

## Wolchonskoit aus dem Moldanubikum NE-Bayerns: eine Revision

von

Karl Thomas Fehr<sup>1</sup> & Ulrich Hauner<sup>2</sup>, München

### Zusammenfassung

Von 4 Vorkommen aus dem Moldanubikum NE Bayerns werden Schichtsilikate röntgenographisch und mit der Mikrosonde untersucht. Im Gegensatz zu früheren Untersuchungen handelt es sich hierbei um Cr-haltige Illite und nicht um Wolchonskoite. Die Cr-Illite weisen die höchsten Cr-Gehalte (bis 8,69 %  $\text{Cr}_2\text{O}_3$ ) auf, die bisher bei Mineralen der Illit-Gruppe bestimmt wurden. Ihre Entstehung als mögliche deszendente Bildung wird diskutiert.

### Abstract

Sheet silicates from 4 occurrences of the Moldanubikum of NE Bavaria are investigated by means of x-ray diffraction and microprobe analyses. In contradiction to prior investigations they are determined as Cr-illites and not as wolchonskoites. The Cr-illites exhibit the highest Cr-contents (up to 8,69 %  $\text{Cr}_2\text{O}_3$ ) ever measured for this mineral-group. Its possible occurrence as descendent phases will be discussed.

---

<sup>1</sup> Dr. Karl Thomas Fehr, Mineralogisch-petrographisches Institut der Universität, Theresienstraße 41, 8000 München 2

<sup>2</sup> Dr. Ulrich Hauner, Floriansmühlstraße 13, 8000 München

## 1 Einleitung

Durch Funde von Franz Kerschensteiner (1931 - 1988; langjähriger Leiter der VFMG-Bezirksgruppe Regensburg) wurde Anfang der 60er Jahre in Regensburger Sammlerkreisen ein gangförmiges Vorkommen von kräftig grün gefärbtem Chalcedon bei Steinrinnen/Kürn im Vorderen Bayerischen Wald bekannt. Ihm ist es auch zu verdanken, daß sich Andritzky (1963) dieser Funde annahm und das grüne Farbträgermineral der Quarzmasse bestimmte. Mit den damals zur Verfügung stehenden röntgenographischen Methoden ergaben sich Hinweise auf das Mineral Wolchonskoit: ein dunkelgrünes, chromhaltiges Phyllosilikat, welches kristallchemisch zur Smektit-Gruppe gehört. Er steht hier bei den dioktedrischen Gliedern wie Montmorillonit, Nontronit oder Beidellit und hat die Formel  $(Ca_{0,5}Na)_{0,66}(Cr, Al, Fe)_4(Si, Al)_8O_{20}(OH)_4 \cdot n H_2O$ . Bisher wurde Wolchonskoit nur in erdiger Form als sekundäre Bildung basischer bis ultrabasischer Gesteine gefunden (Chromit-Gruben des Ural, als Kluffüllung zwischen den Basaltsäulen des Gr. Teichelberges bei Großschlattengrün, etc.)

Auf ein zweites Vorkommen von grünlichem Chalcedon, der dem Kürner "Wolchonskoit" entspricht, machte G. Endlicher (1982) aufmerksam. Es handelt sich um die quarzreichen Fluorit-Baryt-Imprägnationen der permotriassischen Arkosen von Pingarten/Erzhäuser.

Soweit die publizierten Vorkommen. 1969 machte Dipl. Ing. Hans Pröpstl, Regensburg, einen der Autoren (U. H.) freundlicherweise auf einen im Steinbruch von Schwärzenberg inmitten der Gangmasse des Hauptpfahls anstehenden grünlichen Quarz aufmerksam. Aufgrund der freundlichen Anregung und Unterstützung durch Prof. Dr. Ekkehard Preuss konnten am Staatlichen Forschungsinstitut für angewandte Mineralogie in Regensburg bereits damals spektralanalytische Untersuchungen am Schwärzenberger Material durchgeführt werden, die eine weitgehende Übereinstimmung in der Zusammensetzung mit dem Kürner "Wolchonskoit" zum Ergebnis hatten. Eine zuverlässige röntgenographische Bestimmung scheiterte an der unzureichenden Extraktion des  $< 2 \mu m$  großen Farbträgerminerals aus der Quarzmasse. Bereits damals ergaben sich Zweifel an der Identifizierung des Kürner Materials als Wolchonskoit, die durch eine von H. Ackermann/Regensburg 1971 gemachte Mikrosondenuntersuchung erhärtet wurden. Er verwies darauf, daß das Kürner Material im Gegensatz zum russischen Wolchonskoit K-führend sei. (Es wurden  $K_2O$ -Gehalte zwischen 2,5 - 3 % ermittelt).

Die Kenntnis von einer vierten Mineralfundstelle verdanken die beiden Autoren Dipl.

Ing. Adrian Lang/Schwarzenfeld, der sie 1989 bei Erschließungsarbeiten im Neubaugebiet Kamillenhof der Gde. Bernhardswald in einem Quarzgang mit brekziöser Gangfüllung entdeckte.

Anlaß, das Thema nach 20 Jahren mit verbesserten mikrochemischen, röntgenfluoreszenzanalytischen und röntgenographischen Untersuchungsmethoden wieder aufzugreifen, war das Zustandekommen der Festschrift für Ekkehard Preuss. Dem verehrten Jubilar sei dieser Aufsatz gewidmet.

## **2 Physikalisch-chemische Untersuchungen**

### **2.1 Röntgenographische Untersuchungen**

Die Proben bestehen aus massivem Quarz oder Chalcedon, in den verstreut Schichtsilikate eingewachsen sind. Diese Proben wurden nach verschiedenen Korngrößenfraktionen aufbereitet. Die Fraktion  $< 60 \mu\text{m}$  wurde röntgenographisch mit einem Diffraktometer mit Rechnersteuerung und -auswertung untersucht. (Programm ADM, Wassermann, unveröffentlicht). Jede Probe wurde zusätzlich bei  $60^\circ\text{C}$  mit Äthylenglykol gesättigt, um die quellfähigen Tonminerale identifizieren zu können. Die Untersuchungen wurden erschwert, da in der Fraktion  $< 60 \mu\text{m}$  die Anteile der Tonminerale unter 5 % lagen, der Rest war Quarz. Zu Vergleichszwecken wurde zusätzlich Wolchonskoit von der Typlokalität Berg Efimyatskaya, Ochansk, Gouv. Perm und Fuchsit aus Brasilien in die Untersuchungen miteinbezogen. Wolchonskoit zeigt ein Diffraktogramm wie  $15 \text{ \AA}$ -Nontronit (JCPDS 29 - 1497). Die Diffraktogramme der 4 untersuchten Proben sind nahezu identisch, ähneln aber hingegen keinem Mineral der Montmorillonit-Nontronit-Gruppe, sondern einem mixed-layer Tonmineral (Illit-Montmorillonit JCPDS 29 - 1495). Dafür spricht auch das teilweise Quellvermögen dieser Tonminerale, wobei sich als einziger der basale Reflex bei  $12 \text{ \AA}$  nach  $14 \text{ \AA}$  nach der Glykolbehandlung verschiebt. Auf das Quellvermögen des Materials von Kürn wies bereits Andritzky, 1963 hin, der von ihm beschriebene basale Reflex bei  $15 \text{ \AA}$  des unbehandelten Materials konnte jedoch bei den vorliegenden Proben nicht verifiziert werden. In Tabelle 1 sind die Reflexe der Illite der 4 Vorkommen und von Wolchonskoit zum Vergleich aufgeführt.

Illite		Wolchonskoit	
d (Å)	I	d (Å)	I
12.2	w	15.5	vs
5.0	m		s
4.47	vs	4.5	
3.68	m		
2.56	m	2.57	m,b
		1.51	w

Tabelle 1: Reflexe der Illite und von Wolchonskoit in Å, Intensitäten geschätzt. (Da sich die Reflexe der 4 untersuchten Proben gleichen, wurde nur ein Illit angeführt).

## 2.2 Mikrochemische Untersuchungen

Proben der 4 Vorkommen, von Wolchonskoit und Fuchsit wurden in Araldit eingebettet und als Anschliffe präpariert und poliert. Diese wurden mit einer Elektronenstrahlmikrosonde (Camebax SB50) analysiert, bei 15 KeV Beschleunigungsspannung und 15 nA Strahlstrom. Bedingt durch die sehr kleinen Korngrößen der Schichtsilikate mußte mit fokussiertem Strahl gemessen werden. Die dadurch induzierte Devolatilisierung der Alkalien wurde korrigiert, indem der Verlust der Alkalien als Funktion der Meßzeit bestimmt wurde. Als Standards dienten Kaersutit, Kakanui (K, Al, Si, Mg, Ca, Fe), synthetischer Eskolait (Cr), synthetischer Bunsenit (Ni), Albit, Amelia (Na) und synthetischer MnTiO<sub>3</sub> (Mn, Ti). Die Rohimpulse wurden nach der PAP-Prozedur (Pouchou & Pichoir, 1984) matrixkorrigiert. Bei allen Analysen wurde Eisen als Fe<sup>3+</sup> gerechnet, und der Wassergehalt wurde berechnet, indem die Analysensummen auf 100 % normiert wurden. Die kristallchemischen Formeln wurden auf Anionen-basis berechnet, für Illite 24 (O + OH) und für Smektit 20 (O) + 4 (OH) und das restliche H<sub>2</sub>O als Zwischenschichtmolekül. Die Probe von Schwärzenberg konnte auf Grund der winzigen Korngröße (< 2 µm) nicht quantitativ analysiert werden, jedoch wurden zur Interpretation die normierten Element-Verhältnisse herangezogen. Die Analysen sind in Tabelle 2 aufgeführt. Die Analysen der Schichtsilikate aller 4 untersuchter Vorkommen zeigen deutliche Chromgehalte zwischen 1,95 % (Bernhardswald) und 8,69 % Cr<sub>2</sub>O<sub>3</sub> (Kürn), liegen über dem von Fuchsit (0,3 % Cr<sub>2</sub>O<sub>3</sub>),



Tabelle 2: EMS-Analysen und kristallchemische Formeln der Cr-Illite.  
 (Fu = Fuchsit, Brasilien; W4 = Wolchonskoit, Ochansk;  
 W5 = Cr-Illit, Kürn; W8 = Cr-Illit, Pingarten; W12 = Cr-Illit,  
 Bernhardswald)

	Fu	W4-3	W4-4	W5-8	W5-9	W8-3	W8-4	W12-1	W12-2
SiO <sub>2</sub>	44.21	38.58	37.78	50.10	50.66	50.05	52.27	53.67	53.44
TiO <sub>2</sub>	1.11	0.05	0.10	0.22	0.17	0.00	0.00	0.05	0.00
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	38.32	5.22	4.35	21.82	21.63	25.94	24.89	29.77	30.66
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub> *	1.21	6.79	6.42	4.71	2.79	2.23	1.89	2.17	1.78
Cr <sub>2</sub> O	0.30	30.49	29.45	7.09	8.69	6.10	7.58	1.99	1.95
NiO	0.00	0.02	0.07	0.03	0.01	0.00	0.00	0.00	0.00
MnO	0.06	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.04	0.00
MgO	0.40	5.84	5.33	2.15	1.84	1.61	1.80	1.85	1.91
CaO	0.00	2.09	2.18	0.79	0.98	1.54	1.22	0.83	0.80
Na <sub>2</sub> O	0.82	0.01	0.01	0.06	0.07	0.01	0.02	0.04	0.04
K <sub>2</sub> O	9.84	0.36	0.52	3.24	2.80	4.62	5.34	6.68	7.02
H <sub>2</sub> O**	3.73	10.57	13.66	9.81	10.36	6.69	7.24	2.92	2.32
Si	5.92	5.24	4.99	6.32	6.31	6.59	6.45	7.06	7.07
Al	2.08	0.83	0.68	1.68	1.69	1.41	1.55	0.94	0.93
Cr		1.24	1.69						
Fe <sup>3+</sup>		0.69	0.64						
Al	3.96			1.56	1.49	2.52	2.23	3.67	3.85
Fe <sup>3+</sup>	0.14			0.50	0.29	0.24	0.20	0.22	0.18
Cr	0.03	2.03	1.39	0.71	0.86	0.62	0.77	0.21	0.20
Ti	0.11	0.01		0.02	0.02	0.00	0.00	0.00	0.00
Mg	0.08	1.18	1.05	0.40	0.34	0.31	0.35	0.36	0.38
Mn	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
K	1.68	0.06	0.01	0.52	0.45	0.76	0.88	1.12	1.18
Na	0.21	0.00	0.00	0.01	0.02	0.00	0.00	0.01	0.01
Ca	0.00	0.30	0.31	0.11	0.13	0.21	0.17	0.12	0.11
H <sub>2</sub> O <sup>§</sup>	0.00	2.78	4.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
(OH)	3.33	4.00	4.00	7.75	8.32	5.49	6.02	2.56	2.05
O	20.67	20.00	20.00	16.25	15.68	18.51	17.98	21.44	21.95
<u>Alk</u>									
okt.	0.436	0.019	0.000	0.162	0.151	0.236	0.195	0.280	0.282
<u>Cr</u>									
Al+Fe	0.007	2.15	2.33	0.345	0.483	0.317	0.225	0.054	0.050

\*) Alles Fe als Fe<sup>3+</sup>

\*\*) H<sub>2</sub>O berechnet als Differenz zu 100%

§) zwischenmolekulares Wasser

jedoch deutlich unter den Gehalten von Wolchonskoit von 30,49 %  $\text{Cr}_2\text{O}_3$ . Im Gegensatz zu Wolchonskoit weisen die vorliegenden Proben deutliche Gehalte an K auf, wie sie Minerale der Smektit-Gruppe, zu der Nontronit und Wolchonskoit gehören, nicht besitzen und die nur Spuren von Kalium aufweisen. Andritzky, 1963 bestimmte in Material von Kürn ebenfalls deutliche Gehalte an K (0,84 %  $\text{K}_2\text{O}$ ), jedoch war sein Material mit erheblichen Mengen von Quarz verunreinigt, deshalb können seine Ergebnisse nicht mit den mikrochemischen Analysen der vorliegenden Arbeit verglichen werden. In Abb. 1 sind zur Verdeutlichung die Verhältnisse (Alkalien/Summe der oktaedrischen Kationen) gegen (Cr/Al + Fe auf den oktaedrisch koordinierten Plätzen) dargestellt.

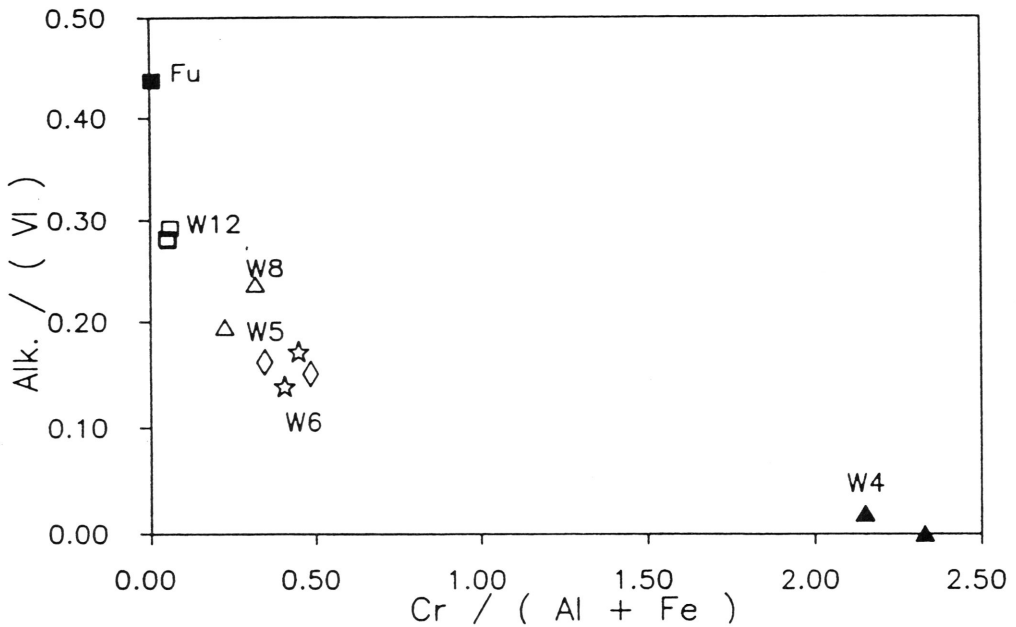


Abb. 1: (Summe Alkalien/Summe der oktaedrischen Kationen) gegen (Cr / Al + Fe auf Oktaederplätzen). Fu = Fuchsit, Brasilien; W4 = Wolchonskoit, Ochansk; W5 = Cr-Illit, Kürn; W8 = Cr-Illit, Schwarzenberg; W12 = Cr-Illit, Bernhardswald.

Wie aus den Analysen und der Abb. 1 deutlich wird, handelt es sich bei den Schichtsilikaten der 4 untersuchten Vorkommen nicht um Minerale der Smektit-Gruppe, sondern um Cr-haltige Minerale der Illit-Gruppe, wobei die röntgenographischen Daten

für eine mixed-layer Struktur des Illits sprechen. Nach Kenntnis der Autoren wurden bisher noch keine Illite beschrieben, die derartig hohe Chrom-Gehalte aufweisen, und kristallchemisch auf die mögliche Existenz eines Chrom-Endgliedes der Illit-Gruppe hinweisen, und damit auf ein neues Mineral.

### 3 Der geologische Rahmen der Vorkommen

Wie die Übersichtskarte (siehe Abb. 2) des Kristallins der südöstlichen Oberpfalz zeigt, liegen die vier Vorkommen des durch chromreichen Illit grün gefärbten Chalcedons (vgl. Kap. 2) in zwei naturräumlichen Einheiten, dem Regensburger Wald (SW-Teil des Bayerischen Waldes) und dem südlichen Oberpfälzer Wald, und entsprechend lassen sie sich zwei räumlichen Gruppen zuordnen. Die Fundstellen der südlichen Gruppe (Steinrinnen/Kürn [1], Kamillenhof/Bernhardswald [2]) liegen in einer annähernd WNW - ESE verlaufenden Achse etwa 4 km voneinander entfernt. 25 km nördlich davon befinden sich zwei weitere Fundpunkte (Pingarten/Erzhäuser [3] und Schwarzenberg/Pfahl [4]) auf annähernd paralleler Achse im Abstand von 14 km zueinander.

Sie gehören verschiedenen geologischen Einheiten an, metamorphen Gesteinen (1, 2), dem Hauptpfahl (4) und den Erzhäuser Arkosen (3). Wesentlich ist jedoch das verbindende der vier Vorkommen: Es handelt sich um hydrothermale Ganglagerstätten, deren Hauptmineralisation aus Quarz besteht und die tektonische Brekzien führen. Gemeinsam ist ihnen auch die Randlage am Kontakt Grundgebirge-Deckgebirge, konkreter gesagt, in den Scherspaltensystemen von Bayerischem Pfahl und Donaurandverwerfung, den beiden tiefreichenden, herzynischen Randlinieamenten in der SW-Ecke der Böhmisches Masse.

**1) Verquarzte Brekzie von Steinrinnen/Kürn:** Das als "Wolchonskoit-Fundstelle" (Andritzky 1963) bekannt gewordene Vorkommen besteht aus zwei Lesesteinarenalen auf Feldern ca. 400 m NW und SW des Weilers Steinrinnen, die in 495 m Höhe liegen. In der Nachbarschaft N-S-streichender Porphyrgänge (Quarzporphyr, Pinitporphyr) durchqueren hier mindestens zwei Quarzgänge mit brekziöser Gangfüllung den Perl- und Körnelgneis der Umgebung. Wie eine Nachgrabung in der flachen bäuerlichen Sandentnahmestelle direkt westlich P. 496,3 (Blatt 6939 Donaustauf) im Jahr 1968 durch Verf. ergab, streicht der südliche der beiden Gänge annähernd WNW - ESE und hat eine

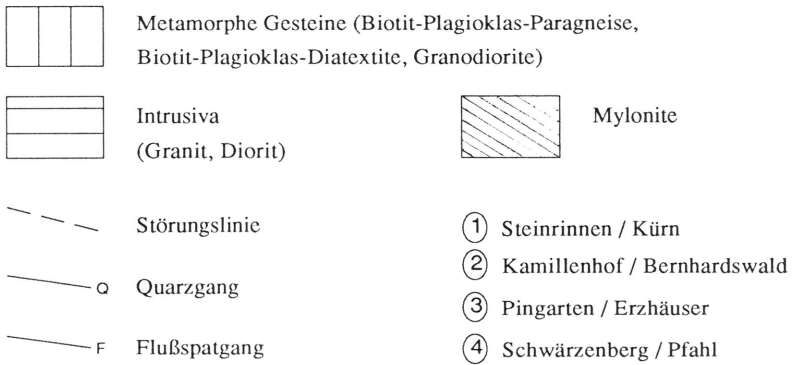
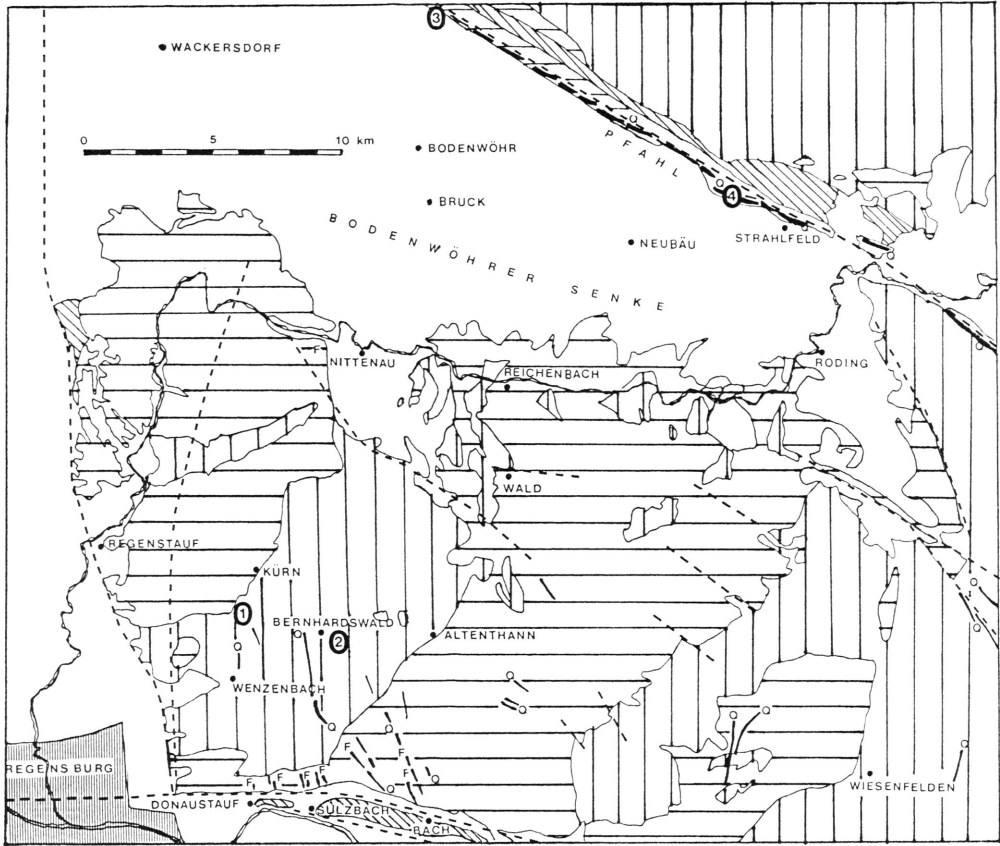


Abb. 2: Verbreitung Cr-Illit-führender Quarzgänge im Moldanubikum NE-Bayerns

Breite von 2 bis 3 cm. Der nördliche läßt sich mit gleichem Streichen aus einer Fundverteilung von 1969 erschließen. Seine Mächtigkeit muß mindestens 25 cm betragen. Die Gangspalte ist mit zahlreichen eckigen Bruchstücken (aus rötlichem Quarzporphyr, älterem rötlichen Chalcedon und feinkörnigerem Granit, der seinerseits von einer Schicht roten Chalcedons überzogen sein kann) gefüllt. Bindemittel ist Chalcedon, der partienweise grau, rötlich oder durch Cr-Illit intensiv grün gefärbt sein kann. In der weiteren Umgebung findet man mehrfach reine Quarzgänge mit einer ausschließlich rotbraunen ( $\text{Fe}^{3+}$ ) Chalcedonmineralisation.

Im Unterschied zum Vorkommen Kamillenhof/Bernhardswald sind die Gänge hier nicht klüftig und enthalten auch keinen kristallisierten, weißen Quarz. In beiden Vorkommen treten im grünlichen Chalcedon als Begleiter des Cr-Illits schwarze Flitter von Goethit und rote Schlieren von  $\text{AlOOH}$  auf, wie Dünnschliffe zeigen.

**2) Verquarzte Brekzie von Kamillenhof/Bernhardswald:** Das Vorkommen liegt im Bereich metamorpher Gesteine, genauer von Granitoiden und porphyroblastischen Diatexiten. Es handelt sich um eine kleine Schar von Quarzgängen mit brekziöser Gangfüllung in der Neubausiedlung Kamillenhof, südöstlich der Straße Bernhardswald-Roßbach. In einem Grundstück "Am Tiergarten" (Flur-Nr. 304/105 - 106) wurde in 456 - 459 m Höhe bei Kanalarbeiten der mächtigste der Gänge (ca. 0,8 m breit, NNW - SSE Streichen) bis in 4 m Tiefe aufgeschlossen. In diesem klüftigen Gang, der über 20 m weit zu verfolgen ist, kommt Cr-Illit führender Quarz entweder als mm dünne Schicht in einem Verband grün, weiß und rot gebänderter Chalcedonschichten oder als Zwickelfüllung der durch Quarz verkitteten Brekzie vor. Schicht- und nesterartig ist der sehr intensiv gefärbte Cr-Illit im gesamten Aufschluß verbreitet. Mehrfach ist er dabei von einem Quarzkristallrasen überzogen und stellt damit nicht die allerjüngste Mineralbildung des Ganges dar.

**3) Fluorit-Baryt-Vorkommen bei Pingarten/Erzhäuser:** Am Nordrand der Bodenwöhrer Bucht sind entlang der Pfahlstörung permotriassische Arkosen verbreitet. Es handelt sich um die Basisserie des postvaristischen Deckgebirges, eine terrestrische Schuttfazies aus kristallinem Material, die sich unter ariden Klimabedingungen bildete und später im Zuge der Aufschiebung des Kristallins mittelsteil aufgerichtet (Endlicher 1977) wurde. Am Kolmberg bei Pingarten wurden diese 120 m mächtigen Sedimente von gangartigen



Spatvererzungen durchsetzt. C. W. Gümbel (1868) berichtet von einem 3 Fuß mächtigen Gang aus Baryt, Fluorit und rötlichem Hornstein. Heute findet man nur cm-mächtige Spattrümer und Mandelfüllungen mit Fluorit. Die hydrothermale Mineralabfolge läßt sich in fünf Stadien differenzieren (Dill 1985, S. 294). Endlicher (1982) hat auf das Vorkommen von Wolchonskoit in der Spaltenmineralisation verwiesen. Das den Verf. vorliegende Stück zeigt einen mm-dünnen Belag intensiv grünen und makroskopisch dem Material aus Steinrinnen/Kürn (1) und Kamillenhof/Bernhardswald (2) gleichenden Cr-Illit führenden Chalcedons (s. Kap. 2) auf violetterm Fluorit I. Er gehört damit dem ältesten Stadium der Quarz-Fluorit-Baryt-Mineralisation von Pingarten an.

**4) Schwarzenberg/Pfahl:** 200 m von der Burgruine Schwarzenburg entfernt war am Ostrand des Schwarzenberges in einem Quarzbruch der Staatlichen Forstverwaltung auf einer Breite von 60 m der Hauptpfahl aufgeschlossen. Anders als z. B. im Raum Viechtach ist die dichte kristalline Quarzmasse tektonisch stark gestört. Meterbreite Quarzgänge (derb bis fein kristallin und milchig weiß bis leicht rötlich getönt) durchziehen mit W-E-Streichen älteren Pfahlquarz und umschließen m<sup>3</sup>-große Schollen aus feinkörnigem, Muskowit-führenden Granit und Zweiglimmergranit. Auch Quarzporphyr-Platten kommen gelegentlich vor. Das Gangbild ist also der tektonischen Brekzie der Fundstellen (1) und (2) nicht unähnlich, wenngleich es um andere Dimensionen geht.

Zwischen 500 und 520 m ist der Quarz an mehreren unzusammenhängenden Fundpunkten im Steinbruch durch Cr-Illit blaßgrün gefärbt. Es sind Schlieren, Putzen und Ansätze zu Schichtungen erkennbar. Daß all das tektonisch stark gestört ist, sieht man an einer Anzahl von Handstücken, die nur aus weiß, grau, rötlich und grünlich geflecktem Quarz bestehen. Dieses Muster entstand durch Quarzbrekzien mit kantigen bis weitgehend aufgeschmolzenen Trümmern. Für tektonische Störungen in der Spätphase der Spaltenmineralisation spricht auch, daß eine inmitten des Hauptpfahls aufgeschlossene, 15 m<sup>3</sup> große Granitsohle wie auch die anschließende Quarzmasse durch einen 25 cm breiten Quarzgang durchschlagen wird. Er besitzt einen symmetrischen Aufbau mit stengelig kristallisiertem Quarz an den Salbändern, einer drusenreichen brekziösen (Quarzzerreißel) Füllung und einem ca. 3 cm breiten Band grünlichen Chalcedons im Zentrum. Dies war immerhin auf einer Strecke von 6 m im Steinbruch zu verfolgen.

Ende der 70er Jahre konnten von Mineraliensammlern im Haldenmaterial der Grube Kittenrain/Regensburger Flußspatrevier Stücke blaßgrün gefärbten Chalcedons beobachtet werden, die aber in Farbton und -intensität nicht dem aus Kürn bekannten Material gleichen. Den Verf. liegen hiervon keine Proben vor. H. Dill (1985, S. 301) hat auf Chalcedon II, "z. T. mit Fe-Einschaltung, Grünfärbung durch Cr (?)" aus dem Flußspatrevier ohne nähere Angaben hingewiesen.

#### 4 Alter der Cr-Illit-Mineralisation

Gegen Ende der varistischen Orogenese führten am Westrand der Böhmisches Masse bruchtektonische Vorgänge in alten, strukturell vererbten Scherzonen zu herzynisch verlaufenden Hauptstörungen.

Mit dem Fiederspaltensystem des "Bayerischen Pfahls" und der "Donaurandverwerfung", die an ihrem nordwestlichen Ende der Keilbergstörung in einem tektonischen Strukturgitter in ein N/NW - S/Se-streichendes Scherspaltensystem auffächert, waren Voraussetzungen für mineralische Mobilisationsvorgänge und den Aufstieg hydrothermalen Lösungen geschaffen.

Rb-Sr-Altersdatierungen am Quarz des Pfahls (Horn, Köhler, Müller-Sohnius, 1983) erbrachten Alter von  $239 \pm 7$  Ma. Daß im Pfahlsystem, dessen NW-Ende das Nabburg-Wölsendorfer-Flußspatrevier beinhaltet, bereits an der Wende Karbon-Perm Mineralisationen stattfanden, ergibt sich aus einer Altersdatierung (C. Carl, H. Dill, 1984) im noch fluorfreien Stadium I der Mineralisation der Flußspatgänge, die Alter von  $295 \pm 14$  Ma zum Ergebnis hatte. Für das Stadium II wurden (H. Lippolt, D. Mertz, H. Ziehr, 1985)  $264 \pm 4$  Ma bestimmt. Datierungen zu jüngeren Stadien der Nabburg-Wölsendorfer-Flußspatmineralisation liegen derzeit noch nicht vor. Die Altersdatierung an einer Pechblende von Altfallter (Dill 1984) mit einem Ergebnis von  $205,9 \pm 2,7$  Ma setzt jedoch eine Zeitmarke für die Alterseingrenzung der Spatvererzungen. Für das Regensburger Flußspatrevier wird ein analoges Alter angenommen.

So kommt für die Mineralisation des Cr-Illit-führenden Chalcedons in den Vorkommen 1, 2 u. 4 der südlichen Oberpfalz der gesamte Zeitraum des Perm (280 - 225 Mio.) in Frage. Eine weitere zeitliche Einengung ist derzeit noch spekulativ. Alleine beim Vorkommen von Pingarten ist belegt, daß die Spaltenmineralisationen jünger sind als der unter ariden und semiariden Bedingungen gebildete basale Verwitterungsschutt des Grundgebirges, der allgemein als permotriassisch (Tillmann 1958, Endlicher 1977, Dill 1985) bezeichnet wird. Aus petrographischer und klimamorphologischer Sicht wäre es aber auch denkbar, daß man diese Arkosen zeitlich mit der "Arkosen-Konglomerat-Zone" (ru 3, nach Tillmann 1958), genauer den "Bunten-Übergangsschichten (ru 3 ü, nach Helmke u. Waeber 1983) des Rotliegenden der Schmidgadener Senke parallelisiert. Die Pingartener Spaltenmineralisation könnte damit ebenfalls noch ins Rotliegende fallen.

## 5 Zur Herkunft des Cr-Illits

Illit gehört zur Gruppe der silikatischen Tonminerale und bildet schuppige, filzige Aggregate in Tonteilchengröße ( $< 2 \mu\text{m}$ ). Überwiegend entsteht er durch Verwitterung aus Muskowit oder Biotit i. S. einer fortschreitenden "Aufblätterung" der Kristalle, wobei K-Ionen abgegeben und  $\text{H}_3\text{O}$ -Ionen (Hydromuskowit) aufgenommen werden.

In rezenten mitteleuropäischen Böden nehmen Illite unter den Tonmineralien den ersten Rang ein, das gilt besonders für Böden über glimmerreichen metamorphen Gesteinen und Intrusiva, wie wir sie im Untersuchungsgebiet vorfinden. In Paläoklimaten unseres Raumes mit einer höheren Intensität chemischer Verwitterung nimmt der Illit-Anteil zu Gunsten von Kaolinit und Halloysit ab. Derartige Paläoböden weisen aber in den unteren Horizonten ihrer tiefreichenden Bodenprofile (z. B. Granitzersatz) wieder erhöhte Illit-Gehalte auf.

Wie gezeigt werden konnte, liegt die Entstehungszeit der Cr-Illit führenden Spaltenmineralisationen im Perm. Durch welche klimageomorphologischen und bodenbildenden Prozesse war es gekennzeichnet?

Das Untersuchungsgebiet war damals durch terrestrische Vorgänge geprägt. In unserem Zusammenhang ist es von Interesse, daß es zur Denudation mächtiger

Verwitterungsdecken des Grundgebirges und zur Sedimentation in vorgelagerten tektonischen Becken (Weidener Bucht, Donaustauer Becken und Schmidgadener Senke mit mehr als 650 m mächtigen Ablagerungen) kam. Wie Helmke und Weber (1983) an Bohrprofilen aus dem Schmidgadener Rotliegendebassin zeigen, ändert sich das fluviatile Ablagerungsmilieu klimabedingt. Es vollzieht sich ein Klimawechsel von "subtropisch-wechselfeucht" mit überwiegender Regenzeit (Basiskonglomerat, Steinkohlenfazies, Brandschieferzone) zu "subtropisch-wechselfeucht" mit überwiegender Trockenzeit (Bunte Übergangsschichten, Rote Schichten).

Mit zunehmender Aridität schwindet der Einfluß der chemischen Verwitterung, und die Rumpfflächenbildung stagniert. Dabei ergibt sich am Westrand der Böhmisches Masse ein morphologischer Gegensatz zwischen dem hoch aufragenden, kristallinen Gebirgsrückland (in humider Phase mit intensiver Hangvergrusung, jetzt Trocken-Fronthänge) und den beckenartigen Senkungsfeldern. Der Übergangsraum ist durch leicht konkav verlaufende Gebirgsfußflächen charakterisiert, die im oberen Teil aus Pedimenten – echten Schnittflächen im anstehenden Gestein –, im unteren Abschnitt aber aus schuttbedeckten Glacis bestehen. In diesem Übergangsraum liegen unsere Cr-Illit-Vorkommen.

Die paläoklimatische Situation und die von ihr abhängigen reliefbestimmenden und bodenbildenden Prozesse müssen uns deshalb interessieren, weil vieles für eine deszendente Zufuhr des Cr-Illits in den Spaltensystemen spricht.

Bei aszendenter Cr-Illit-Zufuhr müßte eine gemeinsame Cr-Quelle für die beiden 25 km voneinander entfernten Scherspaltsysteme angenommen werden. Es ergibt sich dabei aber das Problem, daß Ultrabasite im Großraum fehlen und das Cr<sup>3+</sup> ja in einem Tonmineral sitzt. Auch das Nebengestein scheidet als Lieferant weitgehend aus, weil es zumindest bei dem Vorkommen am Pfahl (4) als junge Spaltenmineralisation durch mächtige Schichten der Hauptmineralausscheidung vom Nebengestein getrennt ist.

Andererseits ist auffällig, daß Cr-Illit führender Chalcedon bei den Vorkommen 1, 2 und 4 inmitten von Brekzien auftritt, die naturgemäß ihre Materialzufuhr von oberen Stockwerken der Spaltenfüllung bekommen. Das im Vorkommen NW von Steinrinnen/Kürn



dominierende Trümmergestein ist feinkörniger Granit, der - nimmt man den Schnitt der rezenten Landoberfläche - immerhin mehr als 200 m entfernt liegt.

Es ist bekannt, daß Chrom als refraktäres Element sich in Paläoböden anreichert. Auch Illit entsteht überwiegend bei der Bodenbildung. Kromer (1978) ging dem Spurenelement Chrom in potentiellen Ursprungsgesteinen für tonige Sedimente in der nördlichen Oberpfalz nach. Gneise enthalten Cr-Gehalte von 46 ppm (Probe Tirschenreuth) und 88 ppm (Probe Hasenböhl). Die Cr-Gehalte der Granite von Tirschenreuth liegen nach Kromer (1978, 47) zwar unter der Nachweisgrenze von 10 ppm, die Cr-Gehalte des in situ zersetzten Granits, d. h. im Kaolin, von Tirschenreuth bereits bei 15 - 20 ppm. Die untersuchten Kalifeldspäte waren Cr-frei, die Muskowite hatten 10 - 30 ppm Cr-Anteil. Das Spurenelement Cr scheint an die Glimmerminerale der Magmatite und wohl auch der Gneise gebunden zu sein.

Cr-Illit dürfte also aus der Verwitterung von  $\text{Cr}^{3+}$  führenden Glimmern entstanden sein.

Grundwasserbewegungen, Schichtfluten auf Pedimenten und Glacis u. a. m. konnten während des Perm aus der Lockersedimentdecke über dem Grundgebirge oder am Gebirgsrand Tonminerale relativ leicht aufnehmen und an die Basis der Verwitterungsdecke herantragen. Durch tektonische Bewegungen während der Spaltenmineralisation entwickelten sich manche der in höhere Stockwerke der Erdkruste hinaufgehenden Bruchzonen zu subterranean Sedimentfallen für die relativ mobilen Tonminerale. Einmal in tiefreichende Gangspalten eingespült, konnten sie wie anderes brekziöses Gangmaterial von silikatreichen, aszendenten Wässern aufgenommen werden.

Daß diese Tonmineralzufuhr von oben (!) nicht auf den Cr-Illit beschränkt war, zeigt sich an den größeren Ganglagerstätten des Regensburger Flußspatreviers, die zum selben Scherspaltensystem wie die Vorkommen (1) und (2) gehören und annähernd zeitgleich sein dürften. Das Beispiel Kaolinit: Es begleitet die gesamte Spaltenmineralisation und kann dabei hydrothermal entstanden sein. Große Gangmassen von Kaolinit aber, wie am Nordende des Hauptganges von Sulzbach II oder die Tatsache, daß Kaolinit grundsätzlich das Bindemittel in der durch die Brekzie III gekennzeichneten Zentralkluft in Sulzbach I darstellt, sind nur noch durch einen erheblichen Tonmineraleintrag aus der hangenden Verwitterungsdecke vorstellbar.



**Literaturverzeichnis**

- Andritzky, G.: Ein Vorkommen von Wolchonskoit in einer verquarzten tektonischen Brekzie bei Kürn.- Geol. Bl. NO-Bayern, 13, 1963, 186 - 191
- Dill, H.: Die Vererzung am Westrand der Böhmisches Masse.- Geol. Jb. D 73, 1985, 461 S.
- Dixon, J. B. (Hrsg.): Minerals in soil environments, Madison 1977
- Endlicher, G.: Die Erzhäuser Arkosen von Pingarten ("Pingartener Porphyry", sedimentpetrographische Merkmale und tektonische Lagerungsverhältnisse.- Geol. Bl. NO-Bayern, 27, 1977, 36 - 49
- Endlicher, G.: Occurences and geochemical-genetical aspects of the  $\text{CaF}_2$  -  $\text{BaSO}_4$  mineralizations from the southwestern part of the Bavarian Forest.- Bulletin Bureau des Recherches Geologiques, Geophysiques et Minierales (BRGM) 2, Orleans 2/1982, 87
- Hauner, U. und Geipel, R.: Das Regensburger Flußspatrevier.- Lapis, 14, 1989, Nr. 4, 11 - 23
- Helmkampf, K. und Waeber, L.: Das Rotliegende in der Schmidgadener Senke (Opf.).- Geol. Bl. NO-Bayern, 33, 1983, 29 - 64
- Horn, P., Köhler, H. und Müller-Sohnius, D: A RB/Sr-Wr-1 isochrome ("fluid inclusion") age of the Bayerischer Pfahl, Eastern Bavaria.- Terra Cognita, Straßburg, 1983, 199
- Köster, H.: Geochemie der Kaoline.- Clays and clay minerals. Proc. Intern. Clay Conf., 1969, Vol. 1
- Kraus, G.: Tektonik und Genese der Flußspatgänge östlich von Regensburg, Bayer. Wald.- Neues Jb. Mineral., Abh. 92, 1958, 109 - 146.
- Kromer, H.: Tertiär-Tone in NE-Bayern.- Fortschr. Miner., 56, 1978, 1 - 104
- Pouchou, J. L. und Pichoir, F.: A model for quantitative x ray microanalysis.- Rech. Aerosp., 3, 1984, 167 - 192
- Scheffer/Schachtschabel: Lehrbuch der Bodenkunde (von P. Schachtschabel, H. Blume, K. Hartge u. U. Schwertmann) Stuttgart 11, 1982

