes möchte ich mich sehr herzlich bei Herrn Prof. Dr. W. FRANK und Herrn Dr. M. THÖNI bedanken.

8. Literaturverzeichnis

- BARTH, T. F. W., CORRENS, C. W. & ESKOLA, P.: Die Entstehung der Gesteine. – 422 S., Berlin (Springer-Verlag) 1939.
- COLE, D. R.: Theoretical evaluation of diffusion-controlled oxygen isotopic exchange between Silicates and Fluids at elevated temperatures. – S. 113–135 [In:] AUGUSTITHIS, S. S.: Leaching and diffusion in rocks and their weathering products. – Athen (Theophrastus Publ. S. A.) 1983.
- DIETRICH, H.: Mineralogisch-petrographische Untersuchungen zur Metamorphose des Brennermesozoikums. – Diss. natuwiss. Fak. Univ. Innsbruck, 1–137, Innsbruck 1980.
- ELLIOTT, D.: Diffusion Flow Laws in Metamorphic Rocks. – Geol. Soc. Amer. Bull., 84, 2645–2664, Boulder, Colorado 1973.
- ETHERIDGE, M. A., WALL, V. J. & VERNON, R. H.: The role of the fluid phase during regional metamorphism and deformation. – J. metamorph. Geol., 1, 205–226, Canberra, Australia 1983.
- FERRY, J. M.: Reaction Mechanisms, Physical Conditions, and Mass Transfer During Hydrothermal Alteration of Mica and Feldspar in Granitic Rocks From South-Central Maine, USA. – Contrib. Mineral. Petrol., 68, 125–139, Tempe, Arizona/USA 1979.
- FYFE, W. S., PRINCE, N. J. & THOMPSON, A. B.: Fluids in the Earth's crust. – 383 S., Amsterdam-Oxford-New York (Elsevier Sci. Publ. Comp.) 1978.
- HAMMER, W.: Erläuterungen zur geologischen Spezialkarte der Republik Österreich 1:75.000, Blatt Ötztal. – Geol. B.-A., Wien 1929.
- HOINKES, G., PURTSCHELLER, F. & TESSADRI, R.: Polymetamorphose im Ostalpin westlich der Tauern (Ötztaler Masse, Schneeberger Zug, Brennermesozoikum). – Geol. Paläont. Mitt. Innsbr., 12/5, 95–113, Innsbruck.
- PURDY, J. W. & JÄGER, E.: K-Ar Ages on Rock-Forming Minerals from the Central Alps. – Mem. Inst. Geol. Univ. Padova, 30, 1–31, Padova 1976.
- PURTSCHELLER, F.: Petrographische Untersuchungen an Alumosilikaten des Ötztaler-Stubai-Alt-kristallins. – TPM, 13(3), 35–54, Wien 1969.
- Ötztaler und Stubai-Alpen. – Samml. geol. Führer, 53, 128 S., Stuttgart (Borntraeger) 1978.
- SPIESS, R.: Kristallineologisch-geochronologische Untersuchungen zur Entwicklungsgeschichte des Westrandes der Phyllitgneiszone i. w. S. im Montafon (Vorarlberg). – Diss. Formal. u. Naturwiss. Fak. Univ. Wien, 74 S., Wien 1985.
- STEGENA, L.: Leaching in rocks: some physical principles. – 81–92 [In:] AUGUSTITHIS, S. S. Leaching and diffusion in rocks and their weathering products. – Athen (Theophrastus Publ. S. A.) 1983.
- THÖNI, M.: Degree and Evolution of the Alpine Metamorphism in the Austroalpine Unit W of the Hohe Tauern in the light of K/Ar and Rb/Sr Age Determinations in Micas. – Jb. Geol. B.-A., 124/1, 111–174, Wien 1981.
- Der Einfluß der kretazischen Metamorphose im Westabschnitt der ostalpinen Einheit: Interpretation geochronologischer Daten. – Mitt. Ges. Geol. Bergbaustud. Österr., 28, 17–34, Wien 1982.
- WALTHER, J. V. & ORVILLE, P. M.: Volatile Production and Transport in Regional Metamorphism. – Contrib. Mineral. Petrol., 79, 252–257, Tempe/Arizona, USA 1982.

- WHITE, J. C. & WHITE, S. H.: On the structure of grain boundaries in tectonites. – *Tectonophysics*, 78, 613–628, Amsterdam 1981.
- WINKLER, H. G. F.: *Petrogenesis of Metamorphic Rocks*. – 348 S., New York (Springer) 1979.

Manuskript eingelangt am 26. März 1986
angenommen am 25. Juni 1986