

## ARGUMENTE FÜR EIN ALTPALÄOZOISCHES ALTER DES WINNEBACH-MIGMATITS

E. CHOWANETZ

### Zusammenfassung

An 10 Migmatit-Proben aus dem Winnebachsee-Gebiet/Ötztal wurden Rb/Sr-Gesamtgesteins- und Mineralalter bestimmt. Die Hellglimmer-Alter von  $461 \pm 4$  bis  $292 \pm 2$  Ma und der Nachweis einer deformativen Überprägung des Migmatitkörpers aufgrund der Glimmerregelung und der Granulierung der Plagioklase machen eine kaledonische Aufschmelzung wahrscheinlich, belegen aber zumindest eine prävariszische.

Stark verjüngte Biotit-Alter in räumlicher Nähe zu variszischen deuten auf eine sehr unterschiedliche alpidische Beeinflussung in diesem Gebiet hin. Der SE an den Migmatit grenzende Gaislehngranitgneis ergab ein variszisches Mineralisochronenalter (drei Hellglimmer-Magnetfraktionen und Gesamtgestein) von  $321 \pm 15$  Ma.

### Abstract

The Winnebach-migmatite lies within the Oetztal nappe (Upper Austroalpine) in the northern Oetztal (Tirol/Austria). Its genesis is attributed to an in-situ-melting of the country rocks (biotite-plagioclase-paragneisses in the majority). The exact timing of the anatexis is found to be very controversial).

Structural data and Rb/Sr age determinations on micas and whole rocks from 10 samples from the migmatite s.st. and the surrounding paragneisses strongly support a Caledonian or at least Prevariscan anatexis followed by a Variscan overprint:

- Structural investigations show that the whole migmatite can be interpreted as "mega"-raft within the surrounding paragneisses.
- After the migmatization the complex has been overprinted by a deformational event. This is clearly shown by a schistosity (parallel orientation of mica) in the marginal parts of the Winnebach-migmatite. All plagioclases in the migmatite show a strong granulation. Both schistosity and granulation are attributed to a postanatectic, i.d. Variscan overprint.
- Calculated reference lines from the white mica analysis correspond to ages varying between  $461 \pm 4$  Ma (undisturbed micas) and  $292 \pm 2$  Ma (partly rejuvenated micas).

Strongly rejuvenated biotite ages in the neighborhood of Variscan biotite ages suggest a varying intensity of the overprint during Alpine times in this area.

The "Gaislehn" granitic gneiss SE of the migmatite area shows a complete Variscan overprint resulting in a complete resetting of the Rb/Sr-system ( $321 \pm 15$  Ma isochrone on three white mica fractions and whole rocks).

## **1. EINLEITUNG**

Der Winnebach-Migmatit liegt im nördlichen Teil des Ötztal-Stubaikristallins, E Längenfeld/Ötztal. Seine Entstehung wird durch in situ-Aufschmelzung von Paragneisen vom Typ der heutigen Hüllgesteine (im wesentlichen Biotit-Plagioklas-Gneise, untergeordnet Biotitschiefer) erklärt (Hoinkes et al., 1972). Die in der Literatur getroffene zeitliche Einstufung der Anatexis (variszisch bzw. cadomisch) ist allerdings sehr unterschiedlich (Hoinkes et al., 1972; Söllner und Hansen 1987).

Im Zuge der vorliegenden Arbeit wurde versucht, zur Klärung der Altersfrage der Migmatitbildung beizutragen. Es erfolgte eine neue Kartierung 1:10 000, die sich weitestgehend mit der von Hammer (1929) deckt. An 10 Proben wurden Rb/Sr-Datierungen durchgeführt.

## **2. KARTIERUNG**

Zieht man ausschließlich die Geländebeobachtungen heran, so führt die unregelmäßige, etwas lappige Verbreitung des Migmatitkörpers zu dem Schluß, daß die Migmatisierung nach der letzten Hauptstrukturprägung stattgefunden haben muß (Hammer 1925; Hoinkes et al. 1972). Diskordant im strengen Sinne (Purtscheller 1971, p. 14) ist die Grenze des Migmatits zu den Nebengesteinen allerdings nicht. Die E-W-Längung des Migmatitkörpers erlaubt hingegen, ihn als in den Paragneisen schwimmendes "mega-raft" zu interpretieren.

Im Süden läßt sich im Randbereich eine breite Zone von Paragneis/Migmatit-Wechselagerung auskartieren. Der Übergang zum SE angrenzenden Gaislehngranitgneis vollzieht sich auf wenigen Metern und ist konkordant. Im Norden, im Bereich der Larstigspitze klingt die Anatexis in Form migmatischer Gneise ab (=Metablastengneise nach Schantl 1972). Noch weiter N, im Larstigtal, auf Höhe des Kreuzjöchls bzw. im Westen bis zum Hemerkogel tritt jedoch noch einmal Migmatit auf. Hier ist ein fließender Übergang in Bi-Plag-Gneise zu beobachten.

Die Randbereiche des Migmatitkörpers sind weitgehend von Aplitschwärmen durchzogen.

## **3. DÜNNSCHLIFFAUSWERTUNG**

Der Mineralbestand ist im gesamten Migmatit monoton. Neben Quarz und Plagioklas (mit hoher Albit-Komponente) treten in Einzelfällen Kalifeldspäte und Alumosilikate auf. Stark gebleichter Biotit (mit Ausscheidungen von Titanphasen) tritt eng verwachsen mit Hellglimmer auf, im Gegensatz zu den umgebenden Paragneisen, die deutlich weniger bis gar keinen Hellglimmer führen und deren Biotit dunkler braun ist.

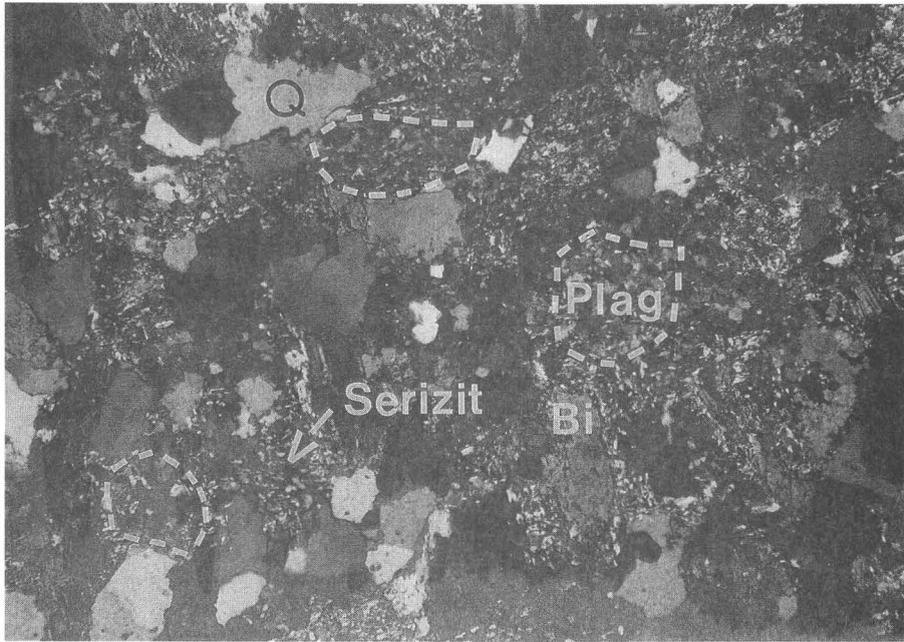


Fig.1: Feinkörniges Granulat ersetzt die ursprünglich grobkörnigen Plagioklase. Die Serizithaufen sind vermutlich Pseudomorphosen nach Alumosilikat. Homogenes Neosom, Winnebachkar.

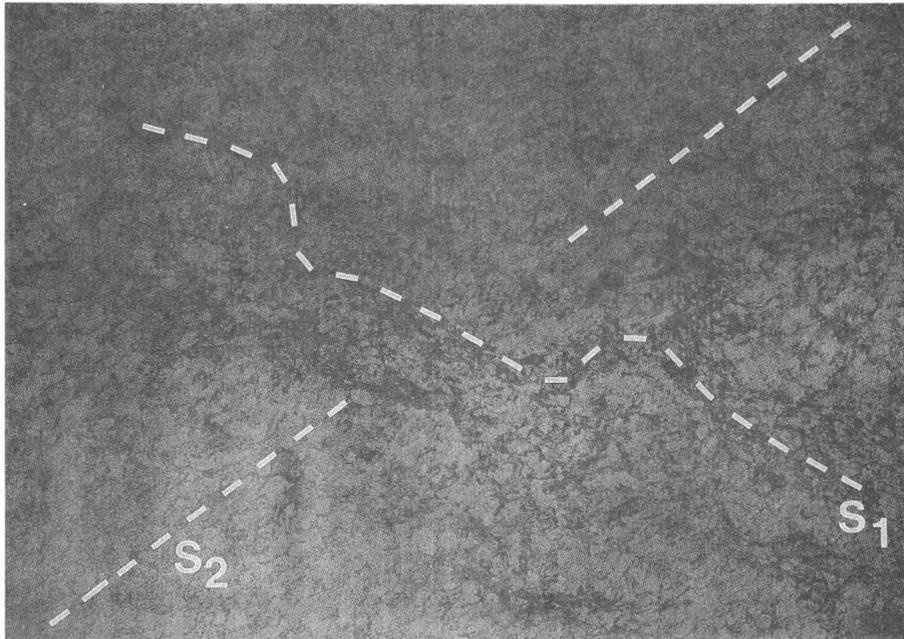


Fig.2: Homogenes Neosom (Larstigtal/Kreuzjöchl) - Eine Schieferung übergreift die schlierigen Migmatitstrukturen.

Texturell sind im Bereich der Anatexis vier Gesteinstypen zu unterscheiden (Hoinkes et al. 1972):

- das homogene Neosom, das dem ursprünglich aufgeschmolzenen Bereich entspricht,
- das inhomogene Neosom mit schlierigen Strukturen der auffiedernden Schollen,
- Bi-Plag-Gneis-Schollen und
- sehr untergeordnet Biotitschiefer.

### **3.1. Granullierung der Plagioklase**

Nach der Migmatisierung muß zumindest im homogenen Neosom eine granitische Textur in Form unregelter, gleichkörniger, hypidiomorpher Minerale vorgelegen haben.

Im Winnebach-Gebiet ist homogenes Neosom ohne Mineralregelung nur im zentralen Bereich stellenweise zu beobachten. Auch Grauert (1969, p. 35) beschreibt solche "geschonten" Bereiche aus Metatexiten der Silvretta.

Eine feinkörnige Granulierung (0.01 - 0.05mm) hat jedoch die Plagioklase im gesamten Migmatit erfaßt. Die im Norden auftretende, von Schantl (1972) aufgrund der Feldspat-Knoten als Metablastengneis bezeichnete Zone ist auch noch davon betroffen. Plagioklasrelikte sind extrem selten und zeigen zumindest beginnende Rekristallisation. Im (homogenen) Neosom sind die ehemals idiomorphen Kornformen teilweise noch zu erkennen (Abb.1). Gegen den Randbereich des Migmatits zu zeichnet das Granulat linsig ausgelängte Feldspäte nach.

Von einer kornverkleinernden Rekristallisation, wenn auch nicht von einer so intensiven Granulierung ebenfalls betroffen sind die Plagioklase der Paragneisschollen bzw. Teile des inhomogenen Neosoms, sowie die Plagioklase der Grenzbereiche zu den Nebengesteinen. Diese Biotit-Plagioklas-Gneise sind jedoch insgesamt so feinkörnig, daß nicht speziell von Plag-Granulierung die Rede sein kann. Die gröberkörnigen Plagioklase der Granitgneisgänge und der z.T. unverschieferten Diabase haben keine Granulierung erlitten.

K-Feldspat tritt sowohl im Migmatit als auch in den Paragneisen nur bereichsweise und untergeordnet auf. Er ist nicht granuliert.

### **3.2. Hellglimmer**

In den benachbarten Biotit-Plagioklas-Gneisen ist Muskovit sehr selten bzw. gar nicht vorhanden. Im Neosom des Migmatits hingegen tritt er ungefähr gleich häufig wie Biotit auf. In den Schollen ist Hellglimmer in geringer Menge zu beobachten, z.T. den Paragneislagenbau postkinematisch überwachsend. Dieser im

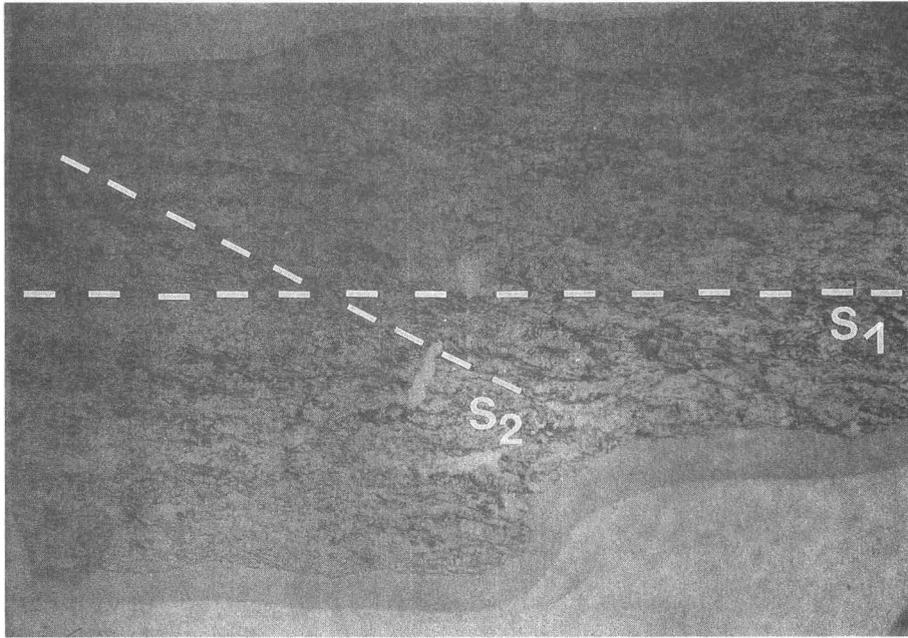


Fig.3: Rotierte Bi-Plag-Gneis-Scholle aus dem zentralen Migmatitbereich (N Gänsekragen) - Das ursprüngliche Paragneis-"s" (Bi-Q/Fsp-Bänderung) wird von jüngerem Hellglimmer und neu regeltem Biotit überprägt.



Fig.4: Das homogene Neosom weist eine makroskopisch erkennbare Schieferung auf, das alte "s" der Bi-Plag-Gneis-Scholle ist diskordant dazu (Weg von der Winnebachsee-Hütte zum Zwieselbachjoch, 2700m).

Winnebachgebiet offenbar primär vorhandene Hellglimmer wird die Schmelzbildung begünstigt haben ( $Mu+Plag+Q+H_2O = \text{Schmelze}+Sill$ ). Bei der folgenden Abkühlung scheint es aber wieder zu einer Rückreaktion von Sillimanit und der K-Komponente und damit zu erneuter Muskovit-Bildung gekommen zu sein, was mit der Tatsache in Einklang steht, daß Sillimanit im Bereich der Anatexis eher selten (Hoinkes, 1973, p.234), zumindest aber nicht häufiger als in den Paragneisen beobachtet werden kann.

Ebenso wie die Längung der Quarzinseln und der Plag-Granulat-Aggregate ist auch die Glimmerregelung von der geographischen Lage abhängig. Hellglimmer und Biotit sind im Randbereich des Migmatits sehr gut geregelt. Im zentralen Bereich ist z.T. eine bevorzugte Glimmerorientierung erkennbar, sie ist aber wesentlich undeutlicher bzw. es kann das Gefüge auch ungeregelt sein. Damit stellt sich die Frage, ob es sich um die teilweise erhaltene präanatektische, oder aber um eine jüngere, den Migmatit überprägende Schieferung handelt.

In den umgebenden Paragneisen ist lediglich eine einzige straffe E-W-Schieferung erkennbar. Auch im homogenen Neosom ist ein "s" vorhanden, das z.T. schlierige Strukturen überprägt (Abb. 2) und die gleiche E-W-Orientierung wie die Gneise aufweist, wie auch schon aus der Arbeit von H.J. Drong (1959) hervorgeht.

In den Paragneisschollen des zentralen Migmatits, d.h. in mehr oder weniger rotierten Schollen, tritt ein die Paragneisbänderung diskordant übergreifendes zweites "s" auf (Abb. 3). Dies wird durch die Geländebeobachtung ergänzt, daß in Bereichen mit makroskopisch erkennbarer Schieferung im Neosom das Gneis-"s" der Schollen z.T. gegenüber dem Neosom-"s" verstellt ist (Abb. 4). In manchen glimmerreichen Zonen tritt zusätzlich eine späte Knickfaltung auf, die unter kühlen Bedingungen entstanden ist.

### 3.3. Alumosilikate

$Al_2SiO_5$  tritt z.T. als Sillimanit auf, fibrolithisch in den nördlich angrenzenden Biotit-Plagioklas-Gneisen, als filzige, dunkle Flecken im Migmatit. Im südöstlichen und im nördlichen Grenzbereich, d.h. am Westabhang der Winnebachspitzen und im Larstigtal tritt in Biotit-Plagioklas-Gneisen syn- bis postdeformativ gewachsener Disthen auf, desgleichen, wenn auch sehr untergeordnet, im geschieferten, homogenen Neosom.

Die Alumosilikate sind fast immer von einem unterschiedlich starken Serizitsaum umgeben, der bis zu kompletten Serizitpseudomorphosen führt.

Die oft zu beobachtende Paragenese von  $Sill+Bi (+Ga)$ , vor allem die eng verwachsenen Sill-Bi-Nester legen den Schluß nahe, daß Sillimanit prograd durch den Zusammenbruch des Biotits gebildet wurde. Das erfordert Temperaturen der mittleren Amphibolitfazies. Hoinkes et al. (1972) geben für die Anatexis eine Tem-

peratur von 660-685 °C bei einem Druck von 4 kb an. Die Plag-Granulierung (bei der Abkühlung oder während einer eigenständigen Metamorphose entstanden), deutet darauf hin, daß die Temperaturen im Migmatitgebiet nach der Anatexis nicht neuerlich über die niedriggradige Amphibolitfazies angestiegen sind, da sonst eine gröberkörnige Rekristallisation der Plagioklase zu erwarten wäre. Die Bildung einer jüngeren Sillimanitgeneration ist demnach auch nicht wahrscheinlich.

### **3.4. Retrograde (alpidische) Überprägung**

Im Unterschied zu den umhüllenden Paragneisen zeigt der Migmatit eine meist intensive, retrograde Überprägung. Möller (1986, zitiert in Bidner 1989, p.99) weist auf das stark negative Reaktionsvolumen bei der Saussuritisierung von Plagioklas hin, wodurch nach der idealisierten Reaktion  $6 \text{ Plag} + \text{K}^+ + 3\text{H}_2\text{O} = 3 \text{Zoi} + \text{Serizit} + \text{H}^+$  die Wegsamkeit für die fluide Phase stark erhöht und damit eine weitere Zersetzung erleichtert wird.

In der Tat ist im Winnebachgebiet eine z.T. starke Serizitisierung der Plagioklase und Hellglimmer zu beobachten. Der Kalifeldspat ist im allgemeinen besser erhalten. Büschelförmiger Zoisit ist häufig. Hauptsächlich in den Diabasgängen und den Hornblendegneisen tritt neben dem büschelförmigen auch grobkörniger Zoisit auf. Bidner (1989) erwähnt die Möglichkeit einer zweiphasigen Zoisit-Bildung. Am weitesten fortgeschritten ist die Serizitisierung aber bei den Alumosilikaten, auch in Bereichen, wo die Serizitisierung der Plag-Granulate nur mäßig ist.

Der Biotit ist stark gebleicht und entmischt, mit Ausscheidungen von Titanit, Ilmenit und Rutil, wobei Titanit bei weitem überwiegt. Die Chloritisierung ist sehr unterschiedlich, sie kann auch vollständig fehlen.

Obwohl die Intensität der retrograden Überprägung im Migmatit sehr unterschiedlich ist, konnte eine Höhenabhängigkeit, d.h. geringere Serizitisierung bei größerem Abstand vom ehemals auflagernden Mesozoikum und damit geringerem Fluideinfluß, nicht festgestellt werden (siehe Milota 1985).

## **4. ALTERSDATEN**

### **4.1. Probenbeschreibung**

Es wurden 10 Proben zwischen 3 und 11 kg mit makroskopisch erkennbarem Hellglimmer entnommen. 7 davon stammen aus dem zentralen Migmatitbereich (Winnebachkar, Leschhorn, kleines Kar, Bachfalle, Weg Hütte-Gries), 2 vom Westende (Forstweg Längenfeld-Niederthai, Larstigtal) und eine vom SE angrenzenden

"Gaislehnganit" (Vordere Sulztalalm). Die Beprobung umfasste folgende Einheiten:

- 1) Migmatit
  - homogenes Neosom: W8792a, W8831 (deutlich geschiefert), W8837, W8843;
  - inhomogenes Neosom: W8760 (Trennung in Leuko- und Melanosom), W8833, W8834, W8835;
  - Biotit-Plagioklas-Gneis aus dem Grenzbereich: W8830;
- 2) Gaislehnganitgneis: W8827.

Die Analysendaten sind in Tabelle 1 zusammengefaßt.

Die Hellglimmer-Korngrößen schwanken in allen Proben (Ausnahme Gaislehnganit: 0.05-1.25mm) zwischen 0.05-0.50mm, es gibt aber keine mikroskopischen Hinweise darauf, daß es sich, abgesehen vom retrograd entstandenen Serizit, dabei um mehrere Generationen handelt. Legt man ein einfaches Diffusionsmodell (Volumendiffusion) zu Grunde, so sind für wechselnde Korngrößen unterschiedliche Alter zu erwarten. Bei der Aufbereitung wurde darauf geachtet, die feinste (mm), vermutlich alpidische Hellglimmergeneration auszuscheiden, um deren Einfluß auf voralpidische Alter im vorhinein auszuschalten.

Die Proben enthalten mit zwei Ausnahmen (W8792a, W8831) keinen Chlorit, die Biotite sind im allgemeinen mit den Hellglimmern eng verwachsen. Die Glimmer sind durchwegs undulös, z.T. auch stark verbogen.

#### 4.2. Methodik

Neben den Gesamtgesteinen wurden auch Hellglimmer (z.T. mehrere Magnetfraktionen), Biotit und Feldspat analysiert. Die Konzentrationen von Rb und Sr wurden durch die Isotopenverdünnungsanalyse unter Verwendung eines hochkonzentrierten  $^{84}\text{Sr}$ - $^{87}\text{Rb}$ -Mischspikes bestimmt. Gemessen wurde an einem VG Micromass M30. Als  $^{87}\text{Rb}$ -Zerfallskonstante wurde  $\lambda = 1.42 \cdot 10^{-11} \text{ a}^{-1}$  verwendet. Zur Berechnung der Isotopenzusammensetzung wurden ebenfalls die Konstanten von Steiger und Jäger (1977) herangezogen. Der Fehler im  $^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr}$ -Verhältnis wird mit 1% angegeben.

Der durchschnittliche  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ -Wert des PC3- $\text{SrCO}_3$ -Standards während der Meßperiode lag bei  $0.708808 \pm 8$  (1s). Die Isochronen-Berechnung erfolgte nach York (1969).

#### 4.3. Ergebnisse

##### 4.3.1. Biotit

Schmidt et al. (1967) fordern für die alpidische Metamorphose in der nördlichen Ötztalmasse Temperaturen  $< 300^\circ\text{C}$ , weil die Rb/Sr-Datierung an einem Biotit N

	$^{87}\text{Rb}$ (ppm)	$\text{Sr}_{\text{tot}}$ (ppm)	$\text{K/Sr}_{\text{rad}}$	$^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr}$	$^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr} + 2\sigma$	Min-WR (Ma)
<b>WB760-WAP1432, Bachfallenferner-Zunge, 2680m</b>						
WR	63.9	443.4	1.61	1.48	0.72174 +/- 9	
Bi (0.15-0.42mm)	147.6	6.25	53.9	262.3	1.54195 +/-24	221 +/-2
Fsp (0.15-0.42mm)	0.287	942.2	0.65	0.003	0.71477 +/- 9	
<b>WB792a-WAP1431, kleines Kar, 2780m</b>						
WR	36.43	120.6	2.61	3.11	0.72916 +/- 5	
Bi (0.15-0.42mm)	104.8	31.5	8.15	34.3	0.77314 +/- 9	99.2 +/-1
Fsp (0.15-0.42mm)	17.9	255.2	2.05	0.719	0.72496 +/-15	
HG (0.10-0.42mm)	63.6	26.3	16.6	25.2	0.85124 +/- 9	388 +/-4
<b>WB827-WAP1483, vordere Sulztalalm</b>						
WR	31.3	160.4	1.41	2.0	0.72031 +/- 5	
Bi (0.15-0.45mm)	139.9	1.65	65.4	982.7	2.05111 +/-20	95.5 +/-1
HG/1 (0.15-0.45mm)	67.2	16.7	20.7	42.1	0.89587 +/-14	306 +/-3
HG/2 (0.15-0.45mm)	70.9	14.2	25.3	52.4	0.95972 +/-43	321 +/-3
HG/3 (0.15-0.45mm)	70.6	14.8	24.4	50.0	0.93918 +/-13	320 +/-3
<b>WB830-WAP1484, Forstweg Längenfeld-Niederthai</b>						
WR	29.2	201.7	1.01	1.48	0.71740 +/- 6	
Bi (0.15-0.45mm)	127.0	2.50	68.7	602.0	2.27091 +/-36	182 +/-2
Fsp (0.10-0.45mm)	6.15	190.6	0.57	0.331	0.71424 +/- 7	
<b>WB831-WAP1485, Larstigta S'Kreuzjochl</b>						
WR	25.4	229.0	0.85	1.14	0.71623 +/- 8	
Bi (0.15-0.45mm)	87.9	9.78	25.0	94.4	0.94711 +/-12	174 +/-2
HG (0.15-0.45mm)	44.3	53.3	6.19	8.55	0.75698 +/- 6	386 +/-4
<b>WB833-WAP1486, Winnebachkar, 2490m</b>						
WR	44.7	178.9	2.34	2.57	0.72718 +/-11	
Fsp (0.10-0.45mm)	0.757	32.2	1.30	0.241	0.71948 +/-11	
HG (0.15-0.45mm)	46.1	116.7	100.0	4.06	0.73468 +/-11	352 +/-5
<b>WB834-WAP1487, Winnebachkar, 2480m</b>						
WR	28.0	164.2	1.79	1.76	0.72311 +/-11	
Fsp (0.15-0.45mm)	0.443	6.36	1.30	0.717	0.71949 +/- 8	
HG (0.10-0.45mm)	70.1	74.38	6.10	9.72	0.75627 +/-20	293 +/-2
<b>WB835-WAP1488, Winnebachkar, 2440m</b>						
WR	36.0	189.7	2.01	1.95	0.72474 +/- 8	
Bi (0.15-0.45mm)	135.0	6.09	50.9	244.5	1.44524 +/-28	209 +/-2
Fsp (0.15-0.45mm)	0.462	49.4	1.09	0.096	0.71796 +/- 8	
HG (0.15-0.45mm)	57.5	86.3	4.97	6.87	0.74727 +/- 8	322 +/-3
<b>WB837-WAP1489, Weg Gries-Hütte, 2240m</b>						
WR	37.9	264.7	1.56	1.47	0.72139 +/-10	
Bi (0.15-0.45mm)	156.0	10.7	49.2	160.0	1.39856 +/-14	300 +/-3
Fsp (0.10-0.45mm)	2.21	40.7	1.07	0.558	0.71786 +/-10	
HG/1 (0.15-0.45mm)	66.0	50.0	10.7	13.8	0.79530 +/-22	421 +/-3
HG/2 (0.15-0.45mm)	62.9	47.2	11.5	13.8	0.80236 +/-13	461 +/-4
<b>WB843-WAP1490, Leschhorn</b>						
WR	45.0	227.1	2.05	2.04	0.72504 +/- 6	
Bi (0.15-0.45mm)	139.0	8.60	53.1	179.0	1.51537 +/-30	314 +/-3
HG (0.15-0.45mm)	68.1	41.4	13.2	17.1	0.81817 +/- 6	434 +/-5

WR = Gesamtgestein; HG = Helliglimmer.

Tab.1: Rb/Sr-Analysenzdaten von Gesamtgesteinen und Mineralen aus dem Winnebachgebiet.

Umhausen ein variszisches Alter ergeben hat ( $273 \pm 1$ Ma). Ein Biotit S Umhausen, von den selben Autoren datiert, liefert aber bereits ein stark verjüngtes Alter von  $163 \pm 7$ Ma. Milota (1985) hat an zwei Biotiten aus dem Stubaital alpidische Werte um 75 Ma gemessen.

Die Biotite im Winnebach-Migmatit haben von  $99 \pm 1$  bis  $300 \pm 3$ Ma streuende Alter ergeben, ein Biotit aus dem Bereich des Leschhorns sogar noch  $314 \pm 3$ Ma. Der Biotit vom Gaislehngnitgneis hingegen hat mit  $95 \pm 1$ Ma bereits ein mittelkretazisches Alter (Wende Alb/Cenoman).

#### 4.3.2. Hellglimmer

Aus der Probe vom Gaislehngnit (W8827) konnten drei Hellglimmer-Magnetfraktionen separiert werden, deren Messungen die in Abb.5 dargestellte Isochrone ergaben. Die stärkst magnetische Fraktion hat das jüngste Einzelalter (Tab.1). Kleine Bi-Verwachsungen können nicht vollständig ausgeschlossen werden, allerdings kann es sich bei dieser Fraktion auch um eine während der Abkühlung gebildete, Phengit-reichere Glimmergeneration handeln. Die anderen beiden Magnetfraktionen haben ein innerhalb des Fehlers identes Alter von  $320 \pm 3$ Ma ergeben.

Die aus dem Migmatitbereich stammenden Hellglimmer geben keine einheitlichen Werte, sie zeigen stark streuende Alter wie die Biotite, wenn auch deutlich höhere. Das älteste mit dem Gesamtgestein korrigierte Datum fällt mit  $461 \pm 4$ Ma in das "kaledonische" Ereignis, das jüngste liegt bei  $292 \pm 2$ Ma (Abb.6). Eine Abhängigkeit der Hellglimmer-Alter von der regionalen Verteilung konnte nicht festgestellt werden, eine Abhängigkeit vom Grad der Überprägung hingegen schon.

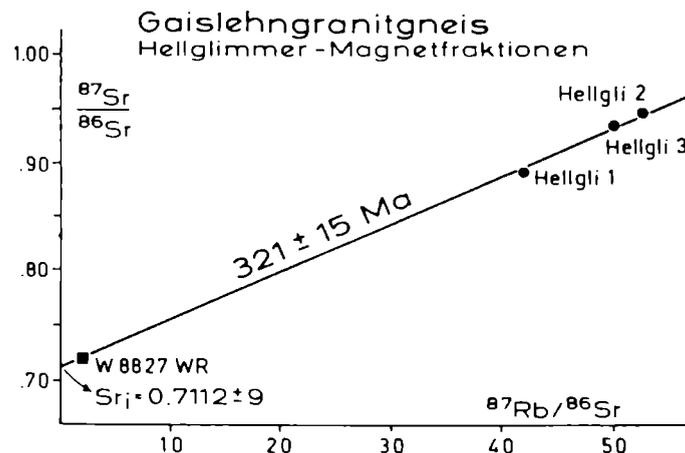


Fig.5: Rb/Sr-Isochronendiagramm von drei Magnetfraktionen an Hellglimmern des Gaislehngnitgneises. Das Abweichen der am stärksten magnetischen Fraktion kann auf Bi-Verwachsungen oder auf Kristallisation phengitreicherer Hellglimmer bei absinkender Temperatur zurückzuführen sein. Das Alter von 320 Ma liegt im Bereich typisch variszischer Glimmeralter.

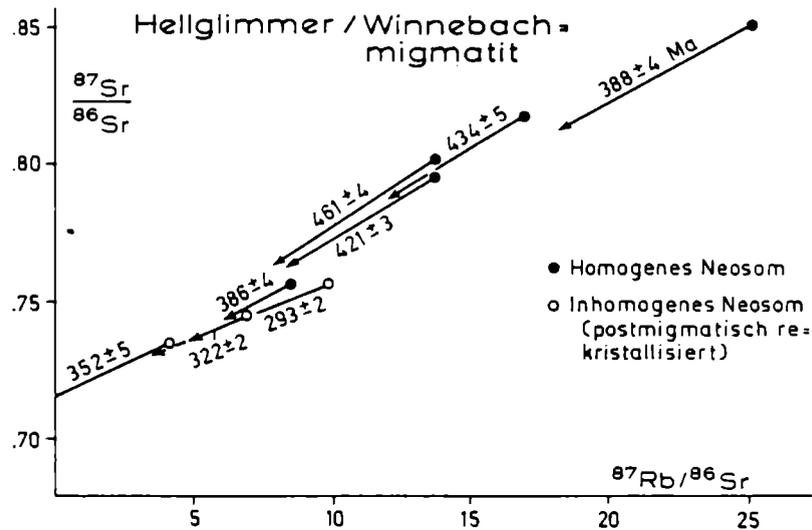


Fig.6: Hellglimmer aus dem Winnebachgebiet in einem Rb/Sr-Isochronendiagramm. Die Alter sind mit dem jeweiligen Gesamtgestein korrigiert. Die Tendenz zu niedrigeren Werten bei den Hellglimmern korreliert mit den Biotit-Daten, d.h. jene Proben mit den jüngsten Biotit-Altern weisen auch die jüngsten Hellglimmer-Alter auf und umgekehrt.

## 5. DISKUSSION

Die Dünnschliffuntersuchung erbrachte zwei Kriterien, die auf eine postanatektische Deformation des Migmatits hindeuten: Die Regelung der als syn- bis postmigmatisch interpretierten Hellglimmer, in die auch "alte" Biotite einbezogen werden und die feinkörnige Granulierung der Plagioklase. Da ein ursächlicher Zusammenhang zwischen Granulierung und Migmatisierung (Söllner und Hansen 1987, p. 534) unbegründet erscheint, muß diese Granulierung auf eine spätere, tektonische Beanspruchung zurückzuführen sein. Da im alpidischen Zyklus das nördliche Ötztal-Stubaikristallin en bloc transportiert worden ist und keine nennenswerte innere Deformation erlitten hat, ist es wohl auch auszuschließen, diese Granulierung mit dem alpidischen Geschehen in Verbindung zu bringen.

Diese Deformation hat sich, auf den starren, als "raft" reagierenden Migmatit treffend, dort am deutlichsten manifestiert, wo die ursprüngliche Anatexis im Abklingen war, d.h. wo der Schollenanteil weit höher, die Verstellung der Schollen hingegen weit geringer war als im Zentrum der Anatexis, wo also der neuerlichen Beanspruchung der geringste Widerstand entgegengesetzt wurde. Das erfordert allerdings die Annahme eines prä- und postmigmatisch ähnlich orientierten Stressfeldes.

Das Erscheinungsbild der Alumosilikate (prograd aus Biotit entstandener Sillimanit und postdeformativ gewachsener Disthen) unterstützt das Modell einer älteren HT-Metamorphose mit Sill-Bildung und lokaler Anatexis, gefolgt von einem jünge-

ren, niedriger temperierten Ereignis, das zur Plag-Granulierung und zum syn- bis postdeformativen Wachstum von Ky geführt hat. Die von Mogessie and Purtscheller (1986) aufgrund von Amphibolanalysen für die variszische Metamorphose geforderten relativ hochtemperierten Bedingungen stehen nicht unbedingt in Widerspruch zu der Vorstellung einer kühleren, jüngeren Metamorphose, da ja für die Hornblende-Bildung Temperaturen der niedrig temperierten Amphibolitfazies bereits ausreichend sind.

Im Gegensatz dazu stehen allerdings die Vorstellungen von Purtscheller and Sassi (1975), die auch für die jüngere "variszische" Metamorphose HT-Bedingungen postulieren, um die von ihnen dem variszischen Ereignis zugeordnete Anatexis des Winnebachgebietes erklären zu können. Ebenfalls variszisch soll nach Meinung dieser Autoren die Paragenese  $\text{And}+\text{Ky}+\text{Cord}$  in den Metapeliten des mittleren Ötztales sein, für deren Bildung aber Temperaturen der unteren Amphibolitfazies ausreichen würden.

Was die Altersdaten betrifft, sind die Ergebnisse an den Biotiten großräumig betrachtet in Einklang mit einer gegen SE ansteigenden alpidischen Metamorphose, deuten aber im kleineren Maßstab auf eine ungleichmäßige Verteilung dieser Beeinflussung hin. Neben einer gewissen Variation der alpidischen Temperatur-Verteilung können auch Unterschiede im Deformationsgrad und in der Fluidaktivität für dieses unregelmäßige Altersmuster verantwortlich sein.

Nachdem die Verjüngung der Biotite, bezogen auf das altalpidische Geschehen z.T. nahezu vollständig ist, stellt sich die Frage nach dem Verbleib des ausgewanderten Sr. Die Möglichkeit eines Sr-Einbaues in die alten Hellglimmer bietet sich an, wodurch diese Alter erhöht würden. Diesem Argument widerspricht jedoch die Tatsache, daß in Proben mit stark verjüngtem Biotit die Hellglimmer die jüngsten, in Proben mit "altem" Biotit auch die Hellglimmer hohe Alter aufweisen. Es bleibt als Alternative ein Sr-Einbau im Albit und/oder im alpidisch gebildeten Serizit. Diese Erklärung wird von der Beobachtung gestützt, daß die Feldspäte deutlich über den entsprechenden WR-Bi-Isochronen liegen, also einen "Überschuß" an  $^{87}\text{Sr}$  aufweisen. Der höhere  $^{87}\text{Sr}$ -Gehalt in den Feldspäten läßt sich anhand der Dünnstufte mit dem Serizitisierungsgrad der Feldspäte korrelieren.

Die Auswirkungen des unterschiedlichen Deformations- und Serizitisierungsgrades werden vor allem bei der Analyse der Hellglimmer deutlich. Die ältesten Alter von  $461 \pm 4$  bis  $388 \pm 4\text{Ma}$  ergeben Hellglimmer aus dem zentralen, ungeschiefereten, homogenen Neosom, wobei der Wert 388 einer stark retrograd geprägten Probe entspricht.

Ein geschiefert Neosom weist mit  $386 \pm 4\text{Ma}$  ein bereits verjüngtes Alter auf. Im inhomogenen Neosom scheint die anatektisch nicht vollständig ausgelöschte Schieferung bei der neuerlichen Überprägung die Deformation und damit Rekristallisation und Isotopenmobilisierung erleichtert zu haben, was sich in den Altern von  $352 \pm 5$  bis  $293 \pm 2\text{Ma}$  niederschlägt. In diese Altersgruppe fällt auch der intensiv geschieferte Gaislehnganitgneis mit Hellglimmeraltern von 306 - 321Ma.

Da die Beprobung in erster Linie in Hinblick auf Hellglimmer- nicht aber auf Gesamtgesteinsdatierung ausgelegt war und einigermaßen flächendeckend sein sollte, ergab sich daraus eine Probennahme an räumlich z.T. weit entfernten Punkten. Dadurch stellt sich aber das Problem der Sr-Isotopen-Homogenisierung. Da die Anatexis eine primär inhomogene Gesteinsserie erfaßt hat, für die stark unterschiedliche Isotopen-Verhältnisse durchaus zu erwarten sind, stellt sich die Frage, ob bei einer Teilaufschmelzung, wie sie im Winnebachgebiet zu beobachten ist, überhaupt eine vollständige Sr-Isotopen-Homogenisierung im Großbereich (m-km) erreicht werden kann. Die bisher analysierten Gesamtgesteine sprechen jedenfalls dagegen (Abb.7). Die folgende variszische und die alpidische Metamorphose können diese primär unvollständig homogenisierten Bereiche im kleinen Maßstab zusätzlich wieder gestört haben.

Söllner und Hansen (1987) erhalten mit der U/Pb-Methode an Zirkonen aus einem Neosom einen Alterswert um 450 Ma, halten jedoch die dazugehörige Diskordia für nicht aussagekräftig. Ein Zirkon-Alter von  $455 \pm 4$  Ma von einem im Migmatit steckenden monzonitischen Gang interpretieren diese Autoren als postmigmatisches Intrusionsalter. Es sei aber darauf hingewiesen, daß dieser "Gang" nicht den Migmatit durchschlägt, sondern daß im Gegenteil dieser Bereich (Lok. Leschhorn) in die migmatischen Strukturen miteinbezogen ist. Außerdem haben Söllner und Hansen (1987) an den Zirkonanwachssäumen derselben Probe ein im Fehler identes Alter gemessen. Damit könnte dieses Datum in Zusammenhang mit der Migmatisierung gebracht werden.

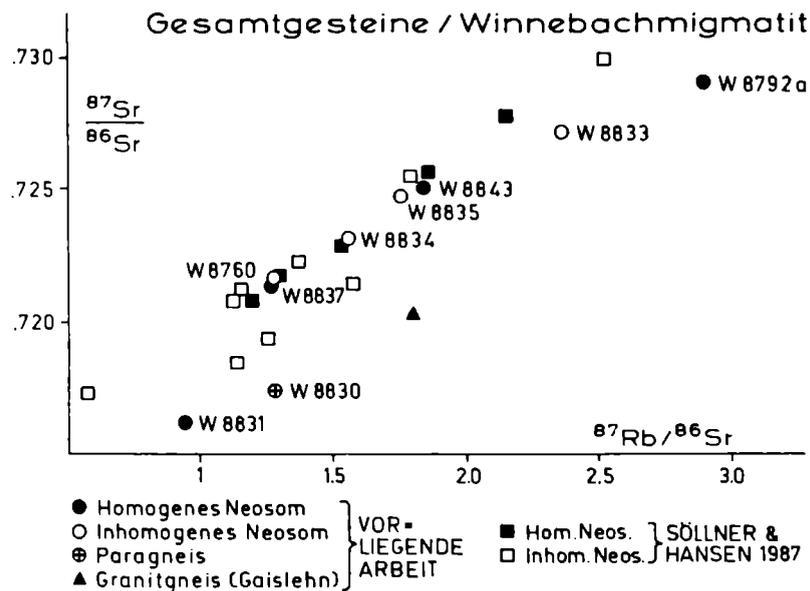


Fig.7: Rb/Sr-Diagramm der Gesamtgesteine - Daten von Söllner et al. (1987) und eigene. Eine Isochrone ist nicht definierbar.

## 6. ÜBERSICHT ÜBER DIE METAMORPHE UND MAGMATISCHE ENTWICKLUNG

Nach der Ablagerung von Sandsteinen, eventuell Arkosen, führte mindestens ein metamorphes Ereignis zur Bildung der feinkörnigen, i.allg. Hellglimmer-armen Biotit-Plagioklas-Gneise der Öztaler Masse. Es folgte ein Aufdringen von Orthogesteinen vom Typ des Leschhorn-Monzonits.

Dieses magmatische Geschehen kann auch bereits kontinuierlich in jenes Metamorphosestadium überleiten, das unter HT-Bedingungen zu Sill-Bildung und stellenweise zur Anatexis geführt hat. Nach Hoinkes et al. (1972) wurden die Schmelzbedingungen im Winnebachgebiet mit 660 - 685 °C bei 4 kb gerade erreicht. Das Vorkommen von kaledonischen bzw. hohen kaledonisch-variszischen Hellglimmer-Mischaltern aus den tektonisch schwächst überprägten Bereichen des zentralen Migmatits ermöglicht hierfür eine Interpretation als "kaledonisches" Ereignis.

Im Anschluß daran, auf jeden Fall noch prävariszisch, erfolgte das Aufdringen der zahlreichen, den Migmatit durchschlagenden hellen Granite.

Im Zuge der variszischen Metamorphose kam es unter vergleichsweise kühleren Bedingungen (Granulierung der Plagioklase im Migmatit, syn- bis postkinematische Disthen-Sprossung) zu einer penetrativen E-W-Verschieferung der Paragneise, Orthogesteine und zum Teil auch des Migmatitkörpers.

Das jüngste (alpidische) Ereignis führte im Winnebachgebiet zu einer starken retrograden Umwandlung mit z.T. beträchtlicher Störung des Rb/Sr-Isotopensystems und zu lokaler Zerschering.

## 7. LITERATUR

- Bidner, T., 1989: Zur Petrographie des Granitgneises vom Gaislehnkogel (oberes Sulztal) - Dipl.A. Innsbruck.
- Grauet, B., 1969: Die Entwicklungsgeschichte des Silvretta Kristallins auf Grund radiometrischer Altersbestimmungen - Diss. Bern.
- Hammer, W., 1925: Cordieritführende metamorphe Granite aus den Öztaler Alpen - TPM 38, 67-87, Springer.
- Hammer, W., 1929: Geologische Spezialkarte der Republik Österreich, Blatt Öztal, 1:75.000.
- Hoinkes, G., 1973: Die Anatexis des Winnebachgranites (Öztaler Alpen, Österreich) am Beispiel eines Aufschlusses - TPM 20, 225-239, Springer.
- Hoinkes, G., F. Purtscheller und J. Schantl, 1972: Zur Petrographie und Genese des Winnebachgranites (Öztaler Alpen, Tirol). TPM 18, 292-311, Springer.

- Milota, Ch., 1985: Geologische Untersuchungen im Zuge einer Kraftwerksplanung sowie eine allgemeine Charakteristik der alpidischen Beeinflussung des Stubaikristallins im Bereich Kalkkögel-Lisenstal-Mutterbergalm-(Stubaital)-Gschnitztal. Diss. Wien.
- Mogessie, A. and F. Purtscheller, 1986: Polymetamorphism of the Oetztal-Stubai Basement Complex Based on Amphibolite Petrology. *Jb. Geol.B.-A.* **129**, Heft 1, 69-91, Wien.
- Möller, P., 1986: Anorganische Geochemie, eine Einführung -Springer.
- Purtscheller, F., 1971: Sammlung geologischer Führer 53, Öztaler und Stubai Alpen. Borntraeger, Berlin-Stuttgart.
- Purtscheller, F. and F.P.Sassi, 1975: Some Thoughts on the Pre-Alpine Metamorphic History of the Austridic Basement of the Eastern Alps - *TMPM* **22**, 175-199, Springer.
- Schantl, J., 1972: Feldpetrographische Untersuchungen des Winnebachmigmatits und der angrenzenden Gesteine - Diss. Innsbruck.
- Schmidt, K., E.Jäger, M.Grünenfelder und N.Grögler, 1967: Rb-Sr und U-Pb-Altersbestimmungen an Proben des Öztalkristallins und des Schneeberger Zuges. *Eclogae Geol. Helv.* **60/2**, 529-536.
- Söllner, F. und B.T.Hansen, 1987: "Pan-afrikanisches" und "kaledonisches" Ereignis im Öztal-Kristallin der Ostalpen: Rb-Sr- und U-Pb-Altersbestimmungen an Migmatiten und Metamorphiten. *Jb. Geol.B.-A.* **130**, Heft 4, 529-569, Wien.
- Steiger, R.H. and E.Jäger, E., 1977: Subcommittee on Geochronology: Convention on the use of Decay Constants in Geo- and Cosmochronology. *Earth Plan. Sci. Lett.* **36**, 359-362, Amsterdam.
- York, D., 1969: Least squares fitting of a straight line with correlated errors. *Earth Plan. Sci. Lett.* **5**, 320-324, Amsterdam.

Anschrift der Autorin:

Eva Chowanetz  
 Institut für Geologie der Universität Wien  
 Universitätsstraße 7  
 A-1010 Wien

Manuskript eingereicht am 7.2.1990, in Endform am 12.6.1990