

BEITRÄGE ZUR GEOLOGIE DER SCHWEIZ

Geotechnische Serie, Lieferung 52

Herausgegeben von der Studiengesellschaft
für die Nutzbarmachung schweizerischer Lagerstätten mineralischer Rohstoffe
und der Schweizerischen Geotechnischen Kommission

Untersuchungen über radioaktive Mineralien und Gesteine in der Schweiz

**Zur Mineralogie,
Entstehung und alpinen Metamorphose der
Uranvorkommen bei Trun, Graubünden**

von

J. D. KRAMERS

Kommissionsverlag: Kümmerly & Frey, Geographischer Verlag, Bern

1973

Druck von Aschmann & Scheller AG, Buchdruckerei zur Froschau, Zürich

Vorwort

der Schweizerischen Geotechnischen Kommission

An der Sitzung vom 20. Januar 1973 legte Herr J. D. Kramers ein Manuskript «Zur Mineralogie, Entstehung und alpinen Metamorphose der Uranvorkommen bei Trun, Graubünden» vor. Es handelt sich um eine Promotionsarbeit an der Universität Bern unter Leitung von Herrn Prof. E. Niggli. Sie ist einem von der Studiengesellschaft für die Nutzbarmachung schweizerischer Lagerstätten mineralischer Rohstoffe prospektierten Uranvorkommen in Gneisen des Tavetscher Zwischenmassivs gewidmet. Die Kommission nahm die Arbeit zum Druck in den «Beiträgen» entgegen.

Die Kommission dankt dem Autor vielmals für den wertvollen Beitrag an die Erforschung alpiner Uranvorkommen. Die Druckkosten wurden im wesentlichen von der Studiengesellschaft übernommen, wofür ihr der beste Dank ausgesprochen sei.

Für den Inhalt von Text und Figuren ist der Autor allein verantwortlich.

Zürich, im September 1973.

Für die Schweiz. Geotechnische Kommission
Der Präsident: Prof. F. de Quervain

Vorwort

der Studiengesellschaft für die Nutzbarmachung schweizerischer Lagerstätten mineralischer Rohstoffe

Die Studiengesellschaft vereinbarte mit dem «Arbeitsausschuß für die Untersuchung schweizerischer Mineralien und Gesteine auf Atombrennstoffe und seltene Elemente» die Übernahme der Prospektion auf radioaktive Elemente im Vorderrheintal. Im Jahre 1961 entdeckte Herr H. Mülli, damals Geologe der Studiengesellschaft, Indikationen von Uranvererzungen im Gebiete von Trun. Diese Anzeichen wurden in mehrjähriger Arbeit untersucht. Aus einem Spezialkredit der Eidgenossenschaft konnten die Vorkommen durch Oberflächenschürfungen und einen Stollen viel besser erforscht werden, als dies durch die bestehenden Aufschlüsse möglich gewesen wäre.

Herr J. D. Kramers erhielt von der Universität Bern als Dissertationsthema die Aufgabe, die Entstehung der Uranvererzungen bei Trun abzuklären. Die Studiengesellschaft freut sich, Ihnen hier die Resultate dieser schönen Arbeit vorzulegen. Die Anwendung modernster Methoden (z. B. Isotopenanalyse) macht die Untersuchungen besonders wertvoll. Die Studiengesellschaft ist dem Autor zu großem Dank verpflichtet. Sie dankt vielmals Herrn Dr. F. Gilliéron vom Amt für Wissenschaft und Forschung des Eidgenössischen Departementes des Innern für seine Bemühungen um die bergbaulichen Arbeiten.

Über die ökonomische Beurteilung des Vorkommens wird später publiziert werden. Die vorliegende Arbeit wird dazu wichtige Grundlagen bilden.

Der Präsident: F. Fournier
Der Geschäftsleiter: E. Niggli

Inhaltsverzeichnis

	Seite
Zusammenfassung, Abstract, Résumé	5, 6
Einleitung	7
1. Petrographischer Teil	
1.1. Der geologische Rahmen	8
1.2. Zu den Gesteinen des Tavetscher Zwischenmassivs im Gebiet von Trun	9
1.2.1. Gesteinsinhalt des TZM im Gebiet von Trun	9
1.2.2. Die einzelnen Gesteinstypen	10
1.2.2.1. Paragneise	10
1.2.2.2. Paraschiefer	11
1.2.2.3. Helle Muskovitgneise	12
1.2.2.4. Grobaugengneise	12
1.2.2.5. Amphibolite	14
1.2.2.6. Ultrabasische Gesteine	14
1.2.2.7. Pegmatite	14
1.2.2.8. Voralpine Vererzungen	15
1.3. Zur alpinen Metamorphose	16
1.3.1. Umwandlungen und Neubildungen im Gestein	16
1.3.2. Quarz-Carbonat-Mobilisate	17
1.3.3. Zur Temperatur und zum Druck	18
1.4. Bemerkungen zur voralpinen (herzynischen) Metamorphose	19
1.5. Bemerkungen zum Vergleich Verrucano – Gneise des Tavetscher Zwischenmassivs	19
2. Die Uranvererzungen	
2.1. Das Vorkommen von Uranmineralisationen im Vorderrheintal	21
2.2. Die Verbreitung in der Umgebung von Trun	21
2.3. Das Auftreten im Feld; die Verteilung im Nebengestein	22
2.3.1. Tiraun	22
2.3.2. Acla Martin	22
2.3.3. Dalisch	23
2.3.4. Unterhalb Dalisch	23
2.4. Zum Mineralinhalt der Vererzungen	25
2.4.1. Beziehungen zum Nebengestein	25
2.4.1.1. Allgemeine Feststellungen über die Nebengesteinsmineralogie	25
2.4.1.2. Zum Einfluß der alpinen Verschieferung auf den mikroskopischen Aspekt der Vererzungen	27
2.4.2. Allgemeiner mikroskopischer Aspekt der Vererzungen: Erscheinungsform der Pechblende	27
2.4.2.1. Einleitendes	27
2.4.2.2. Feinverteilte Pechblende	28
2.4.2.3. Botryoidale Pechblende	29
2.4.2.4. Uraninit	31
2.4.2.5. Pechblende in und angrenzend an alpine Quarz-Carbonat-Mobilisate	32
2.4.3. Bemerkungen zur Mineralogie der Pechblende	38
2.4.4. Die Begleitminerale	41
2.4.4.1. Gangarten	41

2.4.4.2.	Pyrit, Markasit, Magnetit, Hämatit, Fe-Hydroxide	41
2.4.4.3.	Kupferkies, Bleiglanz, Zinkblende und Covellin	45
2.4.4.4.	Tetraedrit	46
2.4.4.5.	Cobaltit und Linneit	46
2.4.4.6.	Molybdänglanz	49
2.4.4.7.	Gediegenes Gold	49
2.4.4.8.	Gediegenes Arsen	50
2.4.4.9.	Graphit	50
2.4.4.10.	Sekundäre Uranminerale	51
2.4.5.	Zusammenfassung zu Abschnitt 2.4.	51
3.	Uran-Blei-Altersbestimmungen an Proben aus Trunser Uranvorkommen	
3.1.	Grundlegende Begriffe	55
3.2.	Frühere Altersbestimmung	55
3.3.	Zielsetzung der jetzigen Arbeit	56
3.4.	Probenwahl und Probenentnahme	56
3.5.	Methodik	56
3.5.1.	Allgemeines	56
3.5.2.	Uranbestimmung	57
3.5.3.	Bleibestimmung	57
3.5.4.	Bleiseparation für die Massenspektrometrie	57
3.5.5.	Massenspektrometrie	58
3.5.6.	Blindwertbestimmung	58
3.6.	Resultate, Korrektur und Fehler	59
3.7.	Zur Existenz einer Geraden im Concordia-Diagramm	61
3.7.1.	Allgemeines	61
3.7.2.	Die Zeitspanne der unteren Intersektion	62
3.7.3.	Die Zeitspanne der oberen Intersektion	62
4.	Diskussionen	
4.1.	Bemerkungen zum Vergleich der Trunser Vorkommen mit anderen Uranvererzungen in Europa	63
4.1.1.	Einleitendes	63
4.1.2.	Zentralmassive der Alpen, Casannaschiefer	63
4.1.3.	Detritisches Perm	64
4.1.4.	Die französischen herzynischen Massive	64
4.1.5.	Die Böhmisches Masse	65
4.2.	Die untere Intersektion im Concordia-Diagramm, die alpine Verjüngung der Trunser Pechblende und die Mineralogie	65
4.2.1.	Hinweise in Tabelle 6 und im Concordia-Diagramm	65
4.2.2.	Die Reaktionen zwischen Mobilisat und Pechblende; der Bleiverlust	66
4.2.3.	Mobilisation und Metamorphose	68
4.3.	Die obere Intersektion im Concordia-Diagramm und Bemerkungen zur herzynischen Geschichte (Genese) der Vorkommen	69
4.3.1.	Zu den Bedingungen der Platznahme	69
4.3.2.	Zur Herkunft des Materials	70
4.4.	Zusammenfassung zu Kapitel 4; Schlußfolgerungen	71
	Literaturverzeichnis	72

Zusammenfassung

Die Uranvererzungen bei Trun, Graubünden, liegen in Paragesteinen des Tavetscher Zwischenmassivs, welche eine herzynische Metamorphose in der Amphibolitfazies und eine retrograde alpine Metamorphose (Grünschieferfazies) erlitten haben.

Das Uranerz (Pechblende und etwas phänokristalliner Uraninit) kommt in Schmitzen oder Boudins im Zentimeterbereich vor. Pechblende kann feinverteilt oder in nieren-, botryoidalen Strukturen auftreten. Als Begleitminerale finden sich Quarz, Serizit, Chlorit, Pyrit, Magnetit, Hämatit, Kupferkies, Bleiglanz, Zinkblende, Tetraedrit, Cobaltit, Linneit, Molybdänglanz und gediegenes Gold und Arsen. Zusammen mit der mikroskopischen Struktur der Vererzungen sprechen diese Mineralien für eine hydrothermale Entstehung.

Ein voralpines Alter dieser Mineralisationen wird durch eine starke alpine Kataklyse, welche im Zusammenhang mit der Verschiebung des Nebengesteins steht, belegt.

Alpine Quarz-Carbonat-Mobilisate komplizieren das Bild, wo die Vererzungen mit ihnen in Berührung kommen. Cobaltit und Linneit können durch Bleiglanz und Kupferkies verdrängt werden; bei der Pechblende findet sich außer Resorption und Umlagerung auch eine röntgenographisch nachweisbare Strukturveränderung als Folge teilweiser Oxydation von U^{4+} zu U^{6+} .

Uran-Blei-Altersbestimmungen wurden an zwölf erzmikroskopisch ausgesuchten Pechblendeproben durchgeführt. Im Concordia-Diagramm fallen die Resultate auf eine Gerade mit einer oberen Intersektion von rund 315 Ma (als herzynisch aufgefaßt) und einer unteren Intersektion von rund 23 Ma (ungefähr in Übereinstimmung mit alpinen Biotit-Abkühlungsaltern im gleichen Gebiet). Individuelle Uran-Blei-Alterswerte variieren von 45 bis 185 Ma. Proben ohne Einfluß alpin mobilisierter Lösungen geben individuelle Uran-Blei-Alterswerte über 100 Ma; den stärksten Bleiverlust zeigen einige Proben, welche oben erwähnte Strukturveränderung erlitten haben.

Abstract

At Trun, Graubünden, Switzerland, pitchblende and uraninite mineralisation occurs in mica schists and gneisses which have undergone Hercynian metamorphism in the amphibolite facies and Alpine metamorphism in the greenschist facies.

A hydrothermal origin is indicated by the internal texture and by the paragenesis accompanying the uranium minerals. This paragenesis includes pyrite, magnetite, hematite and sulfides of Co, Ni, Cu, Pb, Zn and Mo, as well as native gold. Gangue minerals are quartz, sericite and chlorite.

An intense clastic deformation of Alpine age proves the mineralisation to be Prealpine.

Contact of the mineralisation with mobilized solutions of Alpine age, which deposit quartz and carbonate, complicates the situation. Apart from sulfide replacement phenomena, resorption and redeposition of pitchblende were observed, as well as a structural change in pitchblende which is caused by partial oxydation of U^{4+} to U^{6+} .

Uranium-Lead isotopic age determinations were made on 12 microscopically picked samples. Age results plot on a straight line in a concordia diagram, with an upper intercept of approx. 315 m. y. (Hercynian) and a lower intercept of approx. 23 m. y. (which agrees with Alpine biotite cooling ages (Rb-Sr) in the area). Individual apparent U-Pb-ages vary from 45 to 185 m. y. Samples not influenced by Alpine solutions give individual apparent U-Pb-ages over 100 m. y.; in solutions, lead loss can cause the apparent U-Pb-ages to drop down to 45 m. y. This lead loss is largest in Pitchblende samples which exhibit a structural change.

Résumé

Dans la région de Trun, Grisons, Suisse, des minéralisations d'Uranium (contenant de la pechblende et de l'uraninite phénocristalline) se trouvent dans des gneiss et micaschistes qui ont subi un métamorphisme hercynien mésozonal et une rétromorphose alpine épizonale.

La pechblende se trouve sous forme dispersée ou bien en structures massives. La gangue est composée de quartz, séricite et chlorite; les minerais accessoires sont pyrite, magnétite, hématite, molybdénite et de l'or et arsénic natifs. Les minéralisations sont considérées d'origine hydrothermale. Une déformation clastique très intense d'âge alpin permet de les dater comme préalpines.

La situation est compliquée par des solutions mobilisées d'âge alpin, qui déposent du quartz et de la dolomie. Là où elles entrent en contact avec les minéralisations, elles causent, outre une métagénèse des sulfures, une résorption (et, rarement, une redéposition) de la pechblende, et un changement de structure qui est l'effet d'une oxydation partielle U^{4+} - U^{6+} .

Des déterminations d'âge (méthode U-Pb) ont été exécutées sur 12 échantillons sélectionnés au microscope. Les résultats forment une ligne droite dans le diagramme concordia de Wetherill; l'intersection supérieure avec la courbe concordia donne un âge de 315 Ma (hercynien), et l'intersection inférieure donne 23 Ma, ce qui correspond à des âges de rajeunissement des biotites (méthode Rb-Sr) dans la région.

Les âges apparents individuels U-Pb varient entre 45 et 185 Ma. Pour les échantillons situés hors de l'influence des solutions de mobilisation alpines, ces âges sont supérieurs à 100 Ma. Parmi les échantillons influencés par ces solutions, ce sont ceux qui ont subi un changement structural qui montrent la perte en Pb la plus importante.

Einleitung

Im August 1971 fand H. Mülli, damals als Geologe für die Studiengesellschaft¹⁾ tätig, im Hang unterhalb Schlans bei Trun, GR, hochradioaktive Gesteinsstücke mit makroskopisch sichtbarer Pechblende (MÜLLI, 1961). In den Jahren darauf wurde die Umgebung genauer untersucht²⁾, wobei in der streichenden Fortsetzung der von MÜLLI gefundenen Vorkommen, auf der Südseite des Rheins, über eine Längenerstreckung von etwa 3 km Uranmineralisationen gefunden wurden.

Neben einer Beurteilung vom ökonomischen Standpunkt aus erschien eine erzmikroskopische Untersuchung der Vorkommen sinnvoll. Sie wurde vom Verfasser³⁾ im Jahre 1967 unter Leitung von Prof. Dr. E. Niggli, Bern, angefangen. Auf dessen Anregung wurden die Studien später erweitert, was zur vorliegenden Arbeit führte.

Die Problemstellung ist eine doppelte: anfänglich ging es darum, die Art des Auftretens dieser U-Vererzungen (auch im Hinblick auf eine weitere Prospektion) einigermaßen abzuklären, und eine genetische Deutung zu versuchen.

Nachdem sich die Vererzungen dann alsbald (nach strukturellen Merkmalen) als voralpin erwiesen, stellte sich als zweiter Punkt der Problemstellung die Frage nach den Einwirkungen der alpinen Metamorphose auf die Vererzungen.

Diese Arbeit gliedert sich in vier Teile. Der erste soll einen Eindruck der Petrographie des Gebietes vermitteln; im zweiten werden die Vererzungen beschrieben. Um Information über das Bildungsalter und einen besseren Einblick in die alpinen Vorgänge zu erhalten, wurde eine Anzahl Uran-Blei-Altersbestimmungen gemacht. Hierüber wird im dritten Teil berichtet. Der vierte Teil enthält einige Diskussionen an Hand von Daten aus den anderen Abschnitten; dabei können zu beiden Punkten der Problemstellung bis zu einem gewissen Grad Antworten gegeben werden, wenn auch nur unvollständige (vor allem, was die eigentliche Genese anbelangt).

Mein Dank gilt an erster Stelle meinem Lehrer, Herrn Prof. Dr. E. Niggli, der diese Arbeit leitete und durch Initiativen, Ratschläge und Hinweise wesentlichen Anteil daran hatte. Auch Frau Prof. Dr. E. Jäger, die die Altersbestimmungen möglich machte und dabei immer mit Rat und Hilfe zugegen war, bin ich sehr zu Dank verpflichtet. Die Altersbestimmungen konnten dank der Unterstützung des Schweizerischen Nationalfonds zur Förderung der wissenschaftlichen Forschung durchgeführt werden.

Herrn Prof. Dr. Th. Hügi danke ich dafür, daß er die chemischen Arbeiten ermöglichte. Herr Dr. B. Gulson führte mich in die Blei-Meßtechnik ein. Die Herren R. Brunner und J. Fuhrmann waren bei der Massenspektrometrie und bei der Chemie behilflich. Herr H. Walter führte die Untersuchungen auf der Elektronenmikrosonde durch. Herr H. Huber machte die Dünnschliffe, Herr H. Lämmli den Großteil der Anschliffe.

Herr Dr. M. G. Joos (Basel) stellte freundlicherweise seine geologischen Feldaufnahmen zur Verfügung. Den Herren Dr. F. Gilliéron (Bern) und Dr. J. W. Hansen (Basel) verdanke ich viele gemeinsame Feldbegehungen und wertvolle Diskussionen.

Meiner Studienkollegin, Frl. Dr. K. Schmid, danke ich für zwei Goldanalysen herzlichst. Die Herren Prof. Dr. Tj. Peters, Dr. M. Frey, Dr. A. Arnold und Dr. J. P. Jenni haben in Diskussionen zu dieser Arbeit beigetragen. Meinen Studienkollegen U. Furrer und U. Seemann danke ich sehr für photographische Arbeiten, respektive Deutschkorrektur.

Der Schweizerischen Geotechnischen Kommission und der Studiengesellschaft für die Nutzbarmachung schweizerischer Lagerstätten mineralischer Rohstoffe bin ich für ihre großzügigen Beiträge an die Druckkosten zu großem Dank verpflichtet.

Abschließend möchte ich den Einwohnern von Trun meinen Dank aussprechen. Das Entgegenkommen der Gemeinde und die Freundlichkeit aller Leute machten das Arbeiten in Trun besonders schön.

¹⁾ Studiengesellschaft für die Nutzbarmachung schweizerischer Lagerstätten mineralischer Rohstoffe; befaßt sich seit Ende der fünfziger Jahre mit Uranprospektion im Vorderrheintal. Geschäftsleiter ist Prof. Dr. E. Niggli, Bern.

²⁾ MÜLLI (1962, 1, 2; 1963), KELLERHALS (1965), HALM (1965, 1966), JOOS (1967, 68, 70), HANSEN (1969, 70, 71).

³⁾ Damals als Hilfsassistent halbtags von der Studiengesellschaft angestellt.

1. Petrographischer Teil

1.1. DER GEOLOGISCHE RAHMEN

Das Vorderrheintal verläuft längs dem östlichen Teil der Mulde (sog. Urserenzone) zwischen Aarmassiv im Norden und Gotthardmassiv im Süden.

Östlich von Trun wird der Raum zwischen diesen Massiven vorwiegend von kompliziert verschupptem detritischem Permokarbon, dem Ilanzer Verrucano, eingenommen. Dieser kann schon als Teil der Helvetischen Decken aufgefaßt werden. Die tektonische Gliederung wurde vorgenommen von WYSSLING (1950).

Dieses Permokarbon ist zwischen Trun und dem Oberalppaß viel weniger mächtig; zwischen ihm und dem Aarmassiv tritt hier eine bis etwa 2500 m mächtige Kristallinzone auf, das Tavetscher Zwischenmassiv. Ein Bild der generellen Situation gibt Figur 1.

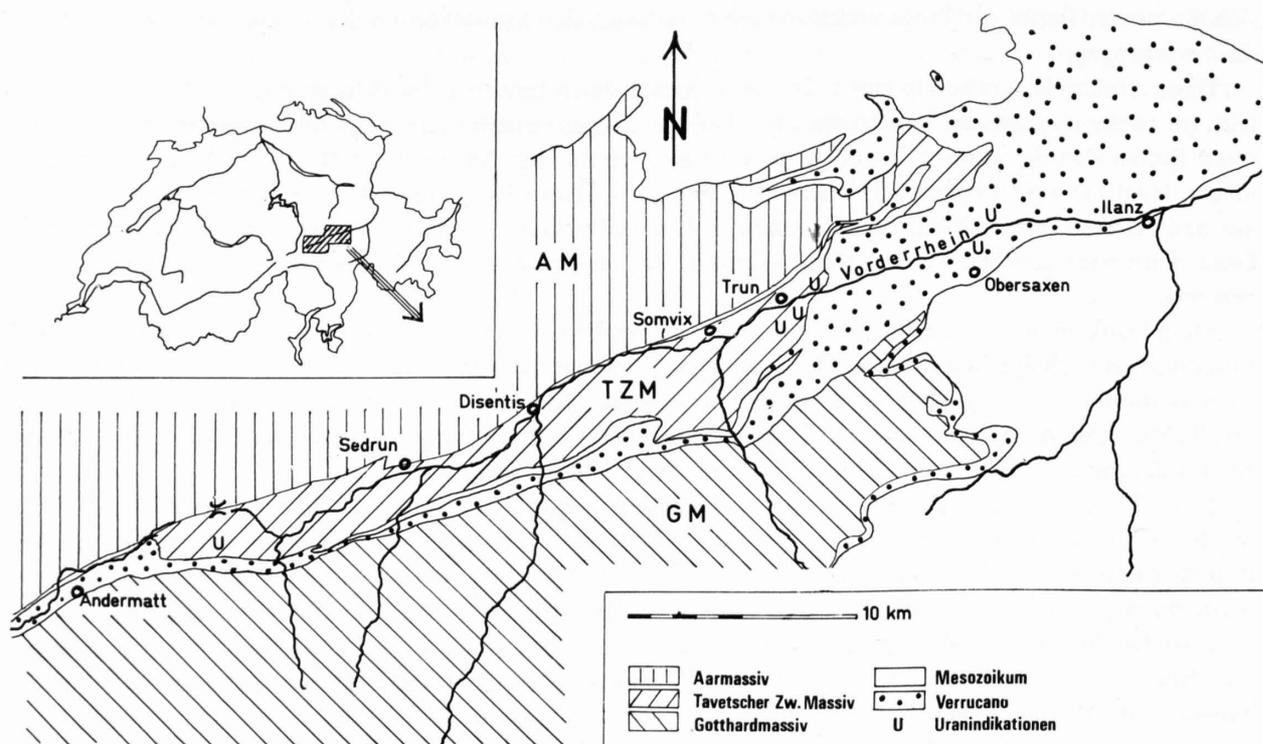


Fig. 1. Tektonische Skizze des Vorderrheintales.

Das Tavetscher Zwischenmassiv (in der Folge als TZM bezeichnet) wurde anfangs des 20. Jahrhunderts als selbständige tektonische Einheit erkannt (P. NIGGLI, 1912; P. NIGGLI und W. STAUB, 1914). Eine ausführliche Beschreibung des westlichen Teils verdanken wir E. NIGGLI (1944).

Das TZM unterscheidet sich vom Aar- und Gotthardmassiv durch die Abwesenheit von größeren einheitlichen herzynischen Intrusivkörpern an der Oberfläche: die einzigen Merkmale eines herzynischen sauren Magmatismus wären Pegmatite (NIGGLI, 1944), deren Alter als herzynisch belegt ist (JÄGER et al., 1961). Diese können aber auch exsudativ gedeutet werden.

Das TZM liegt im Wurzelgebiet der Helvetischen Decken und kann als «kristalliner Kern» dieser Decken aufgefaßt werden. Eine recht intensive interne Verschuppung ist wahrscheinlich, und eine zonenweise sehr starke alpine Verschieferung dürfte hiermit im Zusammenhang stehen. Diese Verschieferung löscht vielerorts jede Spur von voralpinen Strukturen und Texturen aus.

Dem oberflächlichen Beobachter bietet also das TZM keine Assoziationen mit dem Begriff «Massiv». Bei einer genaueren petrographischen Untersuchung findet aber diese Bezeichnung ihre Berechtigung in der mehrfachen Metamorphose der Paragneise und ihrer basischen und ultrabasischen Einschaltungen, in der Anwesenheit von mikroklinführenden Gneisen und Augengneisen, u. a. im östlichen TZM, und Vorkommen von herzynisch datierten pegmatitischen Gangschwärmen in der Gegend von Sedrun.

Nord- und Südgrenze des TZM werden von allen Autoren (P. NIGGLI, 1912; P. NIGGLI und W. STAUB, 1914; F. WEBER, 1922; und E. NIGGLI, 1944) als alpintektonisch angegeben. Im Norden grenzt das Massiv stellenweise direkt ans Aarmassiv, stellenweise an eine Zone von parautochthonem Mesozoikum; südlich wird es überall durch verschupptes Permokarbon und Trias begrenzt.

Im Gebiet von Trun, das im besonderen Interesse dieser Arbeit liegt, wird das TZM gegen Osten sehr schnell weniger mächtig (siehe Fig. 1 und Tafel 1). Östlich von Schlans ist nur noch ein dünner Kristallinspan vorhanden, eingeschuppt zwischen dem Ilanzer Verrucano; er keilt schließlich am Osthang von Alp Quader, oberhalb Brigels, aus.

Die Abnahme der Mächtigkeit des TZM gegen Osten im Gebiet von Trun geht zusammen mit einer großstrukturellen Veränderung; das Gebiet zwischen dem Somvixer Rhein und dem Val Zavragia bei Zignau zeigt im Westen, im Val Somvix, noch das steile Südfallen, das den Hauptteil des TZM charakterisiert. Von hier gegen Osten wird das Südfallen flacher: dies ist nicht nur eine Folge von großmaßstäblichem Hakenwurf und Versackungen, sondern dürfte auch damit zusammenhängen, daß der Verrucano hier gegen Osten rasch mächtiger wird, und den Charakter eines horizontalen Gleitbrettes – oder horizontaler Gleitbretter – annimmt. Im Val Zavragia ist das Südfallen des Verrucano und des darunterliegenden TZM nur noch etwa 20°.

Der Hang südlich von Trun ist ferner von Störungen durchzogen; die wichtigsten verlaufen Nord–Süd. Wo eine Versetzung an solchen Störungen beobachtet werden kann, ist stets die Ostseite abgesunken. Eine Schar solcher Störungen ist wahrscheinlich verantwortlich dafür, daß im Val Zavragia die Südgrenze des TZM um etwa 1000 m gegen Norden – und hinunter – versetzt ist gegenüber der gleichen Grenze auf Alp Nadèls: eine knapp südöstlich von Acla Martin (im Absturz gegen Val Zavragia) aufgeschlossene Nord–Süd verlaufende Störung zeigt einen Versetzungsbetrag von etwa 300 m, sowie eine lokale Schleppung der Schieferung. Weitere solche Störungen werden hier vermutet; sie konnten aber nicht gefunden werden, weil zwischen Acla Martin und Zignau die Geländekante von einem alleverdeckenden Moränenwall gebildet wird.

Dieses östliche Absinken des Tavetscher Zwischenmassivs an Bruchtreppen dürfte zum gleichen System gehören wie das von E. NIGGLI (1953) postulierte stufenweise Absinken des Gotthardmassivs gegen Osten.

1.2. ZU DEN GESTEINEN DES TZM IM GEBIET VON TRUN

1.2.1. Gesteinsinhalt des TZM im Gebiet von Trun

Das engere Untersuchungsgebiet ist gegeben durch das Auftreten von Uranmineralisationen im Ostteil des TZM. Es umfaßt etwa 6 km² und ist auf der petrographischen Kartenskizze Tafel I dargestellt.

Das TZM in diesem Gebiet wird aufgebaut von folgenden vier Gesteinstypen:

Paragneise,
Paraschiefer,
helle Muskovitgneise, meistens mikroklinführend,
Grobaugengneise.

Vor allem in den Paragneisen kommen Einschaltungen von Amphiboliten und ultrabasischen Gesteinen vor. Einzelne Pegmatitkörper und kleinere Mineralisationen (außer U auch Pb-Zn), welche als sicher voralpin und wahrscheinlich herzynisch betrachtet werden, komplettieren das Bild.

Der globale Gesteinsinhalt des TZM im Gebiet von Trun ist sehr ähnlich dem von E. NIGGLI (1944) ausführlich beschriebenen Inhalt des westlichen TZM: eine gewisse Abweichung ist durch die hellen Muskovitgneise und die Grobaugengneise gegeben, aber auch hier ergibt sich (siehe S. 13) eine Verwandtschaft mit den von NIGGLI (1944) beschriebenen Gesteinstypen.

Das TZM läßt sich im Trunser Gebiet grob in zwei Zonen unterteilen: eine nördliche, mit vorwiegend Paragneisen und Paraschiefern, und eine südliche, mit vorwiegend hellen Muskovitgneisen und Grobaugegneisen. Ultrabasite kommen vor allem in der nördlichen Zone vor; Amphibolite scheinen weniger an eine bestimmte Zone gebunden zu sein.

Die Gesteinstypen sind weder im generellen makroskopischen oder mikroskopischen Aspekt noch in der mineralogischen Zusammensetzung scharf voneinander trennbar. Figur 2 zeigt dies für die mineralogische Zusammensetzung. Im Abschnitt 1.2.2. wird versucht, die Typen summarisch zu charakterisieren.

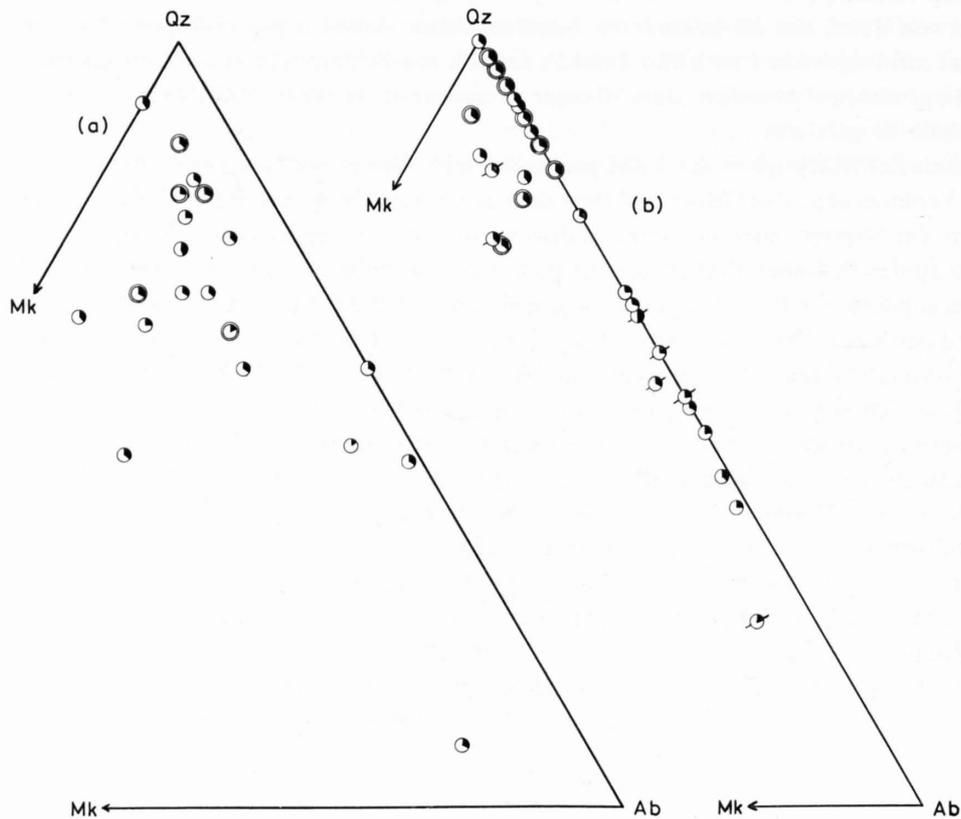


Fig. 2. Quantitativer Mineralbestand (Hauptgemengteile, bestimmt mittels Röntgendiffraktometrie) von 50 Gesteinsproben aus dem Tavetscher Zwischenmassiv im Gebiet von Trun. Qz = Quarz, Ab = Albit, Mk = Mikroklin. Der schwarze Teil der Figuren entspricht dem Hellglimmergehalt.

(a): Helle Muskovitgneise und Grobaugegneise. (b): Paragneise (mit Strich) und Paraschiefer. Doppelte Kreise: vererzte Proben.

1.2.2. Die einzelnen Gesteinstypen

1.2.2.1. Paragneise

Die bei der Kartierung als «Paragneise» ausgeschiedenen Gesteine sind grau bis leicht grünlich. Sie besitzen stets eine deutliche planare Paralleltexur; hierin liegt der Hauptunterschied mit den (von NIGGLI 1944 beschriebenen) Paragneisen aus dem westlichen TZM, in denen KVALE (1957) zwar ein Lineargefüge feststellte, worin aber ein Planargefüge oft nahezu fehlt.

Die Paragneise führen (außer Muskovit- und selten Biotitschuppen) keine makroskopisch bestimmbaren Mineralien. Unter dem Mikroskop zeigen sich Quarz, Albit (und Albit-Oligoklas) und feinschuppiger wie auch grobblättriger Hellglimmer, manchmal auch etwas Biotit und/oder Chlorit. Etwas Mikroklin kann vorkommen. Das Mengenverhältnis der Hauptgemengteile ist, wie Figur 2 zeigt, sehr variabel. Nebengemengteile sind Zirkon (gerundete Körner bis 50 μ), Apatit (unregelmäßig geformte Körner bis 0,2 mm), Titanit, Carbonat (wahrscheinlich vor allem Dolomit; Rhomboeder) und opake Substanzen (? kohlige Substanzen, Hämatit und Fe-Hydroxide, Pyrit und Pyrrhotin).

Quarz variiert in der Korngröße von einigen Mikron bis etwa 0,4 mm. Feinkörniger Quarz bildet leicht rekristallisierte Mosaik, größere Individuen löschen undulös aus. Der Plagioklas ist meistens stark serizitisiert; der Restbestand liegt meistens als Albit vor, stellenweise wurde noch Albit-Oligoklas beobachtet. Die Serizitierung kann die Plagioklase fast zum Verschwinden bringen. Im allgemeinen verwischt sie (wenigstens für die makroskopische Beobachtung) die Korngrenzen. NIGGLI (1944) bezeichnet für die Paragneise im westlichen Teil des TZM (wo die Serizitierung ebenfalls sehr häufig ist) den resultierenden homogenen Aspekt als «hornfelsartig».

Neben dem serizitisierten Plagioklas existiert oft in den oben erwähnten Quarzmosaik frischer, feinkörniger, meist unverzwilligter Albit. Ebenfalls Mikroklin kann spärlich, in kleinen Körnern, als Bestandteil dieser Mosaik vorkommen.

Wie oben angedeutet, gibt es zwei Arten des Auftretens von Hellglimmer: grobblättrig und feinschuppig. Der grobblättrige ist oft quergestellt¹⁾ und kataklastisch beansprucht, der feinschuppige tritt manchmal als Matrix auf, z. T. auf Bewegungsbahnen, oder feinverteilt als Produkt der obenerwähnten Feldspatverglümmung. Außer bei diesem Prozeß entsteht feinschuppiger Hellglimmer auch aus grobblättrigem Muskovit. Ein Generationenunterschied steht hier außer Zweifel. Röntgendaten der verschiedenen Hellglimmer (siehe Abschnitt 1.3.1., S. 17) zeigen, daß der feinschuppige im allgemeinen phengitisch ist als der grobblättrige; dies ist mit der makroskopischen Farbe des ersten (leicht grünlich) in Übereinstimmung.

Biotit kommt nur in einzelnen Zonen vor und ist eigentlich recht selten. Er kann, wie der Hellglimmer, zwei Generationen aufweisen; neben einer groben, braunen, kataklastisch beanspruchten Varietät (häufig mit Titanitausscheidungen) wurde eine feinschuppige, grüne beobachtet. Dies ist aber eine recht seltene Erscheinung, da der grobkörnige Biotit meistens in Chlorit übergeht.

1.2.2.2. Paraschiefer

Zwischen «Paragneisen» und «Paraschiefern» besteht kein prinzipieller Unterschied. Beide liegen in Figur 2 im wesentlichen im gleichen Gebiet der Zusammensetzungen, wenn auch die Schiefer die Neigung haben, ärmer an Feldspat und reicher an Hellglimmer als die Paragneise zu sein.

Makroskopische Kennzeichen der ausgesprochenen Schiefer sind die hellgrüne bis gelbliche Farbe, die ausgeprägte Paralleltextur, der seidige Glanz und die «seifige» Oberflächenbeschaffenheit der Schieferungsfläche.

Mikroskopisch fällt gegenüber den Paragneisen die Lentikulartextur auf, und die viel feinere Körnung des Quarzmosaik, das hier oft fast einen blastomylonitischen Eindruck macht.

Hauptgemengteile sind feinschuppiger Hellglimmer und Quarz; manchmal kommt dazu noch recht viel Albit vor, erstens als albitischer Restbestand weitgehend serizitierter größerer Plagioklasindividuen (selten) und zweitens als feinkörniger, frischer Albit im Quarzmosaik. Sehr selten tritt in letzterer Art und Weise auch Mikroklin auf. Grobblättriger Hellglimmer kommt meistens, aber nicht immer, vor. Er ist stets stark kataklastisch beansprucht. Biotit wurde nicht beobachtet. Chlorit nur selten. Nebengemengteile sind Zirkon, Apatit (in der gleichen Ausbildung wie in den Paragneisen), Titanit, Carbonat (wohl Dolomit), und stellenweise recht viel Pyrit und Nadeleisen; auch Hämatit kann vorkommen. Pyrit ist stets rekristallisiert in bis einige Millimeter große Würfel. Pyrrhotin wurde in den Schiefen nicht beobachtet, im Gegensatz zu den Paragneisen und zu den Paraschiefern des westlichen TZM nach NIGGLI (1944).

Sowohl aus den Lagerungsverhältnissen im Feld (Übergang von Gneis zu Schiefer) als aus der petrographischen Untersuchung geht eine enge Verwandtschaft zwischen Paragneisen und Paraschiefern hervor. Zweifellos kann eine starke tektonische Beanspruchung des einen zum andern führen: der quantitative Mineralbestand braucht sich nicht zu ändern. Für die albitäreren Paraschiefer ist aber rein von der Zusammensetzung her eine Entstehung aus mikroklinführenden hellen Muskovitgneisen mindestens so plausibel (siehe Fig. 2); auch hiermit stehen die Feldverhältnisse nicht in Widerspruch (S. 24). Eine dritte Möglichkeit schließlich ist, daß die Schiefer primär eine andere Beschaffenheit hatten als die Paragneise oder die hellen Muskovitgneise. Ein Indiz in dieser Richtung ist im Falle reichlicher Pyritführung der Paraschiefer vorhanden.

Es ist nicht ausgeschlossen, daß alle diese drei Möglichkeiten der Entstehung der Paraschiefer verwirklicht sind.

¹⁾ Diese Querstellung könnte ein Relikt einer früheren Fältelung sein, wie sie von KVALE (1957) im TZM festgestellt wurde.

1.2.2.3. Helle Muskovitgneise

Die hellen Muskovitgneise sind die mechanisch resistentesten Gesteine des TSM im Untersuchungsgebiet: sie bilden oft Wände und Rundhöcker. Sie sind im allgemeinen wenig verschiefert und können fast massig sein. Die Farbe ist weiß bis hellgrün; in manchen Fällen ist eine Bänderung im Zentimeter- bis Dezimeter-Bereich undeutlich sichtbar. Dunklere Einschaltungen vom Charakter der Paragneise, meist einige Zentimeter mächtig und einige Dezimeter bis 2 m lang, sind stellenweise recht häufig, vor allem gegen das Val Somvix zu. Die Richtung der Bänderung und die Einlagerungsfläche der Einschaltungen variiert beträchtlich und stimmt oft nicht mit der Richtung der alpinen Schieferung überein.

Gemengteile sind Quarz, Mikroklin, Albit (und Albit-Oligoklas), feinschuppiger und grobblättriger Hellglimmer, und manchmal spärlich Biotit und Chlorit. Als Nebengemengteile treten auf: Zirkon, Apatit, Rutil, Titanit, Carbonat (Dolomit?) und feinkörnige opake Mineralien.

Quarz kann in Körnern bis 4 mm vorkommen; große Körner zeigen stets undulöse Auslöschung. Häufiger tritt er in einem Pflaster in verschiedenen Phasen der Rekristallisation auf.

Der Mikroklin ist nicht immer gegittert¹⁾. Er tritt in Form von recht großen, meist kataklastisch beanspruchten Körnern auf, welche oft lokal eine Mikroklingitterung zeigen und stets mit feinstem Material bestäubt sind²⁾, oder als kleinere, meist intensiv vergitterte Körner, bei denen es sich wahrscheinlich ebenfalls um Klaster handelt.

Größere Mikroklinindividuen können perthitisch bis grobperthitisch sein; sie zeigen oft Schachbrettalbitisierung und können randlich von einer sehr feinschuppigen Masse aus vor allem Hellglimmer und etwas Quarz verdrängt werden. Wo beide Erscheinungen auftreten, scheint die Schachbrettalbitisierung die frühere zu sein.

Der Habitus des Albits und Albit-Oligoklasses ist nicht verschieden von demjenigen in den Paragneisen. Das Ausmaß der Serizitisation ist sehr variabel und zeigt keinen Zusammenhang mit dem Ausmaß der Verschieferung.

Grobblättriger Muskovit ist stets mechanisch beansprucht und kann in feinschuppigen Hellglimmer übergehen. Dieser ist übrigens sehr verschieden häufig und tritt in diesen Gneisen nicht matrixartig, sondern ist auf Strähnen konzentriert. Der seltene Biotit kann, wie in den Paragneisen, zwei Generationen aufweisen oder auch ganz oder teilweise chloritisiert sein.

Paralleltextur ist mikroskopisch meist nur sichtbar durch Bewegungsbahnen und Strähnen von feinschuppigem Hellglimmer, welche nicht streng, sondern nur generell in einer Richtung verlaufen.

Die paragneisähnlichen Einschaltungen wurden nicht mikroskopisch untersucht.

Die hellen Muskovitgneise werden zusammen mit den Grobaugegneisen am Schluß von Abschnitt 1.2.2.4. diskutiert.

1.2.2.4. Grobaugegneise

Verbindendes Merkmal sind nur die großen Mikroklinaugen: sonst variiert der Gesteinscharakter sehr stark. Die Hauptmasse des Gesteins kann an sich Paraschiefer-, Paragneis- oder hellen Muskovitgneis-Charakter haben. Sie ist in der Regel arm an Mikroklin. Schieferige Grobaugegneise sind vor allem am Südrand des Massivs vertreten. Die Verschieferung dürfte alpinktonisch sein.

Das Aussehen im Feld ist sehr variabel. Abgesehen vom unterschiedlichen Grad der Verschieferung kann die Farbe von hellgrün bis zu dunkelgrau variieren; der Gehalt an Mikroklinaugen ist ebenfalls sehr verschieden. Besonders was letzteres anbelangt, sind die Grobaugegneise im Aufschlußbereich manchmal inhomogen; augenreichere Schlieren und Lagen wechseln im Dezimeter-Bereich mit ärmeren. Die Struktur kann etwas schlierig erscheinen, ohne aber je einen richtig migmatischen Eindruck zu machen.

¹⁾ Die allgemeine Bezeichnung «Mikroklin» für meine Na-K-Feldspäte beruht auf Röntgendaten. Von vier Na-K-Feldspäten aus Gneisen des Untersuchungsgebietes wurden Pulveraufnahmen mit der Guinier-Kamera gemacht: für die Differenz zwischen $d(130)$ und $d(1-30)$ ergab sich für zwei K-Na-Fsp. aus Grobaugegneisen $0,11 \text{ \AA}$, für zwei aus hellen Muskovitgneisen $0,13 \text{ \AA}$. Nach Eichfilmen (freundlicherweise zur Verfügung gestellt von Prof. Tj. Peters, Bern) stimmen diese Werte überein mit Triklinitäten von 75 bzw. 100%.

²⁾ Es handelt sich zum Teil sicher um ein hochlichtbrechendes Mineral, nebstdem sind aber Flüssigkeitseinschlüsse nicht ausgeschlossen.

Die meist 1–2 cm, aber vereinzelt bis 4 cm großen Mikrokline können mehr oder weniger grobperthitisch und schachbrettalbitisiert und mehr oder weniger kataklastisch beansprucht sein. Wie die Mikrokline der hellen Muskovitgneise zeigen sie oft eine randliche Verdrängung von einer sehr feinkörnigen Serizitmasse, in der sie völlig eingebettet sein können. In wenig mechanisch beanspruchten Gesteinen zeigen die Mikroklingen oft prismatische Form, sind feinperthitisch und können verzwillingt sein wie granitische K-Na-Feldspäte.

Die mikroklinführenden Gneise können genetisch verschieden gedeutet werden. WEBER (1922) deutet sie als karbonische Konglomeratgneise. Im südöstlichen Gotthardmassiv deutet HUBER (1943) die alkalifeldspatführenden *Streifengneise* als Orthogneise und die Glimmerplagioklasgneise (mit Plagioklasaugen) als Mischgneise, nämlich Paragneise mit Zufuhr von alkalisilikatischem Material. NIGGLI (1944) nimmt für Gesteine im westlichen TZM, welche den hellen Muskovitgneisen und z. T. auch den Grobaugengneisen ähnlich sind, Entstehung als «Injektions- und Mischgneise» an. Er wird hierin gestützt durch das stellenweise Vorhandensein einer phlebitischen Struktur.

Die Herkunft der K-Na-Feldspäte der hellen Muskovitgneise und der Grobaugengneise kann im Prinzip auf vier Arten gedeutet werden:

1. rein detritisch, in Arkosen und Psephiten (wobei nur eine Art von Komponenten nachträgliche Metamorphosen überstanden hätte);
2. Entstehung durch Sprossung bei einer voralpinen (herzynischen?) Metamorphose;
3. Kristallisation im Bereich der Anatexis, und
4. Kristallisation aus einem injizierten Magma, wie oben erwähnt.

Diese vier Möglichkeiten schließen sich gegenseitig nicht aus.

Zu 1: Im Falle der hellen Muskovitgneise ist hier nichts einzuwenden, für die Grobaugengneise stimmt aber diese Hypothese nicht mit der teilweise prismatischen, nicht abgerundeten Form der Feldspat-Augen überein. Abgesehen davon sind so streng monomikte metamorphe Konglomerate sehr selten. Grobaugengneise (Riesenaugengneise) sind namentlich im Simplongebiet sehr wichtig und haben dort seit dem Anfang des 20. Jahrhunderts die Geologen verwirrt. Eindeutige (polymikte) psephitische Gneise existieren in der Lebendunserie (WENK und GÜNTHERT, 1960) und in einem Teil der Monte-Leone-Decke (Joos, 1969). Daneben gibt es aber in der Monte-Leone-Decke auch Riesenaugengneise mit nur Kalifeldspäten (oder deren Derivaten) als große «Komponenten». Joos (1969, S. 301–307) widmet deren Genese eine eingehende Diskussion und betrachtet in manchen Fällen die Augen als ursprünglich detritisch, in den meisten Fällen aber als voralpine Blasten.

Zu 2, 3 und 4: Diese drei Arten der Genese sind im Prinzip eng verwandt und werden daher zusammen diskutiert.

Als Zeitpunkt für die unter 2, 3 und 4 angenommenen Vorgänge käme als erstes die Zeit der herzynischen Orogenese in Frage; eine Diskussion zu den Bedingungen während der herzynischen Metamorphose gibt Abschnitt 1.4. (S. 19). Hier muß daraus vorweggenommen werden, daß bei dieser Metamorphose ein Erreichen der Temperaturbedingungen für die beginnende Anatexis nicht ausgeschlossen werden kann. Der globale quantitative Mineralbestand der Grobaugengneise ist nicht verschieden von dem der hellen Muskovitgneise. Bei der Annahme einer Sprossung der großen Alkalifeldspäte ohne mobile Lösungsphase stellt sich also die Frage, warum sie in den hellen Muskovitgneisen nicht ebenfalls eingetreten sei, eine Frage, die mit einem sehr steilen thermischen Gradienten beantwortet werden könnte. Stellt man die Hypothese der Mitwirkung einer mobilen Lösungsphase, so kann obige Frage mit der Annahme eines oder mehrerer Gradienten in der Zusammensetzung dieser Lösungsphase oder eines Unterschieds in der zugeführten Menge dieser Lösungsphase beantwortet werden. Solche Variationen können auch dem oft schlierigen Charakter der Grobaugengneise gerecht werden. Die Annahme der *Zufuhr* eines Lösungsmittels kommt schon der Hypothese einer Injektion im weitesten Sinne gleich, wobei das Material für die Kalifeldspäte allerdings einer Teilmobilisation, also im Grunde genommen einer Anatexis, entstammen würde.

Gegenüber der letzten Annahme ist die Hypothese einer Zufuhr des gesamten Materials für die Alkalifeldspäte (da keine deutliche Aderstruktur vorliegt) weniger wahrscheinlich.

Aufgrund von obenstehendem erscheint mir die Entstehung der großen K-Na-Feldspat-Augen der Grobaugengneise als Kristallisate aus einem Teilmobilisat, entstanden unter Einfluß einer während der herzynischen Orogenese zugeführten fluiden Phase, am wahrscheinlichsten. Dabei dürfte der Kalifeldspat der hellen Muskovitgneise sowie der zuerst vorhandene der Grobaugengneise detritischen Ursprungs sein.

Nach der von MEHNERT (1962) vorgeschlagenen Systematik würde es sich bei den Grobaugegneisen um einen Migmatit mit Augentextur (ophthalmitischer Textur) und einem Kalifeldspat-Mobilisat als Neosom handeln.

1.2.2.5. Amphibolite

Amphibolitische Einlagerungen kommen vor allem in Paragneisen, aber auch in Paraschiefern und hellen Muskovitgneisen vor. Nur Grobaugegneise führen keine Amphiboliteinlagerungen. Die Mächtigkeit der Körper kann von einigen Metern bis über 100 m betragen; die weniger mächtigen Einschaltungen sind, vor allem wo sie in Schiefern liegen, oft weitgehend in Chloritschiefer umgewandelt.

Die Petrographie der Amphibolite ist bis in Details die gleiche, wie sie E. NIGGLI (1944) vom westlichen TZM beschreibt: grüne Hornblende, Plagioklas (jetzt serizitisiert und saussuritisiert, der Feldspat-Restbestand als Albit vorliegend) und etwas Quarz sind Hauptgemengteile, manchmal tritt Biotit auf und in einem Körper (bei Zignau und Tiraun) almandinreicher Granat. Umwandlungsprodukte sind Chlorit, feinschuppiger Hellglimmer und feinkörniger Epidot; der einzige Unterschied mit dem westlichen TZM ist die Abwesenheit von alpidisch neugebildetem Amphibol.

Die Amphibolite sind von gewissem Interesse, erstens als Träger einer erkennbaren voralpinen Paragenese, und zweitens, weil in ihrer unmittelbaren Umgebung die Gesteine wenig alpin verschiefert sind.

Die Grenze zwischen Amphiboliten und ihren Rahmengesteinen ist im Trunser Gebiet nirgends alpin-tektonisch. Auf 1740 m im Graben östlich Cuolms dil Run kommt in hellen Muskovitgneisen eine etwa 4 m mächtige Zone mit hornblende- und biotitreichen Lagen im Zentimeter-Bereich vor. Die Lagerung ist völlig konkordant.

Es liegen also Indizien dafür vor, daß Amphibolite mit Gneisen des TZM genetisch eng verknüpft sein können.

Chloritschiefer kommen in der gleichen Art und Weise wie Amphibolite vor, aber in viel weniger mächtigen Einschaltungen und in verschiefertem Nebengesteinen. Sie wurden als alpin chloritisierte Amphibolite aufgefaßt und sind auf Tafel 1 mit der gleichen Signatur wie Amphibolite kartiert.

1.2.2.6. Ultrabasische Gesteine

Ultrabasische Gesteine liegen als Serpentinite und, in geringerem Masse, als Talkschiefer vor. Sie wurden nicht näher untersucht.

Im Zusammenhang mit Talkschiefern und in der Nähe eines Serpentinikörpers tritt auf 1140 m an der Straße Zignau-Nadels ein Magnesit-Dolomit-Quarzgestein¹⁾ auf, stellenweise mit reichlich Chlorit. Der Quarz ist unregelmäßig verteilt und dürfte alpin mobilisiert sein, die Carbonate erscheinen rekristallisiert. Quarz und Magnesit kommen nebeneinander vor, ohne daß dabei Reaktion zu Talk auftritt. Ein ähnliches Gestein wird von E. NIGGLI (1944) südlich Disentis (ebenfalls in Zusammenhang mit einem ultrabasischen Körper) beschrieben.

1.2.2.7. Pegmatite

Pegmatite kommen im Tavetscher Zwischenmassiv im Trunser Gebiet sporadisch, in kleineren (1–4 m), unregelmäßigen, oft schlierenartigen Körpern vor. Nebengesteine sind alle Gneistypen außer den Grobaugegneisen.

Die Gemengteile sind die gleichen, die auch NIGGLI (1944) für die Pegmatite im westlichen TZM angibt, nämlich Quarz, Albit bis Albitoligoklas, K-Na-Feldspat und Muskovit. Die Mengenverhältnisse sind sehr variabel. Die Pegmatite können alpin verschiefert sein, wie eine kleine Linse in Paraschiefern bei Barcuns zeigt. Auch können sie von alpin mobilisiertem Quarz in Schollen aufgelöst sein. Die Pegmatite teilen also das alpine Schicksal des Nebengesteins.

¹⁾ Magnesit und Dolomit röntgenographisch bestätigt.

Auch im westlichen TZM, wo Pegmatite stellenweise (z. B. im Val Nalps) viel häufiger sind, zeigen solche Merkmale auf ein eindeutig voralpines Alter. Dies wurde bestätigt durch eine Rb-Sr-Altersbestimmung an einem Muskovit aus einem Pegmatit im unteren Val Nalps, der einen Alterswert von 295 ± 14 Ma ergab (JÄGER et al., 1961).

Es bleibt die Frage, ob diese Pegmatite mit hypothetischen, tiefer gelegenen herzynischen sauren Intrusivmassen in Zusammenhang zu bringen sind, wie es NIGGLI (1944) vermutet, oder ob sie exsudativen Charakters sind.

Über ein Vorkommen von Uraninit in einem Pegmatit im TZM bei Trun wird in Abschnitt 2.3.2. (S. 22) und 2.4.2.4. (S. 32) berichtet.

1.2.2.8. Voralpine Vererzungen

Das Tavetscher Zwischenmassiv enthält eine ziemlich große Variation von kleinen Mineralisationen. Sie werden zum großen Teil von FRIEDLAENDER (1930), von NIGGLI (1944), von PARKER (1954) und von STALDER et al. (1973) behandelt. Im wesentlichen sind folgende Paragenesen vermerkt:

- Pyrrhotin,
- Pyrit + Kupferkies,
- Arsenkies,
- Antimonglanz (+ Boulangerit, Jamesonit),
- Gold,
- Bleiglanz + Zinkblende (stellenweise mit Kupferkies, Pyrit und Magnetit),
- Pechblende (mit Hämatit, Magnetit und Sulfiden, siehe Tab. 3).

Auffallend ist der Unterschied im Charakter zwischen den Vorkommen untereinander sowie oft die Variation innerhalb eines einzigen Vorkommens: Pyrrhotin kann Nebengemengteil in Gneisen sein, kann darin aber auch in erhöhter Konzentration auftreten oder auf Gängchen vorkommen, mit Quarz oder Karbonat als Gangart. Genau das gleiche gilt für Pyrit und Kupferkies. FRIEDLAENDER (1922) beschreibt aus der Medelserschlucht Arsenkies direkt in Paraschiefern eingelagert; Antimonglanz kommt dort nach eigenen Beobachtungen in der gleichen Art vor, aber zusätzlich in wahrscheinlich alpinen Quarzknuern. Boulangerit und Jamesonit kommen, ebenfalls in der Medelserschlucht, auf alpinen Klüften vor (STALDER et al., 1973). Gold kommt in der Nähe von Disentis auf einem Quarzgang vor, von dem NIGGLI (1944) annimmt, daß er voralpin ist, alpin aber regeneriert und eventuell erweitert worden ist. Nach STALDER et al. (1973) kommt Gold auch in der Lukmanierschlucht in Quarzgängen und auf Klüften vor. In der Lagerstätte Alp Nadèls (südlich von Trun) zeigen Bleiglanz und Zinkblende nach FRIEDLAENDER (1930) und nach eigenen Beobachtungen sehr deutlich alpine Rekristallisation. Diese Mineralien wurden außerdem im unteren Val Zavràgia in einem Nord-Süd verlaufenden alpinen Klüftchen aufgefunden. Wie aus weiteren Abschnitten dieser Arbeit hervorgeht, zeigt auch Pechblende eine gewisse Variation von Erscheinungsformen.

Allgemein widerspiegelt sich, wie auch NIGGLI (1944, S. 169–170) bemerkt, der voralpine Mineralisationsinhalt in alpinen Klüften.

Weiter zurück als bis zur herzynischen Orogenese läßt sich die Geschichte keiner der Mineralisationen im TZM zurückverfolgen. Da gewisse Erzminerale sozusagen als Gesteinsgemengteil auftreten können, andere aber in ihrem Vorkommen eher einen epigenetischen Eindruck machen, scheinen generalisierende Äußerungen über ihre Herkunft recht gewagt. Im Prinzip stellt sich für jeden einzelnen Mineralisationstyp die gleiche Frage wie für die Pegmatite (s. oben), nämlich, ob zugeführtes oder aus dem Nebengestein herausgelöstes Material vorliegt: eine sichere Antwort wird auch hier nicht möglich sein.

Unter den erwähnten Mineralisationstypen sind solche, die im allgemeinen ausgesprochen niedrigthermal sind (Antimonglanz nach RAMDOHR, 1960) sowie auch normalerweise hochthermale (Goldquarz nach SCHNEIDERHÖHN, 1941, EMMONS, 1936), anzutreffen. Ferner sind alle Metalle der Vererzungen des TZM, außer Gold und Antimon, solche, die häufig in pelitischen Sedimenten angereichert sind (NICOLINI, 1970), und die Paragneise und Paraschiefer des TZM könnten z. T. pelitischen Sedimenten entstammen.

Diese Punkte scheinen eher darauf hinzudeuten, daß die Genese der verschiedenen Mineralisationen des TZM nicht mit einem einzigen Vorgang, oder Zyklus, zu verknüpfen wäre.

1.3. ZUR ALPINEN METAMORPHOSE

1.3.1. Umwandlungen und Neubildungen im Gestein

Alpin neugebildete Silikate im TZM des Trunser Gebietes sind feinschuppiger Hellglimmer, Chlorit, feinkörniger Albit, Epidot, Biotit und Stilpnomelan.

Biotit, Stilpnomelan und Epidot sind als alpine Neubildung recht selten. Feinschuppiger Biotit bildet sich aus voralpinem Biotit, Stilpnomelan kommt in feinen Büscheln in einer einzigen Probe (Grobaugengneis) vor; es ist nicht klar, woraus er sich gebildet hat. Epidot tritt mit Chlorit als Umwandlungsprodukt von Hornblenden in Amphiboliten auf.

Häufige Neubildungen sind Chlorit, feinschuppiger Hellglimmer und feinkörniger Albit. Chlorit ist Umwandlungsprodukt von Biotit, Hornblende und Granat; feinkörniger Albit tritt allgemein innerhalb von Quarzmosaikern auf. Feinkörniger Hellglimmer entsteht aus grobkörnigem Hellglimmer, sowie bei der Serizitisierung von Plagioklasen (wobei der Plagioklas-Restbestand jetzt als Albit vorliegt).

Die Serizitisierung der Plagioklase muß mit einer Ca-Wegfuhr zusammengegangen sein; das häufige Auftreten von Carbonaten in Gneisen des TZM ist hiermit in Übereinstimmung.

Serizitisierung von Plagioklas kann als Ionenaustausch mit einer K^+ und H^+ zuführenden Lösung gesehen werden. Schematisch sehen die Reaktionen folgendermaßen aus:

1. $\text{Plag.}, H^+, K^+ \longleftrightarrow \text{Serizit}, \text{Albit}, Ca^{2+}$
2. $\text{Albit}, H^+, K^+ \longleftrightarrow \text{Serizit}, Na^+$

Diese Reaktionen verlaufen bei Erhöhung der Verhältnisse $[H^+] \cdot [K^+]/[Ca^{2+}]$ bzw. $[H^+] \cdot [K^+]/[Na^+]$ nach rechts (HELGESON, 1964, S. 101; 1967, S. 389). Solange aber die Reaktionen noch nicht völlig abgelaufen

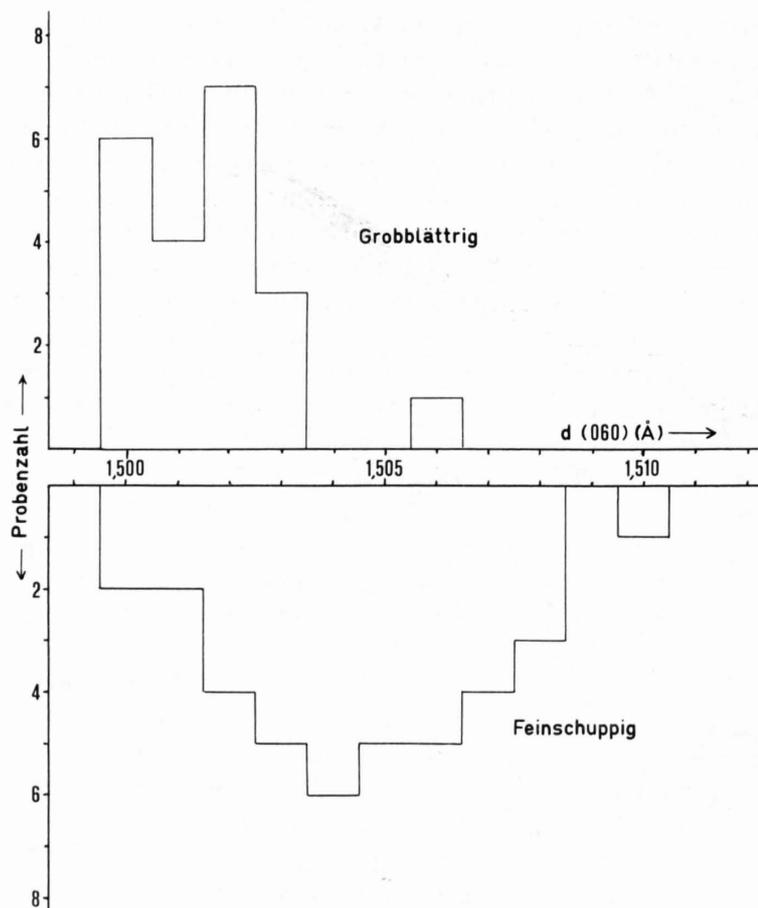


Fig. 3. Mengenverteilung der d(060)-Abstände von 21 grobblättrigen und 37 feinschuppigen Hellglimmerpräparaten (Guinierkamera). Diskussion im Text.

sind, treten die Systeme Albit + Serizit und Plag. + Serizit für diese Verhältnisse als Puffer auf, so daß Randbedingungen für die Stabilität des Albits garantiert sind. Die Existenz von alpin neugebildetem Albit ist also nicht in Widerspruch mit der Verglimmerung der alten Plagioklase.

Es stellt sich die Frage, inwiefern sich im allgemeinen der alpin neugebildete feinschuppige Hellglimmer vom voralpinen grobblättrigen mineralogisch unterscheidet. Überlegungen und Beobachtungen von E. NIGGLI (1944, S. 146–147) und spätere Analysen an alpinen Hellglimmern aus der gleichen Zone alpiner Metamorphose (GRAESER und NIGGLI, 1967) machen eine phengitische Zusammensetzung des feinschuppigen Hellglimmers wahrscheinlich.

Bei Hellglimmern nehmen die b-Gitterabstände mit dem Phengitgehalt zu (CIPRIANI et al., 1968). Dr. M. Frey, Bern, nahm für d(060) Eichkurven auf. Er fand, daß die d(060)-Werte zur Ermittlung des Phengitgehaltes nur brauchbar sind, wenn Standards aus etwa gleichbeschaffenen Gesteinen verwendet werden (Dr. M. Frey, Bern, mündliche Mitteilung 1972.) Für die vorliegende Arbeit genügt aber die Feststellung einer Tendenz.

Es wurden von 21 grobblättrigen und 37 feinschuppigen Hellglimmern (möglichst von zwei Varietäten aus dem gleichen Gestein) Pulveraufnahmen gemacht (Guinierkamera, Fe K α Strahlung), es wurde der d(060)-Reflex verwertet, geeicht mit d(211) von Quarz (1,540 Å). Das Resultat zeigt Figur 3. Aus dieser Figur geht eindeutig für die feinschuppigen Hellglimmer eine Tendenz zu größeren d(060)-Werten im Vergleich zu den grobblättrigen hervor. Aufgrund dessen darf angenommen werden, daß die feinschuppigen Hellglimmer im allgemeinen eine mehr phengitische Zusammensetzung haben als die grobblättrigen, voralpinen. Letztere können im allgemeinen als Muskovite bezeichnet werden.

1.3.2. Quarz-Carbonat-Mobilisate

Vielorts treten im Trunser Gebiet im TZM total unverschiefterte, grobkörnige Quarzkörper auf. Solche Körper sind von NIGGLI (1944) auch aus dem westlichen TZM beschrieben. Sie können linsenförmig, aderförmig oder völlig unregelmäßig geformt sein. Einerseits können sie das Nebengestein in Schollen auflösen, wobei Einzelschollen stets die alpine Verschieferung zeigen; andererseits wurde Boudinage der Quarzkörper beobachtet. Die allgemeine Erscheinungsform läßt sie also als syn- bis postkinematisch einstufen. Die Korngröße liegt meistens zwischen 1 und 10 mm.

Vor allem, wo diese Mobilisate in Paragneisen und Paraschiefern vorkommen, führen sie oft reichlich Carbonat. Dieses verwittert braun, röntgenographisch wurde Dolomit festgestellt.

Stellenweise (namentlich dort, wo auch im Nebengestein Eisensulfide vorkommen) führen diese Mobilisate recht reichlich Pyrit und auf Korngrenzen (als Spätausscheidung) Eisenhydroxide. Zur Frage des Einbaues von Eisen in Carbonat wurde an fünf Dolomiten aus Mobilisaten der Eisengehalt geprüft, mit dem in Tabelle 1 gegebenen Resultat.

Tabelle 1

Eisengehalte von fünf Carbonatproben aus Mobilisaten

Bemerkungen:	Mol.-Ersatz MgCO ₃ durch FeCO ₃ (%)
1. Mobilisat ohne Pyrit, in Schiefen mit wenig Fe-Sulfiden	19,2
2. Sehr dolomitreiches Mobilisat, ohne Pyrit	11,6
3. Wie 2., aber mit Fe-Hydroxiden an Korngrenzen	18,4
4. Mobilisat carbonatarm und pyritreich	23,4
5. Carbonatarm, aber ohne Pyrit und Fe-Hydroxiden	16,6

Es zeigt sich, daß das Ausmaß des Fe-Einbaus im Dolomit abhängt von der Fe-Konzentration im Mobilisat und vom Dolomitgehalt. Nach DEER, HOWIE und ZUSSMAN (1962, Vol. 5, S. 295) sind Dolomite mit einem

Fe:Mg-Verhältnis größer als 1:4 als Ankerite zu bezeichnen. Dies trifft hier zu für den Extremfall Nr. 4, für die restlichen Carbonatproben ist die Bezeichnung Dolomit am Platz¹⁾.

Die Entstehung dieser Quarz- und Quarz-Dolomit-Mobilisate durch laterale Sekretion aus dem Nebengestein während der alpinen Metamorphose ist vorstellbar. Quarzabsonderung wurde in mesozoischen Sedimenten der gleichen metamorphen Zone von FREY (1969, S. 117) beobachtet; das zusätzliche Auftreten von Dolomit in den Mobilisaten in Paragneisen und -schiefern ist nicht erstaunlich: bei der Serizitisierung der Plagioklase wird Ca frei und Mg-Führung wird durch die phengitische Tendenz der alpingebildeten Glimmer und durch den akzessorischen Dolomit im Gestein belegt. Eine CO₂-haltige intergranulare Lösung kann sowohl den Absatz des Ca und Mg als Carbonat erklären, als auch (mit niedrigem pH!) verantwortlich sein für die Serizitisierung der Plagioklase.

Im Rahmen dieser Arbeit sind diese Mobilisate von Interesse wegen ihrer Wechselwirkung mit Uranmineralisationen (siehe 2.4.2.5. und 4.2.).

1.3.3. Zur Temperatur und zum Druck

Das Tavetscher Zwischenmassiv wird nicht von auffallenden alpinen Zonengrenzen geschnitten. Da keine einzige der im Abschnitt 1.3.1. erwähnten Neubildungen als Thermometer brauchbar ist, gestaltet sich eine Einstufung von Temperatur und Druck während der alpinen Metamorphose recht schwierig.

FREY (1969, S. 116–117) schließt aufgrund verschiedener Überlegungen für die östliche Urserenzone auf Temperaturen von wenig über 300 °C und Drucke von 3–4 kb.

In voralpinen kristallinen Gesteinen ist eine Einstufung gegen unten gegeben, falls verjüngte Rb-Sr-Alterswerte an Biotiten vorliegen. JÄGER (in JÄGER, NIGGLI, WENK, 1967) gibt für den Strontiumverlust von Biotiten (bei einer Metamorphose) eine untere Temperaturgrenze von etwa 300 °C an. Nun liegen im benachbarten Gotthardmassiv (Val Nalps) tatsächlich alpin verjüngte Biotite vor (JÄGER et al., op. cit.); wenigstens dort wurde also etwa 300 °C erreicht.

Im TZM im Trunser Gebiet liegen zwei Möglichkeiten zur Temperaturabstufung gegen oben vor; die erste wird durch die Paragenese Quarz + Magnesit (ohne Talkbildung), die zweite durch das vereinzelte Vorkommen von Markasit in den Quarz-Carbonat-Mobilisaten gegeben.

Zur Paragenese Quarz + Magnesit. Im Abschnitt 1.2.2.6. (S. 14) wird ein Magnesit-Dolomit-Quarzgestein erwähnt, worin Magnesit und Quarz nebeneinander vorkommen ohne zu Talk zu reagieren. Unter den experimentell untersuchten Silikatbildungen aus Quarz und Carbonaten (METZ und WINKLER, 1963; TROMMSDORFF, 1966; JOHANNES, 1966) tritt die Talkbildung aus Quarz und Magnesit bei den tiefsten Temperaturen auf.

JOHANNES (1966) untersuchte diese Reaktion bei einem Gesamtdruck von 2 kb. Im T-XCO₂-Diagramm verläuft die univariante Reaktionskurve bei mittleren Zusammensetzungen der fluiden Phase ziemlich flach, bei XCO₂ = 0,5 liegt sie bei etwa 400 °C. Nachdem im Quarz-Magnesit-Dolomitgestein sowohl der Quarz als auch die Carbonate alpin rekristallisiert sind, muß mit solchen mittleren Zusammensetzungen der fluiden Phase gerechnet werden.

FREY (1969) postuliert aber für die alpine Metamorphose der östlichen Urserenzone Drucke von 3–4 kb. Bei solchen Gesamtdrücken würde bei einem mittleren CO₂-Gehalt der fluiden Phase die Talkbildung erst bei etwa 430 °C einsetzen (JOHANNES, op. cit.).

Zum Vorkommen von Markasit. Markasit tritt in alpinen Quarz-Carbonat-Mobilisaten vereinzelt auf (Abschnitt 2.4.4.2., S. 44). Die obere Temperaturgrenze für Markasit ist nach KULLERUD (1967) sehr wenig druckabhängig und beträgt bei 2 kb 425 °C. Da Markasit nur in den Mobilisaten vorkommt, kann diese Temperatur nur als obere Einstufung für die Kristallisation der Mobilisatmassen gelten.

Zusammenfassend kann die Temperatur während der alpinen Metamorphose zwischen etwa 300 °C (Verjüngung von Biotiten) und etwa 430 °C (Quarz + Magnesit) festgelegt werden. Nach WINKLER (1967) wäre mit den vorliegenden alpinen Neubildungen seine Quarz-Albit-Epidot-Biotit-Subfazies der Grünschiefer-

¹⁾ Nach WEIBEL (1969) wären diese Carbonate wahrscheinlich als Eisendolomite zu bezeichnen. Weil aber diese Bezeichnung nicht mit einem bestimmten minimalen Eisengehalt definiert wurde, wird sie im folgenden nicht verwendet.

fazies belegt, für die er Temperaturen von 450–470 °C angibt: er stellt aber das erste Auftreten von Biotit und die Talkbildung aus Quarz und Dolomit (die Reaktionstemperatur dafür ist nach JOHANNES, op. cit., stets etwa 30–40 °C höher als für die Talkbildung aus Quarz und Magnesit) in die gleiche Subfazies, ohne wesentlichen Temperaturunterschied; die Temperaturangaben WINKLERS basieren auf besagter Carbonatreaktion und haben also im vorliegenden Fall wiederum nur als obere Grenze eine Bedeutung.

Über den Druck sind wenig Aussagen möglich. Es ist sicher mehr als 1 kb Gesamtdruck nötig, um bei sogar hohem X_{CO_2} die Talkbildung aus Quarz und Magnesit bei 300 °C zu verhindern (JOHANNES, op. cit.). Zieht man in Betracht, daß die bei der alpinen Metamorphose vorliegende Faziesserie beim Lukmanierpaß (25 km SE Trun) durch das Disthenfeld geht (FREY, 1969) und nimmt man eine ungefähr lineare p-T-Beziehung an, dann entsprechen Temperaturen von 300–430 °C Drucken von 2–4 kb.

1.4. BEMERKUNGEN ZUR VORALPINEN (HERZYNISCHEN) METAMORPHOSE

Im Gegensatz zu den Beobachtungen ARNOLDS (1970) in gotthardmassivischen Gesteinen vom Val Nalps und Val Curnera wurden im TZM des Trunser Gebietes nie mehrere Generationen von voralpinen Mineralbildungen festgestellt. Für die eine nachweisbare voralpine Metamorphose wird hier ein herzynisches Alter angenommen, basierend auf Studien aus den anderen Zentralmassiven¹⁾ und auf dem auf S. 15 erwähnten herzynischen Alter eines Pegmatitmuskovits.

Zu den Mineralien, die nach (a) Kataklyse und (b) retrograder Umwandlung mit Sicherheit als voralpin angesehen werden können, zählen der grobblättrige Muskovit und Biotit, der serizitisierte Plagioklas und der grobkörnige Alkalifeldspat und in Amphiboliten die grüne Hornblende und der almandinreiche Granat.

Diese sind alle zu vereinbaren mit einer mittelgradigen Metamorphose; die Paragenese grüne Hornblende + almandinreicher Granat (Granatamphibolit von Zignau) schließt den Extremfall der Abukuma-Faziesserie aus²⁾, der Barrow-Typ oder eine ähnliche Faziesserie liegt im Bereich der Möglichkeiten (WINKLER, 1967).

Bei einer Metamorphose vom Barrow-Typ würde eindeutig die Almandin-Amphibolitfazies vorliegen; die untere Temperaturgrenze wird durch die Faziesgrenze selbst gegeben (etwa 500 °C nach WINKLER, op. cit.), die obere Temperaturgrenze durch die Stabilität der Paragenese Muskovit + Quarz. Die Temperatur für die Reaktion Muskovit + Quarz zu Orthoklas + Sillimanit ist nach WINKLER (op. cit., S. 177) stark druckabhängig und liegt bei Drucken von 3–5 kb zwischen 650 und 700 °C.

Zusammenfassend kann also die Temperatur während der herzynischen Metamorphose eingestuft werden zwischen 500 °C und 650 °C, oder mit Sicherheit zwischen 500 und 700 °C. Beide Temperaturspannen schneiden schon den Bereich der Anatexis. Hierin findet die Diskussion über die Entstehung der Grobaugengneise durch beginnende Mobilisation (S. 13) sowie die Hypothese der exsudativen Entstehung der herzynischen Pegmatite (S. 15) eine Grundlage.

1.5. BEMERKUNGEN ZUM VERGLEICH VERRUCANO – GNEISE DES TZM

Wie aus den verschiedenen Gesteinsbeschreibungen in Abschnitt 1.2.2. hervorgeht, sind einzelne Schiefer und Gneise des Tavetscher Zwischenmassivs außerhalb ihres Zusammenhangs oft schwer als voralpines Kri-

¹⁾ WÜTHRICH (1965) kann an Hand von Rb-Sr-Altersbestimmungen eine herzynische Metamorphose im Aarmassiv belegen; im Gotthardmassiv liegen herzynische Muskovitalterswerte vor (JÄGER, NIGGLI, WENK, 1967).

²⁾ Wegen der Möglichkeit einer Paragenese Anorthit + Cummingtonit (oder Anthophyllit) in den mittelgradigen Fazien des Abukumatyps ist beim Abukumatyp keine Paragenese Hornblende + Almandin möglich (WINKLER, 1967, S. 119–120).

stallin erkennbar. Sie können verschiedenen Typen des südlichen und östlichen anschließenden Verrucanos (FEHR, 1956; MILCH, 1892), namentlich der nicht ausgesprochen konglomeratischen Varietät des Ilanzer Verrucanos, recht ähnlich sein. Dies ist an sich nicht verwunderlich, da der Verrucano ja zu einem großen Teil aus detritischem voralpin-kristallinem Material besteht.

Es gibt nun einige Faktoren, welche gestatten, ohne den lithologischen Zusammenhang (und ohne die große feldgeologische Erfahrung eines F. Weber) TZM-Kristallin und ihm ähnlichen Verrucano zu unterscheiden. Für TZM-Kristallin sprechen:

1. Die Anwesenheit größerer Mengen von serizitisierendem Plagioklas.
2. Die räumliche Verteilung des grobblättrigen Hellglimmers.
3. Die röntgenographische Einheitlichkeit des grobblättrigen Hellglimmers.

Diese Kriterien werden im folgenden der Reihe nach besprochen.

1. Die Anwesenheit größerer Mengen von serizitisierendem Plagioklas: Plagioklas ist nicht ein sehr verwitterungsbeständiges Mineral und ist deshalb im Verrucano weit weniger häufig als in den TZM-Paragesteinen. Auch dort, wo in den letzteren der effektive Gehalt an Plagioklas durch intensive Serizitierung sehr erniedrigt ist, bleibt ein Restbestand der Kristalle zurück und deutet auf den ursprünglichen Plagioklas-Reichtum hin. Ursprünglich plagioklasreiche, stark serizitisierte Gneise haben den homogenen «hornfelsartigen» oder auch schiefrigen Aspekt, die etwas «seifige» Oberflächenbeschaffenheit, matten Glanz und graugrünliche Farbe, die für viele Paragneise und -schiefer im TZM typisch ist. In den hellgrünen psammitischen und feinpsephitischen Partien des Ilanzer Verrucanos liegt ein Gemenge aus vor allem Hellglimmer und Quarz vor; die oft unregelmäßig verteilten größeren Quarzkörner und kleineren Knollen machen die Oberfläche bei der Berührung weniger glatt als die der Paragneise und -schiefer des TZM.

2. Das Kriterium der räumlichen Verteilung des groben Hellglimmers wurde von Prof. E. Niggli, Bern, vorgeschlagen. In den Gneisen des TZM sind die grobblättrigen Hellglimmer herzynisch metamorph gebildet; ihre Verteilung ist chemisch bedingt und sehr regelmäßig. Die groben Muskovite des Verrucanos hingegen sind eingeschwemmt; ihre Verteilung kennt taschenartige Konzentrationen und muskovitfreie Partien im Kleinbereich.

3. Die röntgenographische Einheitlichkeit der groben Hellglimmerschuppen. Aus Figur 3 geht hervor, daß auch die grobblättrigen (herzynischen) Hellglimmer eine gewisse Variation des $d(060)$ zeigen.

Innerhalb einer TZM-Gesteinsprobe streut dieser Wert aber nicht. Werden bei der Ablagerung eines detritischen Gesteins Hellglimmer verschiedenen Phengitgehaltes gemischt, dann hat dies nachher für das Pulverdiagramm des separierten grobblättrigen Hellglimmers die Folge, daß (bei guter Auflösung) die $(0k0)$ Reflexe breit und schwach werden oder überhaupt nicht sichtbar sind.

Dieses Kriterium hat nur Gültigkeit, wenn das Liefergebiet des Verrucanos bezüglich Hellglimmer uneinheitlich ist. Uneinheitlichkeit des grobblättrigen Hellglimmers beweist Verrucanozugehörigkeit, Einheitlichkeit beweist aber nicht Massivzugehörigkeit.

2. Die Uranvererzungen

2.1. DAS VORKOMMEN VON URANMINERALISATIONEN IM VORDERRHEINTAL

Die Verbreitung von Uranmineralisationen im Vorderrheintal zeigt Figur 1. Die Vorkommen scharen sich um folgende «Zentren»:

- Affeier-Waltensburg (im Verrucano),
- Trun (im Tavetscher Zwischenmassiv),
- Pazolastock beim Oberalppaß (ebenfalls im TZM).

Diese Arbeit befaßt sich an sich nur mit den Trunser Vorkommen; die Vorkommen von Affeier-Waltensburg und vom Pazolastock kommen in Abschnitt 4.1. (Vergleiche) kurz zur Sprache.

2.2. DIE VERBREITUNG IN DER UMGEBUNG VON TRUN

Die Verbreitung der Uranmineralisationen in der Umgebung von Trun ist auf Tafel 1 angegeben. Auf der Südseite des Rheins finden sie sich in einer etwa 350 m breiten, in der generellen Streichrichtung verlaufenden Zone, welche über 1,5 km verfolgbare ist. Nördlich des Rheins findet sich bei Tiraun vererztes Lockermaterial; dieses Vorkommen liegt (Verwerfung im Val Zavràgia in Betracht gezogen, siehe S. 9) ungefähr in der östlichen streichenden Fortsetzung der obenerwähnten Zone.

Die Mineralisationen konzentrieren sich rund um vier «Zentren», welche im folgenden als «Vorkommen» bezeichnet werden. Es sind diese:

1. «Tiraun»: das Vorkommen in einer Sackungsmasse etwa 500 m östlich von Tiraun, an der Linie der Rhätischen Bahn, nördlich des Rheins.
2. «Acla Martin»: auf 1200–1300 m an der Straße Zignau–Alp Nadèls.
3. «Dalisch»: in der westlichen streichenden Fortsetzung des Vorkommens Acla Martin. Mineralisationen kommen vor in einer etwa 150 m mächtigen Zone.
4. «Unterhalb Dalisch»: der Hang unterhalb Dalisch, in einer Höhe von 1300–1400 m; Vererzungen treten über eine Länge von etwa 500 m auf.

In der streichenden Fortsetzung der Vererzungen von Dalisch und vom Vorkommen unterhalb Dalisch kommen, 400–600 m weiter nach SW, noch einige vereinzelt Mineralisationen vor, die den Vererzungen unterhalb Dalisch gleichen.

Tafel 1 zeigt, daß die Vererzungen in verschiedenen Nebengesteinen vorkommen: Das Vorkommen Tiraun liegt in Paraschiefern und Paragneisen. Die Mineralisationen von Acla Martin und Dalisch in mikroklinführenden hellen Muskovitgneisen. Das Vorkommen unterhalb Dalisch und die vereinzelt Vererzungen südwestlich davon liegen an der Grenze zwischen Paraschiefern und hellen Muskovitgneisen. Vererzungen kommen in beiden Gesteinstypen vor.

Von den mengenmäßig wichtigen Gesteinstypen führen also die Paragneise selten, die Grobaugegneise nie Uranmineralisationen.

2.3. DAS AUFTRETEN IM FELD; DIE VERTEILUNG IM NEBENGESTEIN

2.3.1. Tiraun

Das erstentdeckte Trunser Vorkommen besteht fast ausschließlich aus Lockermaterial: die einzige anstehende Mineralisation ist in Paraschiefer-Aufschlüssen an der Rhätischen Bahn vorhanden; ein Scintillometer gibt dort maximal 150 $\mu\text{R}/\text{h}$ an. Direkt im Gestein, ohne Gangart, sitzen dort sehr vereinzelt schwarze Punkte (Pechblende, kleiner als 0,5 mm). Es ist zu wenig Material da, um auf Schieferungskonkordanz oder Diskordanz schließen zu können, aber es handelt sich nicht um einen alpinen Kluftabsatz.

In einer Sackungsmasse in der nordöstlichen streichenden Fortsetzung dieser Mineralisationen an der Bahnlinie kommt teilweise reichvererztes Lockermaterial über eine Fläche von 100 m (E-W) \times 200 m (S-N) vor (MÜLLI, 1962). Nebengesteine sind Paraschiefer und Paragneise.

Vererzungen sind in Gesteinsstücken sichtbar als schieferungskonkordante Lagen und Knollen, manchmal mit Rissen senkrecht zur Schieferung. Solche Lagen können übereinander liegen, und können eine gewisse Fältelung zeigen (siehe Fig. 5a). Die Lagen und Knollen können bis etwa 1 cm dick und bis etwa 10 cm lang sein. Die Radioaktivität, direkt an der Probe gemessen, übersteigt stets die Meßgrenze gängiger Scintillometer (etwa 10 mR/h). Makroskopisch bestehen die Vererzungen aus massiver, oft recht brüchiger Pechblende, ohne Gangart oder Begleiterze. Die Grenze zum Nebengestein ist scharf. Vererzte Proben aus dem Schutt von Tiraun zeigen fast stets gelbe, gelbgrüne, orange oder rote Anflüge von (verwitterungsbedingten) sekundären Uranmineralien.

2.3.2. Acla Martin

Ganz im Gegensatz zu Tiraun liegen hier gute Aufschlüsse vor (Rundhöcker), an einer Stelle noch verbessert durch Abdeckungsarbeiten (Joos, 1968). Einen Plan dieser Schürfung, mit den gemessenen Radioaktivitäten, zeigt Figur 4a. Die Verteilung der Mineralisationen im Aufschlußbereich, wie sie aus dieser Figur hervorgeht, ist für das Vorkommen Acla Martin recht typisch: es lassen sich rund 5 m breite Zonen erkennen, welche generell in der alpinen Schieferungsrichtung verlaufen und in denen Vererzungen vermehrt vorkommen, ohne jedoch streng daran gebunden zu sein. Aus der Sondierung von Bohrlöchern (HANSEN, 1971) scheint hervorzugehen, daß diese Zonen im Streichen nicht mehr als einige zehn Meter verfolgbar sind.

Die Mineralisationen selbst treten als schwarze Schmitzen im hellen Muskovitgneis in Erscheinung. Sie werden nicht über 6 mm dick und nicht über 20 cm lang.

Es können mehrere solche Körperchen in einer Ebene (in der Schieferungsrichtung) quasi aneinandergereiht vorkommen; diese treten dann für die Radiometrie als eine mehr oder weniger zusammenhängende Lage in Erscheinung: in Figur 4a, rechts oben, ist eine solche Situation widergespiegelt. Bei genauerer Betrachtung scheint Boudinage vorzuliegen.

Im Gegensatz zu den Tirauner Vorkommen ist in Acla Martin stellenweise etwas Quarz mit der Pechblende assoziiert, makroskopisch sichtbar als schmaler Rand um die schwarzen Schmitzen. Alpine Mobilisate sind auf Acla Martin spärlich und bestehen hier nur aus Quarz. Vom mit der Pechblende assoziierten Quarz unterscheiden sie sich durch viel größere Dicke, teilweise Diskordanz und unregelmäßige Lagerung.

Außer Mineralisationen vom obigen Typus kommt in Acla Martin, 30 m nördlich der Straße Zignau-Alp Nadels, die einzige Uranvererzung in einem Pegmatit des TZM im Trunser Gebiet vor (Koordinaten des Fundpunktes 176.880/718.830). Der Pegmatit unterscheidet sich von anderen Pegmatiten im Gebiet nur dadurch, daß sein Quarzgehalt sehr hoch ist und daß ein Generationenunterschied vorzuliegen scheint zwischen diesem Quarz und den übrigen Gemengteilen des Pegmatits: Feldspat-Glimmerpartien werden zum Teil in Schollen aufgelöst. Angenommen wird, daß dieser Quarz alpin mobilisiert ist. Die Uranmineralisation liegt innerhalb vom Feldspat-Muskovit-Gefüge, *nicht* im Quarz. Makroskopisch sichtbar sind einige schwarze, unregelmäßig geformte, etwa 3 mm große Körner in einem Muskovitnest zwischen großen K-Na-Feldspäten. Nach den in Abschnitt 2.4.2.4. (S. 32) erläuterten Beobachtungen handelt es sich hier um phänokristallinen Uraninit.

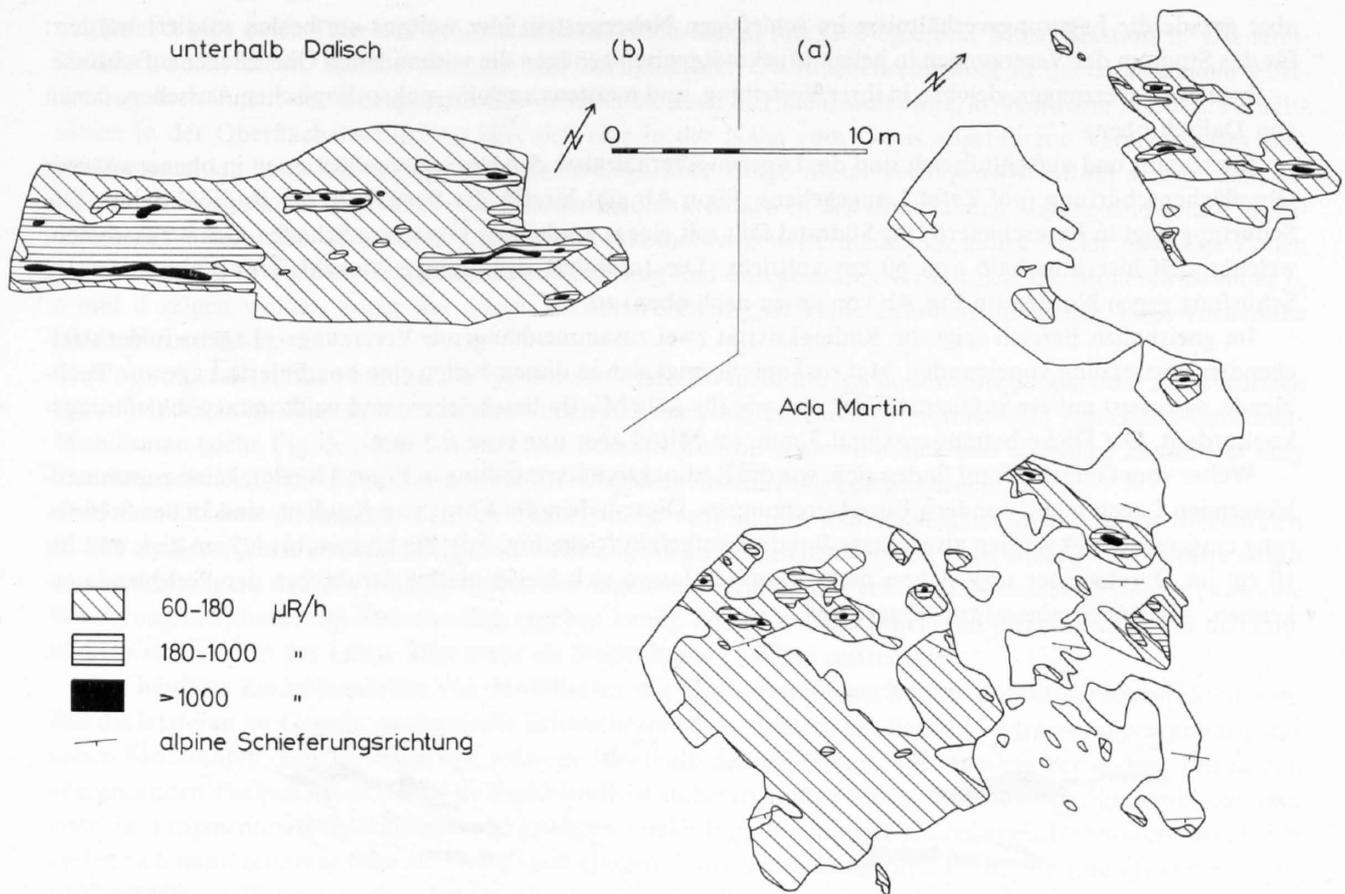


Fig. 4. Die Verteilung der Radioaktivität in den Oberflächen-Schürfungen Acla Martin und unterhalb Dalisch. Nach Joos (1968).

Uraninitvorkommen in Pegmatiten des nördlichen Gotthardmassivs sind von DE QUERVAIN (1965) und ARNOLD (1970) beschrieben worden. Es handelt sich um Turmalin- und Turmalin-Sillimanitpegmatite.

2.3.3. Dalisch

Wie auf Acla Martin liegen hier gute Aufschlüsse vor. Es wurden kleinere Oberflächenabdeckungen ausgeführt. Beim Nebengestein handelt es sich ebenfalls um helle Muskovitgneise, worin hier lokal außer der alpinen Schieferung eine Bänderung im Zentimeter-Bereich sichtbar ist. Die Richtung dieser Bänderung variiert örtlich.

Die Verteilung der Mineralisationen im Aufschlußbereich zeigt eine etwas geringere Dichte als die in Figur 4 für Acla Martin dargestellte. Mineralisationen können in der streichenden Fortsetzung (bzw. der alpinen Schieferung) voneinander liegen, sie sind aber meistens unregelmäßig in den Aufschlüssen verteilt und bilden weder in Schieferungsrichtung noch in Stoffbänderungsrichtung Zonen.

Die Vererzungen treten hier, wie in Acla Martin, als schwarze Schmitzen in Erscheinung (siehe Fig. 5b), meistens einige Millimeter (bis 5 mm) dick und einige Zentimeter (bis etwa 5 cm) in Längenerstreckung. Makroskopisch ist nur Pechblende erkennbar, kein assoziierter Quarz. Alpine Quarzkauern sind hier etwas häufiger als in Acla Martin; die Vererzungen zeigen überhaupt keinen Zusammenhang mit ihnen.

2.3.4. Unterhalb Dalisch

Die Aufschlußverhältnisse in Dalisch-unten sind, vor allem in den Schiefen, von Natur aus nicht besonders gut. Dank einer Oberflächenschürfung (JOOS, 1968) und einem Sondierstollen (HANSEN, 1971) können

aber gerade die Lagerungsverhältnisse im schiefriigen Nebengestein hier weitaus am besten studiert werden; für das Studium der Vererzungen in hellen Muskovitgneisen genügen die vorhandenen Oberflächenaufschlüsse.

Letztere Vererzungen gleichen in ihrer Verteilung, und meistens auch im makroskopischen Aussehen, denen von Dalisch-oben.

Interessant und aufschlußreich sind die Lagerungsverhältnisse der Uranmineralisationen in obenerwähnter Oberflächenschürfung (auf Tafel 1 angegeben). Figur 4b gibt hierfür die Verteilung der Radioaktivität. Die Schürfung liegt in Paraschiefern; ihr Südrand fällt mit einem graduellen Übergang Schiefer–Gneis zusammen, welcher sich hier innerhalb von 60 cm vollzieht. Die Intensität der alpinen Verschieferung nimmt in der Schürfung gegen Norden (in Fig. 4b von unten nach oben) zu.

Im gneisnahen Bereich zeigt die Radioaktivität zwei zusammenhängende Vererzungs-«Lagen» in der streichenden Fortsetzung voneinander. Makroskopisch zeigt sich in diesen Fällen eine boudinierte Lage von Pechblende, assoziiert mit etwas Quarz (in der Art, wie für Acla Martin beschrieben) und vollkommen schieferungskonkordant. Die Dicke beträgt maximal 3 mm, im Mittel aber nur etwa 0,5 mm.

Weiter vom Gneis entfernt finden sich, wie die Radioaktivitätsverteilung in Figur 4b zeigt, keine zusammenhängenden Lagen mehr, sondern Einzelvererzungen. Diese haben die Form von Knollen, sind in der Schieferung eingeregelt und werden als isolierte Boudins aufgefaßt (siehe Fig. 5d). Sie können bis 1,5 cm dick und bis 10 cm im Durchmesser sein. Schon makroskopisch lassen sich hierin nierige Strukturen der Pechblende erkennen. Als Begleitmineral tritt Quarz auf.

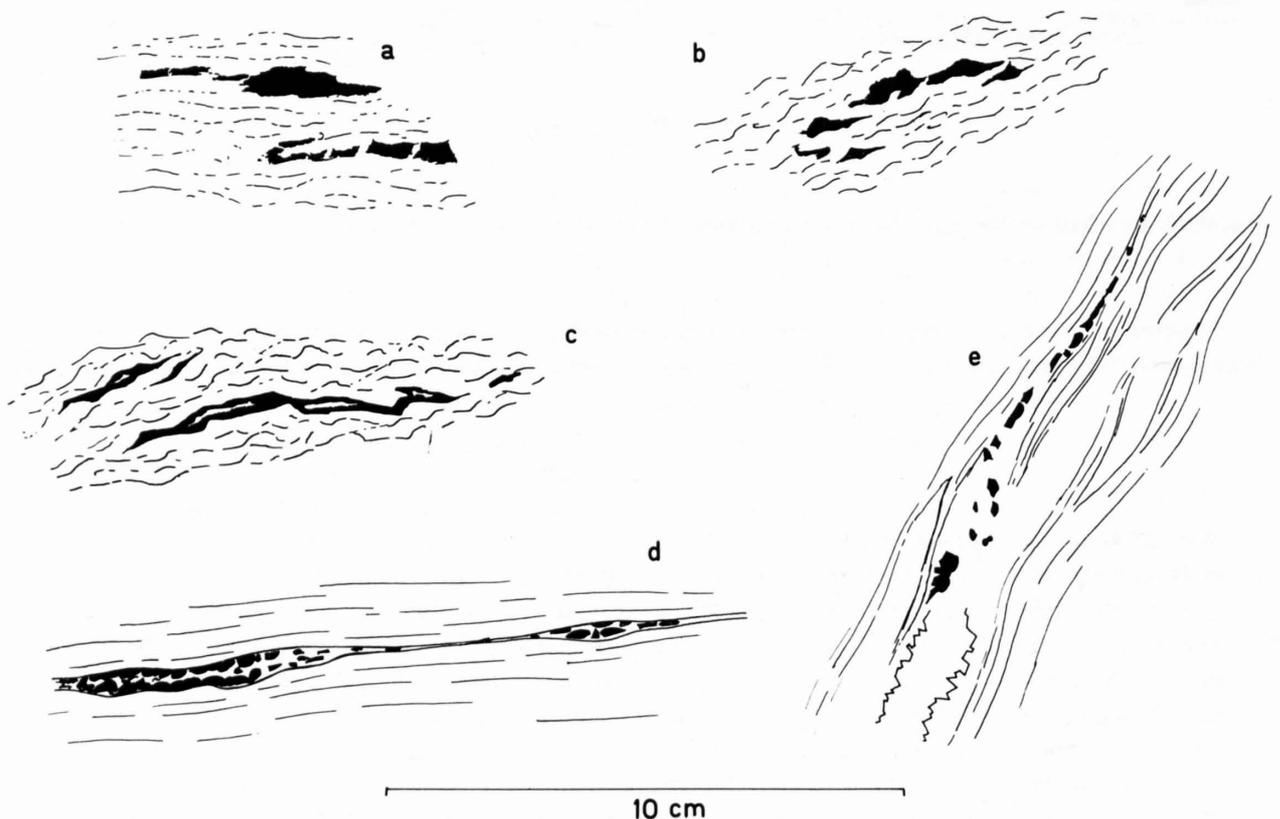


Fig. 5. Verschiedene Arten des Auftretens von Uranmineralisationen, gesehen in einer Ebene senkrecht zur Schieferung und zur Lineation. Schwarze Flecken: Erz, u. a. Pechblende. Mit Strichen ist schematisch die Orientierung der Glimmer, als Maß für die Verschieferung der Gesteine, angegeben.

(a) Reich vererztes Stück von Tiraun.

(b) Dalisch: «Schmitze.»

(c) Unterhalb Dalisch, Vererzung in hellem Muskovitgneis.

(d) Unterhalb Dalisch, boudinierte Vererzung in Paraschiefern.

(e) Unterhalb Dalisch, Vererzung angrenzend an und innerhalb eines Quarz-Dolomitmobilisates (weiß). Hier lassen sich Pechblende im Nebengestein (oben), kataklastische und «auseinandergetriebene» Pechblende (Mitte) und dünne, nichtkataklastische Pechblendehäutchen (Zickzacklinien unten) unterscheiden.

Tafel 2 gibt einen Plan des Schürfstollens Dalisch-unten, mit Geologie und Mineralisationen. Die streichende Strecke dieses Stollens befindet sich bezüglich der Oberflächenschürfung in der streichenden Fortsetzung nach innen: der Übergang Gneis-Schiefer ist auch hier nicht weit entfernt. Konform mit den Verhältnissen in der Oberflächenschürfung läßt sich eine in der Nähe vom Gneis angefahrne Vererzung (im Eingangsquerschlag ganz hinten) als boudinierte Lage über einige Meter verfolgen (Brustbild a zeigt dementsprechend eine gewisse Lagengebundenheit der Radioaktivität). In der streichenden Strecke sind solche lagenförmigen Vererzungen eher selten: obwohl die Anomalien gewissermaßen an einige Meter mächtige Zonen gebunden sind, sind sie an sich meistens punktförmig und unregelmäßig verteilt, wie die Stollenbrustbilder b, c und d zeigen wollen. Sogar bei relativ reicher Vererzung ist keine zusammenhängende Lage vorhanden (Stollenbrustbild e).

Uranmineralisationen kommen in diesem Schürfstollen nicht nur als boudinierte Lagen oder Einzelknollen (Boudins) direkt im Gestein vor, sondern finden sich auch angrenzend an oder innerhalb von Quarz-Carbonat-Mobilisaten (siehe Fig. 5e). Die Knollen und Boudins sind bis etwa 1 cm dick und bis einige Zentimeter lang und unterscheiden sich nicht von den für die Oberflächenschürfung beschriebenen.

Quarz-Dolomit-Mobilisate sind im Schürfstollen sehr häufig und nach allen strukturellen Merkmalen (S. 17) alpinen Alters. Dolomitreichtum ist hier allgemein, und stellenweise ist Pyrit wichtig. Dies dürfte damit zusammenhängen, daß die Schiefer selbst hier lagenweise recht viel Pyrit (und Nadeleisen) führen (was eine Bänderung hell/dunkel im Meterbereich ergeben kann). Die Mobilisatkörper sind meist unter 10 cm mächtig, können sich aber in der Länge über mehr als Stollenbreite (1,80 m) erstrecken.

Ein häufiges Zusammenfallen von Mobilisaten mit Uranvererzungen könnte darauf zurückzuführen sein, daß die letzteren im Gestein mechanische Schwächezonen darstellten. Oft liegen Uranvererzungen unmittelbar neben Mobilisaten oder befinden sich teilweise innerhalb dieser Massen, währenddem der andere Teil in den angrenzenden Paraschiefern sitzt. Die Pechblende ist dabei in beiden Fällen kataklastisch; im Mobilisat sind aber die Fragmente vielfach auseinandergefahren (siehe Fig. 5e). Solche Einzelbruchstücke von Pechblende finden sich dann zerstreut über ein Gebiet von einigen Zentimetern Länge und Breite; sie sind oft von Sulfiden begleitet. Bei m 70 der streichenden Strecke des Schürfstollens, wo die Mobilisate besonders pyritreich sind, finden sich völlig in Pyrit eingebettete Pechblendebruchstücke.

Außer in dieser kataklastischen Erscheinungsform wurde Pechblende im Mobilisat auch in dünnen Häutchen beobachtet. Diese scheinen Carbonatkorn Grenzen zu folgen und sind sicher nicht kataklastisch (siehe Fig. 5e).

Der Charakter der Mineralisationen 400–600 m weiter südwestlich in der streichenden Fortsetzung des Vorkommens unterhalb Dalisch ist im Prinzip der gleiche wie der hier beschriebene. Dort kommen Vererzungen ebenfalls auf zwei Arten vor; nämlich direkt im Gestein und in (und angrenzend an) alpine Mobilisatmassen.

2.4. ZUM MINERALINHALT DER VERERZUNGEN

2.4.1. Beziehungen zum Nebengestein

2.4.1.1. Allgemeine Feststellungen über die Nebengesteinsmineralogie

Auf Figur 2 ist für 14 vererzte Proben (Paraschiefer und helle Muskovitgneise) der Mineralbestand (Hauptgemengteile) dargestellt. Es zeigt sich, daß die unmittelbaren Nebengesteine der Vererzungen im allgemeinen recht quarzreich sind, aber doch bezüglich der Zusammensetzung der unvererzten Proben durchaus nicht aus dem Rahmen fallen: der Glimmergehalt der vererzten Proben ist nicht speziell hoch, und sowohl Albit als auch Mikroklin können reichlich vorkommen, vor allem im Fall von hellen Muskovitgneisen.

Der relative Quarzreichtum der vererzten Paraschiefer kann eine Folge sein von: a) Zufall, b) einer direkten genetischen Verknüpfung mit diesen Gesteinen, und c) (bei Vorwegnahme einer hydrothermalen Entstehung) einer hydrothermalen Umwandlung.

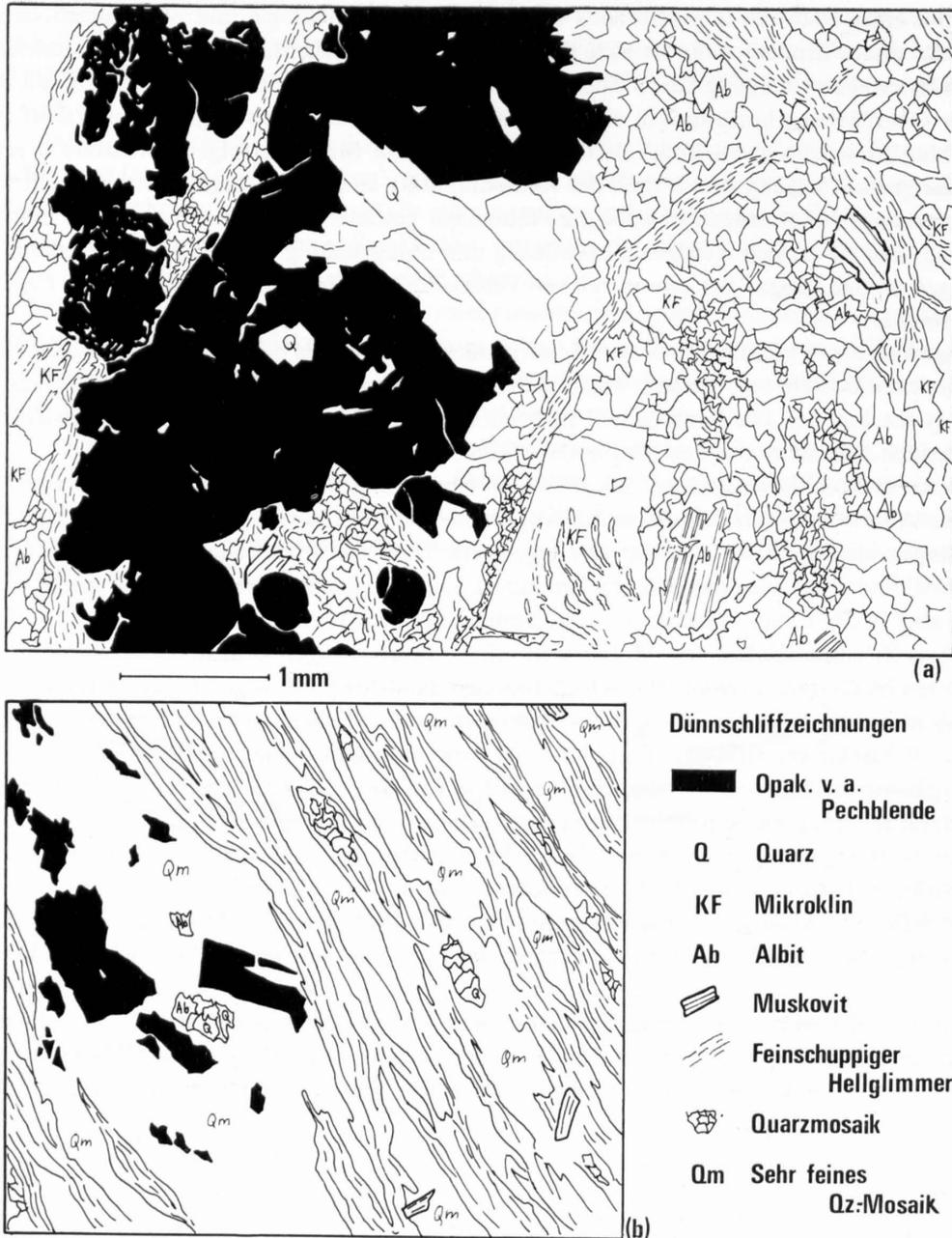


Fig. 6. Der Effekt der alpinen Verschiebung auf die Uranmineralisationen, an zwei Beispielen vom Vorkommen unterhalb Dalsich demonstriert. (a) Vererzung in hellem Muskovitgneis; (b) Vererzung in Paraschiefern. (a) zeigt wenig gestörte Strukturen, mit idiomorphem Quarz und unzerbrochenen Pechblendekrusten. (b) zeigt eine sehr starke Kataklase der Pechblende.

Eine direkte genetische Verknüpfung mit quarzreichen, feldspatarmen Gesteinen ist im Hinblick auf das Auftreten von Uranvererzungen in verschiedenartigen, auch feldspatreicheren Nebengesteinen unwahrscheinlich.

Eine hydrothermale Umwandlung im Zusammenhang mit der Platznahme einer hydrothermalen Vererzung äußert sich im allgemeinen in Verquarzung und Serizitisierung; am anfälligsten für die umwandelnden Lösungen sind die Feldspäte (SCHWARTZ, 1959; HELGESON, 1964). Feldspatführung des direkten Nebengesteins der Trunser Uranvererzungen kommt aber nicht nur in Figur 2 zum Ausdruck, sondern wurde auch in verschiedenen Fällen im Dünnschliff beobachtet. Figur 6a zeigt z. B. gut ausgebildete Mikrokline und Albite direkt neben einer Uranmineralisation. Hydrothermale Umwandlung ist in Trun also keine conditio sine qua non für die Anwesenheit von Uranmineralisationen.

Die reichliche Quarzföhrung und das fast völlige Fehlen von Feldspat ist, wie Figur 2 zeigt, für die Paraschiefer nicht auf vererzte Proben beschränkt. Auch aus diesem Grund ist es unwahrscheinlich, daß diese Faktoren Folgen einer hydrothermalen Umwandlung sind.

Wahrscheinlicher ist, daß eventuell früher vorhandene Feldspäte in diesen alpin extrem stark tektonisierten Gesteinen während der alpinen Metamorphose abgebaut (namentlich serizitisiert) wurden. Die reichliche Dolomitföhrung der Mobilisate in gerade diesen Gesteinen ist ein Indiz in dieser Richtung (siehe auch Abschnitt 1.3.2., S. 17).

2.4.1.2. Zum Einfluß der alpinen Verschieferung auf den mikroskopischen Aspekt der Vererzungen

Aus Abschnitt 2.3. geht hervor, daß der makroskopische Aspekt der Vererzungen sehr stark von der alpinen Tektonik bestimmt wird; Boudinage und Schleppung in der Schieferungsrichtung zeigen, daß sie älter sind als diese Tektonik. Es liegt also eine alpinktonische Überprägung von an sich älteren Mineralisationen vor.

Weil im nächsten Abschnitt (2.4.2.) unter anderem die Rede von einer mikroskopischen Struktur der Vererzungen sein wird, sei hier (ohne auf diese jetzt näher einzugehen) zuerst klar dargelegt, an was für Material eine solche Struktur trotz der alpinktonischen Überprägung überhaupt noch beobachtet werden kann.

Erstens gibt es Vererzungen in Gesteinen, die relativ wenig alpin verschiefert sind. Solche Vererzungen sind mechanisch im allgemeinen wenig gestört. Eine starke Verschieferung zerstört im allgemeinen sämtliche strukturellen Beziehungen innerhalb der Vererzung. Dies zeigt Figur 6 an zwei Beispielen, beide vom Vorkommen unterhalb Dalisch: a) aus einer Vererzung im hellen Muskovitgneis: läßt noch botryoidale Formen der Pechblende (siehe S. 29) und einen idiomorphen Quarz erkennen; b) aus einer Vererzung in Paraschiefern: zeigt nur noch Bruchstücke von Pechblende.

Boudins oder «Knollen» im verschieferten Nebengestein zeigen aber oft eine erstaunlich gut erhaltene interne Struktur; oft deuten nur (meist mit Quarz ausgefüllte) Zerrungsrisse auf eine mechanische Beanspruchung hin. Figur 10 zeigt dies für das Innere eines sehr massiven Boudins von Tiraun. Boudins können sogar einen gewissen «Druckschatten» bewirken, worin dann mechanisch wenig gestörte strukturelle Beziehungen zwischen Erz und Nebengestein sichtbar sind.

Für das mikroskopische Studium der ursprünglichen Struktur der Vererzungen liegt also Material a) in hellen Muskovitgneisen und b) in Boudins oder «Knollen» in schiefrigen Gesteinen vor.

Ganz allgemein föhren Kontakte mit alpinen Mobilisaten zu völlig neuen Aspekten der Mineralisationen. Hierauf wird in Abschnitt 2.4.2.4. eingegangen.

2.4.2. Allgemeiner mikroskopischer Aspekt der Vererzungen: Erscheinungsform der Pechblende

2.4.2.1. Einleitendes

Die Boudins und Knollen in den Schiefen und die schwarzen Schmitzen in den Gneisen, die makroskopisch meist rein schwarz sind und aus nichts anderem als Pechblende zu bestehen scheinen, zeigen unter dem Mikroskop eine interne Struktur. Diese Struktur wird von der Art des Auftretens der Pechblende, als hauptsächlichstes Erzmineral, bestimmt.

Im wesentlichen tritt Pechblende in zwei Formen auf: feinverteilt oder mit «nierigen», «botryoidalen» Strukturen. Diese zwei Erscheinungsformen können nebeneinander vorkommen; sie werden in den Abschnitten 2.4.2.2. respektive 2.4.2.3. behandelt. Mit der Art des Auftretens der Pechblende wechselt in einem gewissen Grad die Begleitparagenese: sie wird daher in diesen Abschnitten stichwortartig angegeben.

Phänokristalliner Uraninit kann untergeordnet vorkommen. Abschnitt 2.4.2.4. berichtet hierüber, sowie über das Uraninitvorkommen im Pegmatit von Acla Martin. Die Erscheinungsformen der Pechblende in den Quarz-Dolomit-Mobilisaten des Schürfstollens unterhalb Dalisch kommen in Abschnitt 2.4.2.5. zur Sprache.

2.4.2.2. Feinverteilte Pechblende

Feinverteilte Pechblende ist für viele Stücke aus dem Schutt von Tiraun charakteristisch, ist aber auch in Dalisch wichtig. Im Vorkommen unterhalb Dalisch und in Acla Martin spielt diese Erscheinungsform neben der botryoidalen Pechblende nur eine untergeordnete Rolle.

Feinverteilte Pechblende (Fig. 7, 8 und 9) kann als Imprägnation im Gestein auftreten oder zusammen mit Quarz, Serizit und Chlorit (als Gangarte) eine Art Aderfüllung darstellen. Die Pechblende-Masse ist in beiden

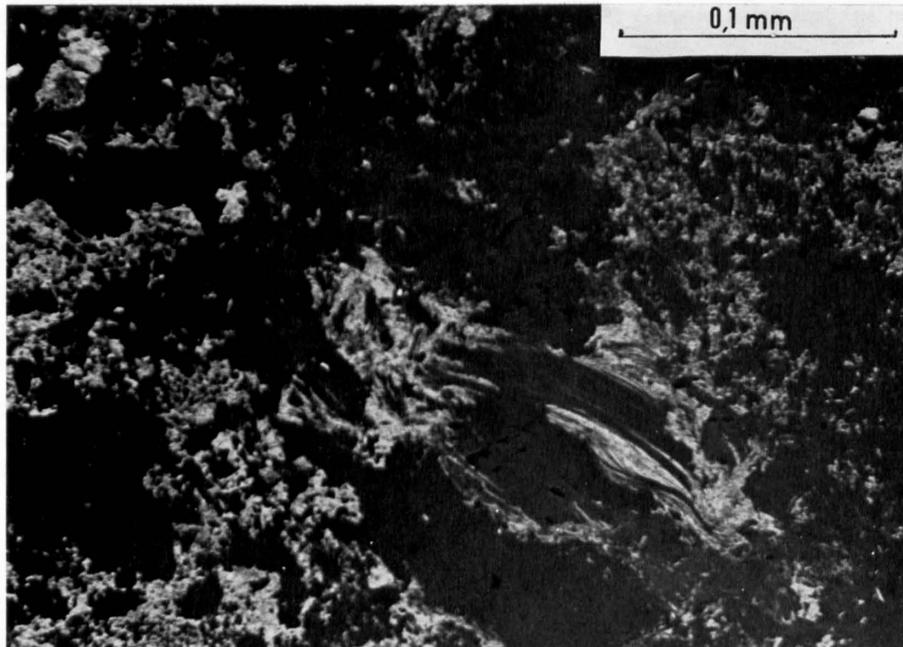


Fig. 7. Feinverteilte Pechblende (hellgrau), gesteinsimprägnierend auftretend. Schwarz: Quarz und Silikate. Lockerung des Gesteinsverbandes und leichte Aufblätterung der Glimmer.
Unterhalb Dalisch; Anschliff; Ölimmersion.

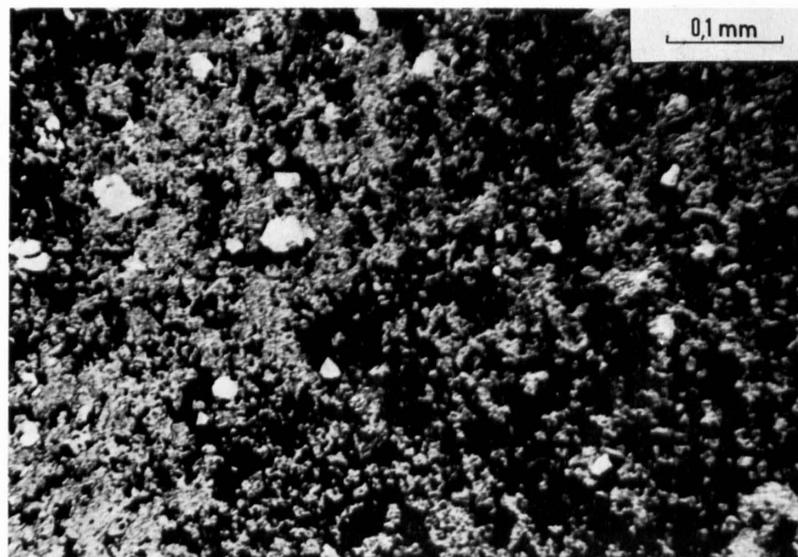


Fig. 8. Feinverteilte Pechblende (mittelgrau) mit Magnetit-Körnern (weiß). Schwarz: Quarz und Silikate.
Tiraun, Anschliff, Ölimmersion.

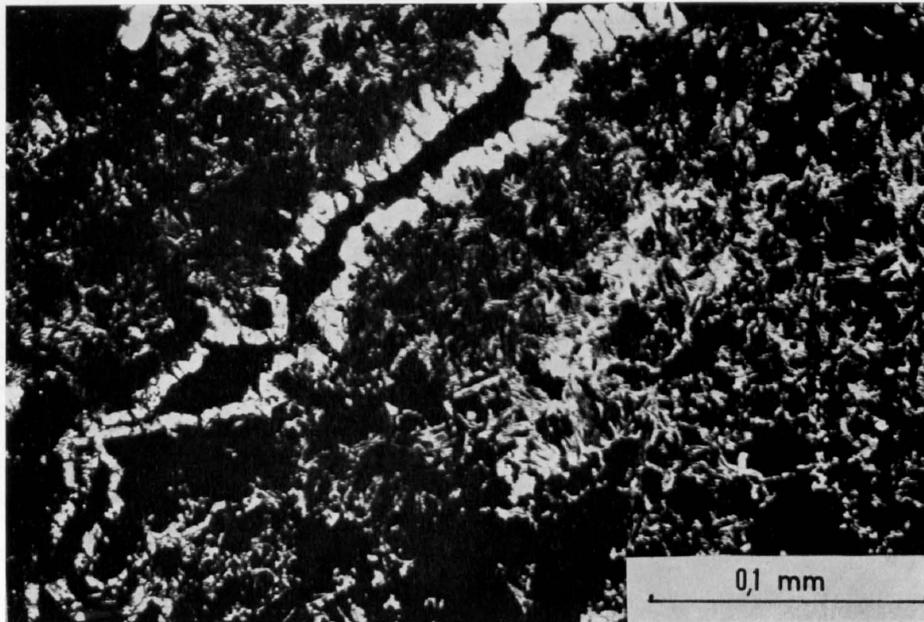


Fig. 9. Feinverteilte Pechblende (weiß) mit Chlorit (schwarz); die feinverteilte Masse wird von einem Äderchen mit Pechblende-Krusten durchschlagen. Dalisch; Anschliff; Ölimmersion.

Fällen feinkörnig bis feinfilzig; Einzelkörnchen sind meist unregelmäßig geformt und können bis $10\ \mu$ groß sein. In Einzelfällen wurden kubische Umrisse beobachtet (siehe Fig. 13 und Abschnitt 2.4.2.4.).

Gesteinsimprägnierend auftretende, feinverteilte Pechblende ist stets auf Korngrenzen und auf Spaltflächen von größeren Silikatkörnern beschränkt. Bevorzugt scheint Pechblende in und angrenzend an grobe Hellglimmerschuppen aufzutreten. Oft erscheint der Gesteinsverband gelockert und die Glimmer leicht aufgeblättert (siehe Fig. 7). Zersetzung der Feldspäte wurde aber auch in solchen Fällen noch nicht beobachtet.

Diese Art «Gesteinsimprägnation» ist stets auf Bereiche von höchstens 1 cm Mächtigkeit und einigen Zentimetern Länge begrenzt. Obwohl der Pechblendegehalt nicht groß ist (höchstens 10%), erscheinen die betroffenen Gesteinspartien als völlig schwarze Schmitzen: die Erzschnitzen von Dalisch haben in der Hauptsache eine derartige mikroskopische Struktur. Vererzungen mit botryoidalen Strukturen in den Vorkommen Tiraun, unterhalb Dalisch und in geringerem Maß Acla Martin zeigen vielfach randlich ganz schmale, gesteinsimprägnierende Partien (siehe Fig. 10).

Wo feinkörnige bis feinfilzige Pechblende mit Quarz und Serizit und/oder Chlorit eine Art Aderfüllung bildet, kann es zu recht reichen Mineralisationen kommen, indem sich die Pechblende in einem Bereich von einigen Zentimetern zu einer derben Masse verdichtet, worin dann der begleitende Quarz, Serizit und Chlorit als massenhafte kleine Einschlüsse vorkommen. Die linke Hälfte von Figur 8 gibt eine solche Verdichtung wieder, hier in einem viel kleineren Maßstab und mit zusätzlich Magnetit.

Als häufige begleitende Erzminerale treten mit der feinverteilten Pechblende Magnetit, Pyrit, Cobaltit und Linneit auf, sowie (namentlich assoziiert mit Cobaltit) gediegenes Gold. Weniger häufig sind in diesem Vererzungstyp Kupferkies, Bleiglanz, Zinkblende und Hämatit.

2.4.2.3. Botryoidale Pechblende

Diese Erscheinungsform der Pechblende ist in den Vorkommen Acla Martin, unterhalb Dalisch und Tiraun sehr verbreitet und spielt in Dalisch eine untergeordnete Rolle.

Die Pechblende liegt in Kugeln (Sphärolithen) und in Krusten vor, welche aus Kugelsegmenten aufgebaut sind (nierenartig-traubenartige oder botryoidale Strukturen, siehe Fig. 11). Letztere Art des Auftretens ist die häufigste, in einigen besonders reichvererzten Stücken von Tiraun besteht aber die Vererzung aus einer kompakten Masse von zusammengekitteten Sphärolithen (Fig. 10).

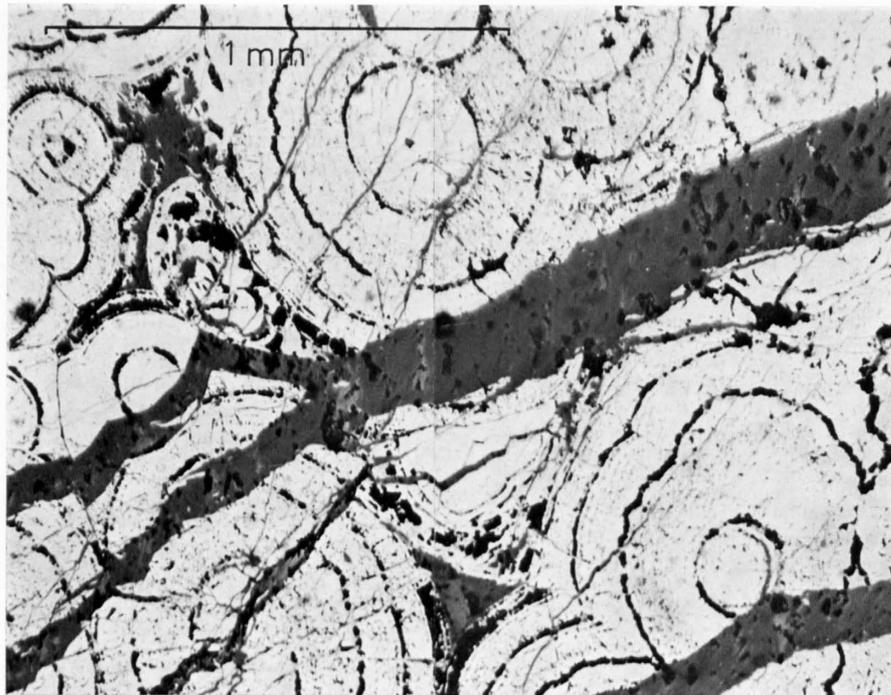


Fig. 10. Weiß: Pechblende; dunkelgrau: Quarz. Dichte Masse aus zusammengeklebten Pechblendesphärolithen mit schalig-konzentrischem Aufbau, durchzogen von mit Quarz ausgefüllten Zerrungsrissen. Tiraun, Anschliff.

Der Durchmesser von Sphärolithen kann bis etwa 1 mm betragen, die Dicke der Krusten liegt meistens im Bereich zwischen 0,1 und 1 mm, kann aber einerseits sehr gering sein (Fig. 9) und andererseits bis zu 1 cm betragen. Kugeln und Krusten zeigen sowohl radiale wie konzentrische Strukturen (gut sichtbar auf Fig. 10). Letztere sind vor allem in der Nähe des Außenrandes der Kugeln und Krusten wichtig. Es zeigt sich oft ein spezifisches Muster, wie Jahresringe in Holz, das sich innerhalb einer Mineralisation in sämtlichen botryoidalen Pechblendegebilden wiederholt. Auch dies ist in Figur 10 gut sichtbar.

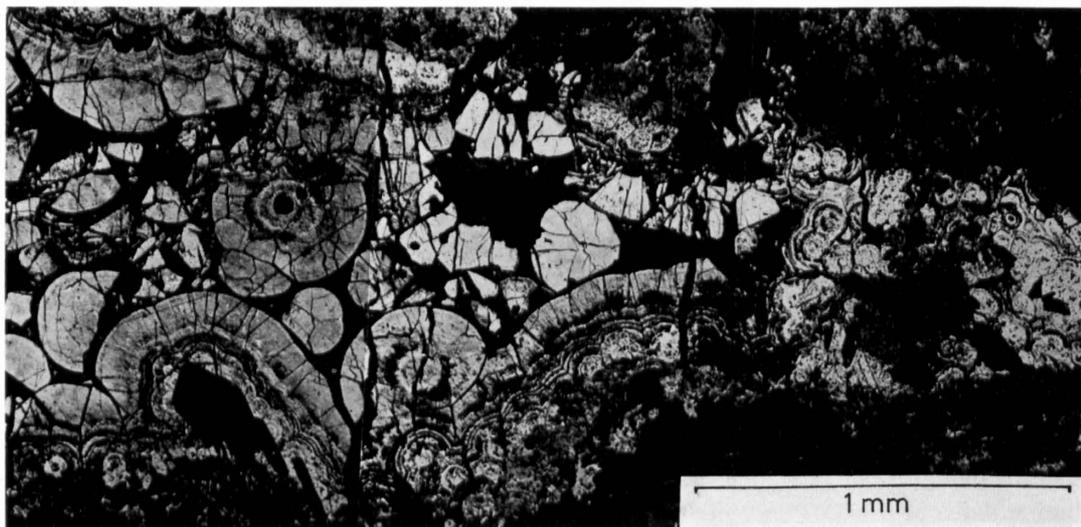


Fig. 11. Weiß: Pechblende. Schwarz: Quarz und Silikate. Typische hohlraumauffüllende Vererzung mit botryoidalen Pechblendestrukturen und idiomorphem Quarz (links unten). Randlich tritt Pechblende feinverteilt und gesteinsimprägnierend auf. Das Innere des Hohlraums ist von einer Pechblendebröckel ausgefüllt. Acla Martin; Anschliff.

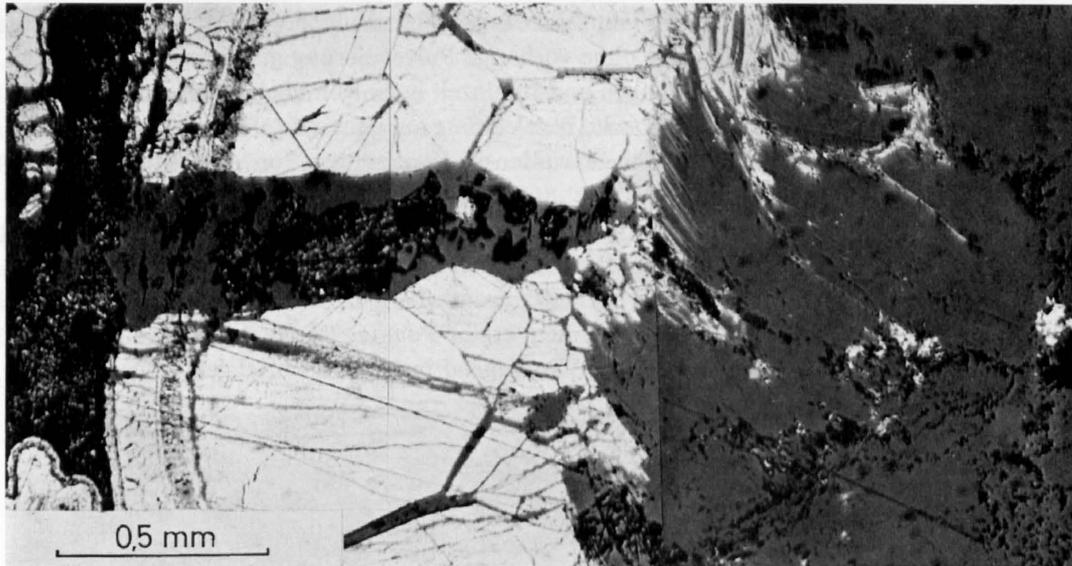


Fig. 12. Weiß: Pechblende. Grau: Quarz und Muskovit. Pechblende-Überkrustung, direkt auf dem Gestein aufgewachsen. Muskovit wird dabei leicht aufgeblättert und zum Teil zerbrochen.
Tiraun; Anschliff.

Derartige konzentrische Strukturen lassen eher eine Entstehung durch Ausfällung (als Aggregate von Kristalliten) als eine Schrumpfung eines Gels vermuten. Tatsächlich beobachtete MILLER (1958) bei seinen Experimenten zur Pechblendesynthese in verschiedenen Fällen direkte Ausfällung von UO_2 in botryoidalen kryptokristallinen Massen.

Pechblendekrusten markieren sehr oft den Rand eines aufgefüllten Hohlraumes (siehe Fig. 11). Sie können dabei auf idiomorphem Quarz (Fig. 11, 6a) oder direkt auf Silikaten des Nebengesteins aufgewachsen sein (auch Fig. 11 und 12). In der Geschichte der Hohlraumauffüllung kann also Pechblende Erstausscheidung sein oder nach Quarz gewachsen sein. Der erste Fall ist der häufigere.

Bei direkter Aufwachsung auf Silikaten des Nebengesteins kann Aufblätterung der Glimmer und Lockerung des Gefüges auftreten; die Basis der Kruste wird dann zu einer Mikrobrekzie mit Pechblendematrix. Figur 12 zeigt an einer Probe von Tiraun, wie eine feinverteilte, gesteinsimprägnierende Vererzung in eine botryoidale, hohlraumauffüllende übergeht.

Der von Pechblendekrusten eingeschlossene Raum enthält oft neben Sphärolithen auch Bruchstücke davon und kann eine recht brekziöse Struktur haben, wie Figur 11 zeigt. Die Bruchstücke sind oft mit einer dünnsten Pechblendekruste überwachsen; alpine Zerrungsrisse zeigen diese Überwachsung nie. Die Brekzierung innerhalb alpintektonisch wenig beanspruchter Mineralisationen, wie sie Figur 11 darstellt, dürfte bei der Platznahme entstanden sein.

Als Gangart tritt in botryoidalen Vererzungen in der Hauptsache Quarz auf, etwas Chlorit ist ebenfalls möglich. Als begleitende Erzminerale treten Pyrit, Kupferkies, Bleiglanz, Zinkblende, Fahlerz und Hämatit auf, sowie (im Pyrit eingewachsen) Freigold. Magnetit wurde in diesem Vererzungstyp nicht beobachtet, Cobaltit und Linneit nur an der Grenze zu gesteinsimprägnierenden Partien.

2.4.2.4. Uraninit

Als Uraninit wird hier, wie im englischen Sprachgebrauch, Urandioxid, das nicht in kryptokristallinen Aggregaten, sondern in Einkristallen auftritt, bezeichnet (siehe auch S. 38). Von Pechblende kann Uraninit erstens aufgrund seiner oft würfelförmigen Gestalt und zweitens nach einem von CROFT (1953) vorgeschlagenen Kriterium unterschieden werden: ein nicht pulverisiertes Pechblendepräparat ergibt als Folge der Kryptokristallinität (und der verschiedenartigen Orientierung der Kristalliten) bei einer Debije-Scherrer-Aufnahme ein

Pulverdiagramm. Ein Uraninitpräparat, auch von feinkörnigem Uraninit, besteht aus einem oder mehreren Einkristallen; eine Debye-Scherrer-Aufnahme ohne vorherige Pulverisierung gibt Punkte statt Linien.

Uraninit wurde erstens in sehr kleinen Mengen und vereinzelt in einigen Proben mit gesteinsimprägnierender Vererzung gefunden; in diesen Fällen beruht die Bezeichnung auf dem mikroskopischen Aussehen (Fig. 13 zeigt die kubischen Umrise). Solche Vorkommen wurden in Vererzungen von Acla Martin und unterhalb Dalisch beobachtet.

Zweitens kommt Uraninit in einem Pegmatit in Acla Martin vor (siehe S. 22). Mikroskopisch sind hier einige Zentimeter große kataklastische Körner sichtbar, wobei sich würfelige Umrise vermuten lassen.

Nach oben beschriebenem röntgenographischem Kriterium handelt es sich um Uraninit: eine Debye-Scherrer-Aufnahme eines nicht vermahlenden Präparates ergibt Punkte. Die Bruchrisse sind mit Quarz ausgefüllt. Das einzige begleitende Erzmineral ist Pyrit, vorliegend in kleinen würfeligen Körnern.

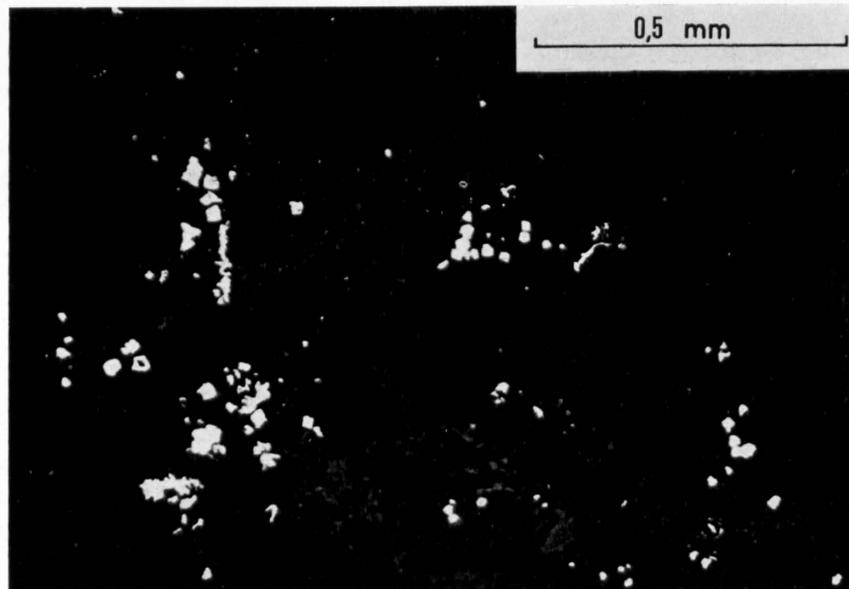


Fig. 13. Feinkörniger Uraninit (weiß, kubische Umrise sichtbar), einige Millimeter von der auf Fig. 11 abgebildeten Mineralisation im Gestein auftretend.
Acla Martin; Anschliff.

2.4.2.5. Pechblende in und angrenzend an alpine Quarz-Carbonat-Mobilisaten

Wie schon aus der makroskopischen Beschreibung (S. 25) hervorgeht, ist das Auftreten von Pechblende in alpinen Mobilisaten meistens darauf zurückzuführen, daß die Vererzung durch die Platznahme der Mobilisatmasse aus ihrem ursprünglichen Nebengesteinsverband gelöst wurde. Dies impliziert, daß die Pechblende in solchen Fällen älter ist als das Mobilisat, in dem sie vorkommt.

Auch mikroskopisch läßt sich die Pechblende meistens als älter als das Mobilisat einstufen, und zwar nicht nur wegen der Kataklyse und des «Auseinandertreibens» der Bruchstücke (siehe S. 00), sondern auch aufgrund deutlicher chemischer Einwirkungen des Mobilisates auf die Pechblendefragmente. Diese Reaktionen zwischen den Mobilisaten und der Pechblende lassen sich stichwortartig folgendermaßen zusammenfassen:

1. Resorption der Pechblende längs Radialrissen;
2. Verdrängung der Pechblende durch Dolomit, wobei letzterer idiomorph wächst;
3. Imprägnation der Pechblende mit Eisenhydroxiden, zusammengehend mit teilweiser Veränderung der Reflektivität und der Gitterkonstante;
4. Überwachsung der Pechblende mit einer Kruste aus einem U-Fe-haltigen Mineralaggregat. Diese Erscheinung tritt im Zusammenhang mit obiger Imprägnation (3) auf.

Außer diesen Reaktionen mit präexistierender Pechblende wurde in Mobilisaten noch folgendes beobachtet:

5. Neubildung von Pechblende.

Im folgenden werden die Erscheinungen 1–5 der Reihe nach behandelt.

Zu Punkt 1. Resorption der Pechblende ist vor allem in den ersten 10 m der streichenden Strecke des Schürfstollens häufig, wurde aber vereinzelt auch auf anderen Meterzahlen dieser Strecke beobachtet.

Die Resorption tritt als eine «Verdrängung» durch Quarz, Dolomit, Pyrit, Kupferkies und Bleiglanz in Erscheinung. Wie Figur 14 zeigt, ist die Gestalt der Pechblenderelikte unabhängig davon, ob Quarz oder Bleiglanz als Neosom vorliegt. Wo Pyrit, Kupferkies oder Dolomit¹⁾ als Neosom auftreten, haben die Relikte die gleiche Gestalt wie sie Figur 14 zeigt.

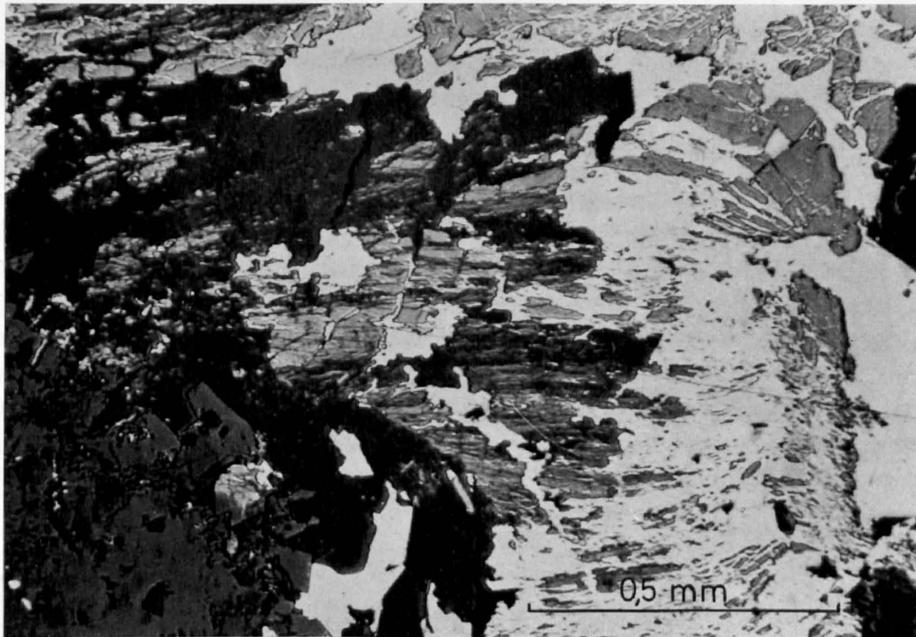


Fig. 14. Weiß: Bleiglanz; hellgrau: Pechblende; dunkel- bis mittelgrau: Dolomit; dunkelgrau: Quarz. Kataklastische und resorbierte Pechblende mit Quarz, Dolomit und Bleiglanz. Quarz und Bleiglanz treten als «Neosom» in der resorbierten Pechblende auf; die Pechblenderelikte sind in der Gestalt vom Neosom unabhängig.
Schürfstollen, streichende Strecke m 4 ; Quarz-Dolomit-Mobilisat. Anschliff.

Der Aspekt dieser «Verdrängung» ist also unabhängig von der Art des Neosoms. Dies macht eine eigentliche Verdrängung sehr unwahrscheinlich, denn eine solche ist ja durch den speziellen chemischen Charakter des verdrängenden Minerals bedingt.

Daher wurde diese Erscheinung als eine Lösungsresorption gedeutet; in den dabei entstandenen Hohlräumen in der Pechblende setzten sich Quarz, Carbonat und die Sulfide²⁾ ab. Letztere scheinen sich übrigens in solcher resorbierter Pechblende bevorzugt abzusetzen.

Zu Punkt 2. Verdrängung durch idiomorphen Dolomit (siehe Fig. 15) ist die einzige eigentliche Verdrängungserscheinung, welche in den Mobilisaten an Pechblende beobachtet wurde. Dolomit wächst hierbei in die Pechblende hinein; merkwürdigerweise finden sich oft gerade in der Pechblende große und schön ausgebildete Dolomitkristalle, auch wenn das Mobilisat sonst unregelmäßig-körnig ist.

An Stellen, wo eine Resorption längs Rissen und eine Verdrängung durch idiomorphen Dolomit zusammen vorkommen, erweist sich die Resorption als die ältere Erscheinung: die Resorptionsstrukturen werden von den Dolomitkristallen abgeschnitten (Fig. 15).

¹⁾ Außer bei Verdrängung durch idiomorphen Dolomit.

²⁾ Die allgemeine Art des Auftretens dieser Sulfide in den Mobilisaten wird in den Abschnitten 2.4.4.2. und 2.4.4.3. behandelt.

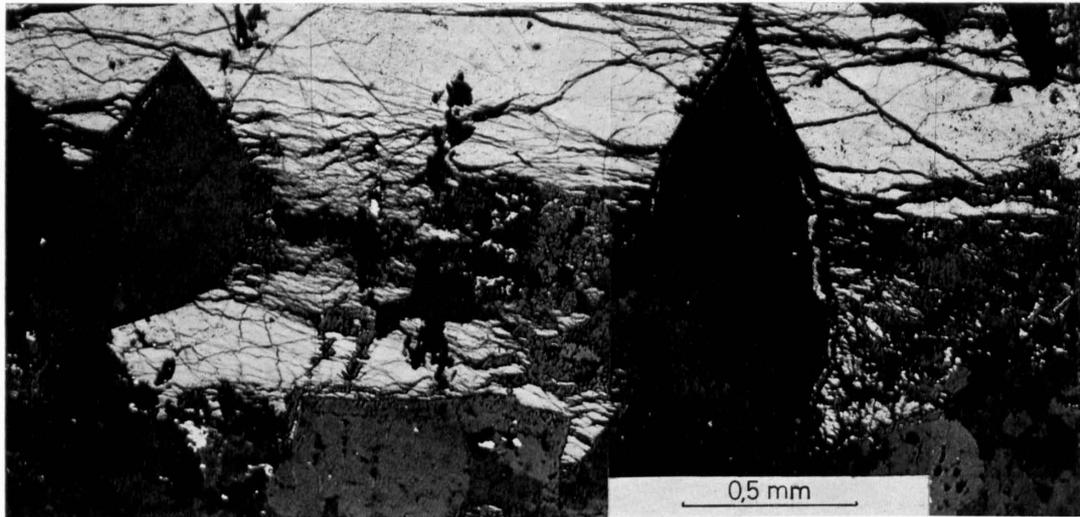


Fig. 15. Pechblende (weiß) wird von idiomorph wachsendem Dolomit (grau, verschiedene Schattierungen) verdrängt. Risse (Resorptionsstrukturen z. T.), welche horizontal in der Pechblende verlaufen, werden vom Dolomit abgeschnitten. Der Saum im Dolomit am Kontakt zu Pechblende wird als Folge von Strahlungsschaden gedeutet.
Schürfstollen, streichende Strecke m 5; Quarz-Dolomit-Mobilisat. Anschliff.

Diese Verdrängungserscheinung wurde in carbonatreichen Mobilisaten in den ersten 30 m der streichenden Strecke des Schürfstollens beobachtet.

Zu Punkt 3. Imprägnation der Pechblende mit Eisenhydroxiden und teilweise Veränderung des Reflexionsvermögens treten vor allem im Bereich zwischen m 55 und m 70 der streichenden Strecke des Sondierstollens auf; zudem wurden die Erscheinungen in einer Vererzung in der westlichen streichenden Fortsetzung des Vor-

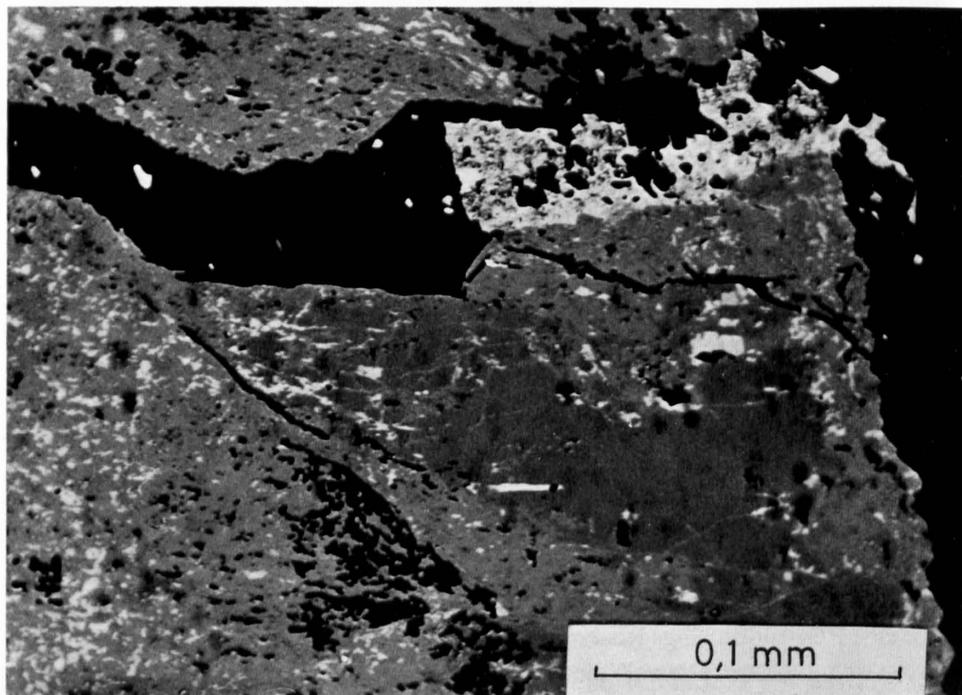


Fig. 16. Pechblende (grau) mit (rechts oben) einer Spaltenfüllung von Eisenhydroxiden (hellgrau). U. a. links im Bild treten ? Eisenhydroxide feinverteilt (als Nadelchen oder Täfelchen) in der Pechblende auf. Das Reflexionsvermögen der Pechblende ist in der linken Bildhälfte überall erhöht, in der rechten Bildhälfte z. T. nur randlich, und ausgehend von Haarrissen.
Schürfstollen, streichende Strecke m 59, Quarz-Dolomit-Mobilisat. Anschliff; Ölimmersion.

kommens unterhalb Dalisch (600 m SW des Schürfstollens) beobachtet. Die betreffenden Mobilisate sind im allgemeinen recht pyritreich und zeigen an Carbonatkorngrenzen meistens Ausscheidungen eines Eisenhydroxids (Rubinglimmer, siehe S. 44).

In der Pechblende findet sich in solchen Fällen ein Material, das dem obenerwähnten Eisenhydroxid optisch sehr ähnlich ist. Es tritt (wie Fig. 16 zeigt) erstens als Füllung von Spalten und zweitens in feinen Nadelchen oder Täfelchen innerhalb der Pechblende auf.

Dieses Material hat gegenüber Pechblende einen leichten Stich ins Bläuliche und ein etwas höheres Reflexionsvermögen. Letzteres ist für weißes Licht in Luft rund 20–24%, in Ölimmersion rund 12%. Bei gekreuzten Polarisatoren kann manchmal Anisotropie ohne Farbeeekte festgestellt werden; diese wird aber meistens von roten bis rotbraunen Innenreflexen verdeckt.

Sowohl das spaltenfüllende Material wie auch die feinen «Nadelchen» in der Pechblende führen nach Tests mit der Elektronenmikrosonde reichlich Eisen. Hieraus und aus den optischen Eigenschaften wurde auf ein Eisenhydroxid geschlossen.

In Pulverdiagrammen von Pechblende mit diesem Material wurden nie andere Reflexe als solche von Pechblende und Quarz beobachtet. Das Fehlen von Linien, welche diesem Eisenhydroxid entsprechen könnten, ist merkwürdig, weil die zum Teil beobachtete Anisotropie besagt, daß die Struktur nicht völlig metamikt ist.

Die feinen Fe-Hydroxid-«Nadelchen» können über ein ganzes Pechblende-Bruchstück homogen verteilt sein, sind aber meistens in der Nähe von Spalten und Grenzflächen konzentriert. Dies und die spaltenfüllende Erscheinungsform läßt auf eine Imprägnation schließen. Falls diese mit dem Vorkommen von Eisenhydroxid auf Carbonatkorngrenzen im Zusammenhang steht (was naheliegt), dürfte es sich um eine späte Erscheinung in der Geschichte der Mobilisate handeln.

Hand in Hand mit dem Auftreten dieser feinen Fe-Hydroxid-«Nadelchen» geht oft eine leichte Erhöhung¹⁾ des Reflexionsvermögens der Pechblende (siehe Fig. 16). Dieser Effekt ist im allgemeinen nur in Ölimmersion sichtbar. Er ist im Grad variabel und ist zwar oft, aber nicht immer, an ein Auftreten von Fe-Hydroxid in der Pechblende gebunden. So zeigt Figur 17 eine leichte Erhöhung des Reflexionsvermögens großer Teile einer

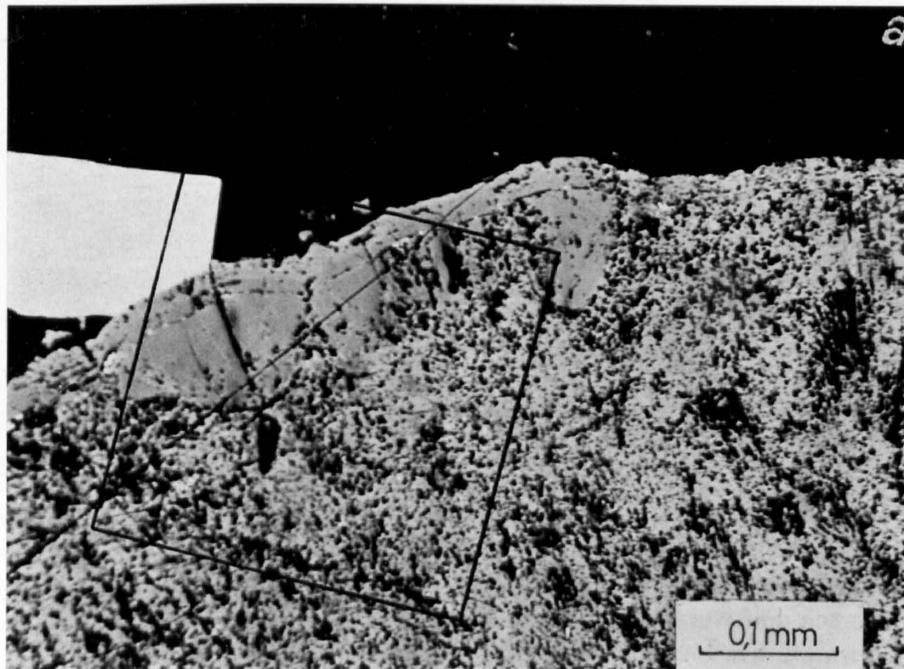
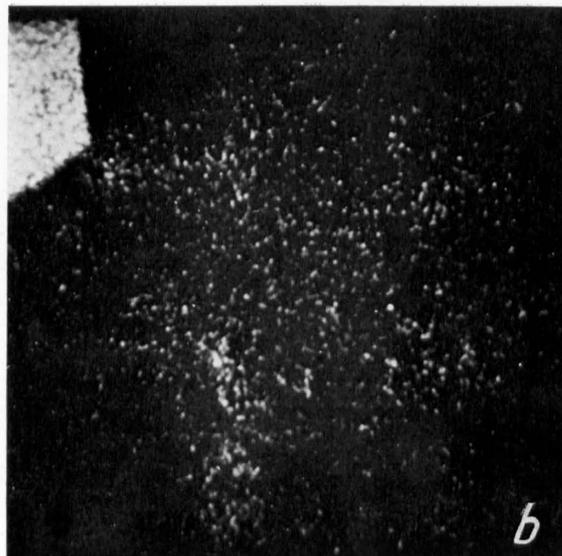


Fig. 17. (a) Weiß: Pyrit; grau: Pechblende; schwarz: Quarz. Pechblende mit einem über große Bereiche erhöhten Reflexionsvermögen. In der Pechblende aber keine Eisenhydroxide sichtbar.
Anschliff, Ölimmersion.

¹⁾ Ein erniedrigtes Reflexionsvermögen der Pechblende, wie es nach GEFROY und SARCIA (1959) typisch ist für eine höher oxydierte Varietät oder «Parapechblende», wurde nirgends aufgefunden.



(b) Die Verteilung des Eisens im in (a) markierten Gebiet («Scanning»-Bild der Elektronenmikrosonde). Schürfstollen, streichende Strecke m 62, Quarz-Dolomit-Mobilisat.

Pechblendemasse, in welcher keine mikroskopisch sichtbaren Fe-Hydroxid-«Nädelchen» auftreten. Auch in diesem Falle wurde aber mit der Elektronen-Mikrosonde eine gewisse Fe-Führung (bis etwa 2%) festgestellt. Wie Figur 17b zeigt, ist die Verteilung des Eisens unregelmäßig.

Die Erhöhung des Reflexionsvermögens ist ohne Ölimmersion mit dem Photometer nicht feststellbar; in Öl kann das Reflexionsvermögen für weißes Licht von 5,5% (normale Pechblende) bis zu 7% hinaufgehen (siehe Tabelle 2).

Das häufige Zusammenauftreten mit Eisenhydroxid-«Nädelchen» und die Eisenführung erhöht reflektierender Pechblende sprechen stark dafür, daß eine Eisenimprägnation für die Erhöhung des Reflexionsvermögens verantwortlich ist.

Pechblende mit feinverteilten Eisenhydroxiden und stellenweise erhöhtem Reflexionsvermögen kann teilweise eine Verkleinerung der Gitterkonstante zeigen (siehe auch Abschnitt 2.4.3., S. 40). Diese wird gedeutet als eine Folge einer Oxydation U^{4+} - U^{6+} in Teilen der Pechblende.

Zu Punkt 4. Überkrustung der Pechblende mit einem U-Fe-haltigen Mineralaggregat. Dies wurde an einigen Proben von m 68-70 der streichenden Strecke des Sondierstollens und in einer Vererzung in der westlichen Fortsetzung des Vorkommens unterhalb Dalisch beobachtet. Dabei war stets Imprägnation mit Fe-Hydroxiden ebenfalls feststellbar.

Die Überkrustung kann zwischen 10 μ und fast 1 mm dick sein; sie liegt stellenweise direkt auf der Pechblende (und scheint diese z. T. randlich zu verdrängen), kann aber auch bis 0,5 mm vom Rand der Pechblende entfernt sein. Sie findet sich sowohl auf (alten) botryoidalen Oberflächen als auch auf (jungen) durch Kataklase bedingten Oberflächen der Pechblende.

Diese Krusten sind in bezug auf Reflexionsvermögen und Farbeindruck inhomogen und zeigen meist einen strahlig-fleckigen Aufbau (Fig. 18a); dabei gleichen dunklere Partien von der Optik her am ehesten Pechblende, währenddem hellere Partien eher Eisenhydroxiden nahekommen. Die hellsten Partien haben in Öl für weißes Licht ein Reflexionsvermögen von etwa 12%. Bei gekreuzten Polarisatoren sind (in Luft schwach, in Öl deutlicher) schwach dunkelbraune Innenreflexe sichtbar, welche jede eventuell vorhandene Reflexionsanisotropie verschleiern würden. Im Dünnschliff ist das Material opak.

Figur 18b und c zeigen in «Scanning»-Aufnahme der Elektronenmikrosonde die U- und die Fe-Verteilung. Der strahlige Aufbau kommt hier durch die zu geringe Auflösung nicht zum Ausdruck. Unregelmäßig ist vor allem die Verteilung des Urans.

Röntgenographisch zeigt dieses Material nur Pechblendereflexe (siehe Fig. 20). Es handelt sich wahrscheinlich um ein feines Gemenge von Pechblende und Eisenhydroxiden, wobei die letzteren in amorpher Form (durch Strahlung metamikt?) vorliegen.

Die Erscheinungsform (Überkrustung von Bruchstücken) läßt eindeutig darauf schließen, daß diese Bildungen im Mobilisat entstanden sind. Es liegt also ein Fall von Umlagerung von Uran vor.

Zu Punkt 5. In Proben von m 28 der streichenden Strecke des Sondierstollens wurde Pechblende in zwei Erscheinungsformen beobachtet. Erstens findet sie sich in Bruchstücken, welche Verdrängung durch idio-

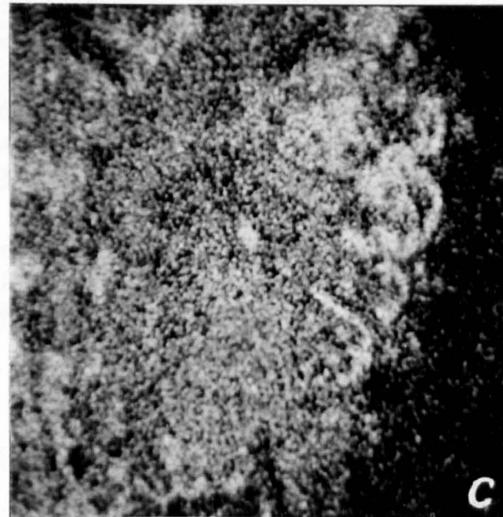
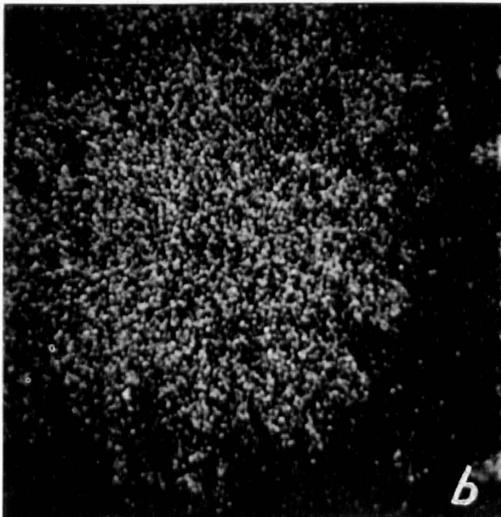
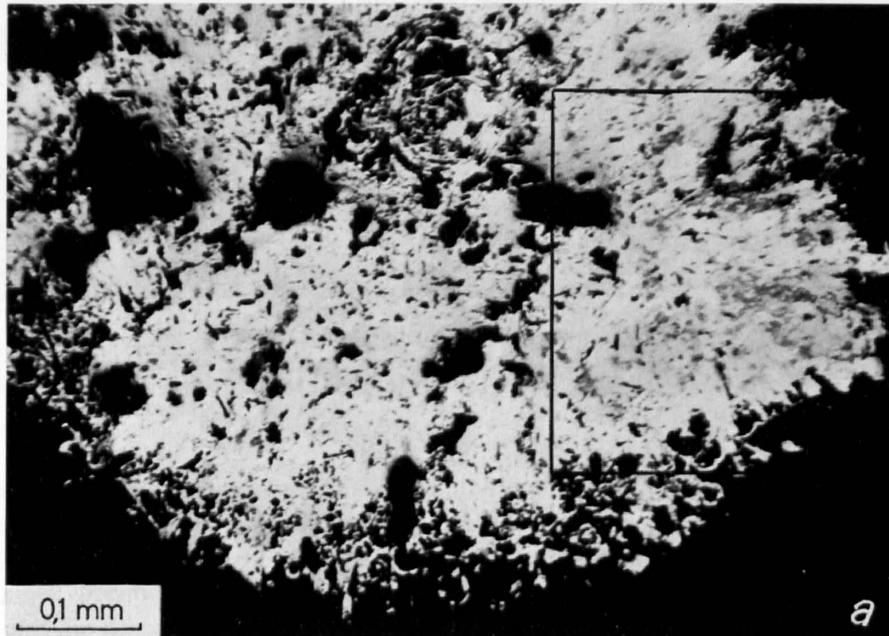


Fig. 18. (a) Partie einer Überkrustung (über Pechblende) mit einem U-Fe-haltigen Mineralaggregat. Rechts ist der inhomogene Aufbau sichtbar. Kleine konzentrische Strukturen sind häufig. Anschliff; Ölimmersion.
 (b) Verteilung des Eisens im auf (a) markierten Gebiet.
 (c) Verteilung des Urans im auf (a) markierten Gebiet.
 (b und c: «Scanning»-Bilder der Elektronenmikrosonde.)
 Schürfstollen, streichende Strecke m 69; Quarz-Dolomit-Mobilisat.

morphen Dolomit zeigen, und zweitens in dünnen Krusten mit botryoidalen Strukturen. Diese Krusten sind z. T. deutlich als Überwachungen von Dolomitkristallen erkennbar (siehe Fig. 19, rechts); sie müssen also nach diesen Kristallen gebildet worden sein. In anderen Fällen durchkreuzen die Pechblendekrusten Dolomitkristalle; dies wird (im Einklang mit obiger Überwachung) so gedeutet, daß die betreffenden Dolomitkristalle nach Absatz der Pechblendekrusten weitergewachsen sind (siehe Fig. 19, links).

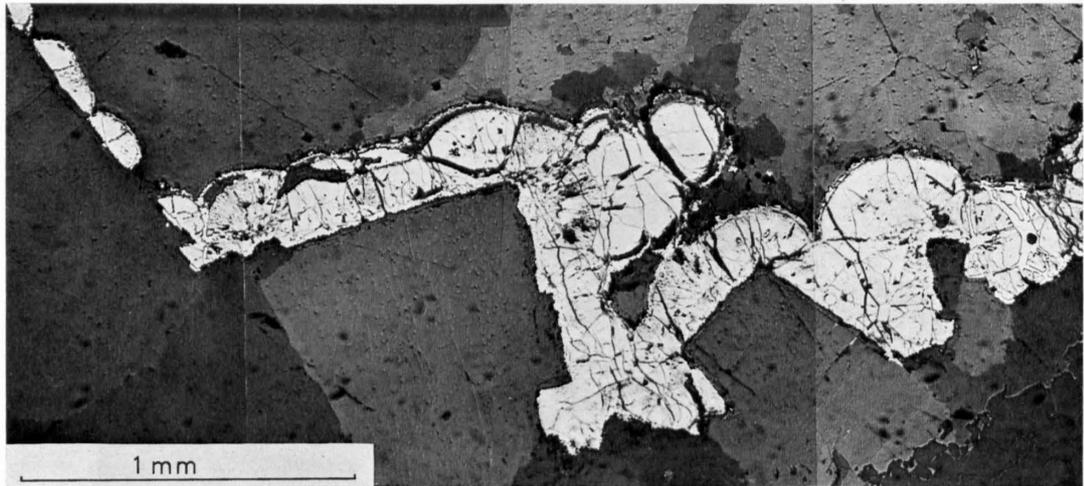


Fig. 19. Weiß: Pechblende; grau (verschiedene Schattierungen): Dolomit. In der rechten Bildhälfte Pechblende als Anwachssaum auf Dolomitekristallen. In der linken Bildhälfte ein Dolomitekristall, der nach Absatz der Pechblende weitergewachsen ist. Schürfstollen, streichende Strecke m 28; Quarz-Dolomit-Mobilisat.

Die betreffende Carbonatmasse ist eindeutig als alpines Mobilisat zu interpretieren. Dies ist belegt durch Verdrängung kataklastischer Pechblende und außerdem dadurch, daß in den gleichen Proben verschieferte Nebengesteinsfragmente in der Dolomitmasse eingeschlossen sind.

Mit dem Dolomit ist also auch die obenbeschriebene Pechblende-Überkrustung als alpin zu betrachten.

Überall, wo Pechblende mit Carbonat in Berührung auftritt (ungeachtet ob es sich um eine Überwachsung von Carbonat durch Pechblende, eine Verdrängung von Pechblende durch Carbonat oder ein anderes Zusammenvorkommen handelt), bildet sich in diesem Carbonat ein merkwürdiger Saum gegen die Pechblende. Dieser Saum ist etwa 15μ dick (er kann bei schiefem Anschnitt natürlich dicker erscheinen) und enthält oft Ausscheidungen von Fe-Hydroxiden, deren optische Daten mit Rubinglimmer übereinstimmen.

Dieser Saum kann im Prinzip als strahlungsgeschädigter Rand oder als Folge einer chemischen Instabilität der Paragenese Pechblende + Dolomit unter den herrschenden Bedingungen gedeutet werden. Letzteres betrachte ich aufgrund des allgemeinen Auftretens der Erscheinung an sehr verschiedenartigen Kontakten Pechblende-Dolomit als sehr unwahrscheinlich.

Die Entstehung dieses Saums durch Strahlungsschaden ist möglich; die Energie der α -Teilchen bei den verschiedenen α -Zerfällen in den beiden Uranzerfallsreihen liegt zwischen 3 und 8 MeV, und für diese Energien beträgt die Reichweite von α -Teilchen in Festkörpern, welche die Dichte von Carbonaten haben, zwischen 10 und 50μ (Handbook of Chemistry and Physics).

2.4.3. Bemerkungen zur Mineralogie der Pechblende

Pechblende und Uraninit haben eine Struktur vom Fluorittyp (kubisch-flächenzentriert). Die gleiche Kristallstruktur kann sowohl kryptokristallinen Aggregaten zugrunde liegen als auch kubische Phänokristalle bilden. Nach einem Vorschlag von ROGERS (1947) wird im englischen Sprachgebrauch die kryptokristalline Form als Pechblende (Pitchblende) bezeichnet und die phänokristalline Form als Uraninit (Uraninite). Auffallend ist das Fehlen von Übergängen zwischen den zwei Formen.

CROFT (1953) studierte Pechblende und Uraninit röntgenographisch; seine Resultate können folgendermaßen zusammengefaßt werden:

1. Er schlägt ein Kriterium zur Unterscheidung von Pechblende und Uraninit für den Fall vor, daß letzterer keine kubische Morphologie zeigt. Diese Unterscheidungsmethode wurde in Abschnitt 2.4.2.4. (S. 32) angewendet und erläutert.
2. Er stellt eine Orientation der Kristallite in den kryptokristallinen Aggregaten fest; die (111)-Achsen liegen in einer radialen Richtung der botryoidalen Strukturen.

3. Die Gitterkonstanten natürlicher Pechblenden sind recht variabel; Verkleinerung der Gitterkonstante wird allgemein in Zusammenhang gebracht mit einem erhöhten Oxydationsgrad U^{6+}/U^{4+} (U^{6+} hat einen kleineren Ionenradius als U^{4+}).

CROFT (op. cit.) studiert die Streuung der Röntgenreflexe (Linienbreite) von Pechblende und Uraninit und bringt diese Linienbreite hauptsächlich in Zusammenhang mit einer Unregelmäßigkeit der Struktur, als Folge eines leicht variablen Oxydationsgrades des Urans. Als zweiter Faktor spielt die sehr kleine Dimension der Kristalliten¹⁾ ebenfalls eine Rolle; diese wird aber von CROFT (op. cit.) als weniger wichtig betrachtet, weil auch Uraninit oft Linienverbreiterung zeigt. Die Auffassung, daß Zerstörung der Struktur durch die eigene Radioaktivität ebenfalls Ursache der Linienverbreiterung sein könnte, wird von CROFT (op. cit.) abgelehnt. Grund hierfür ist, daß ziemlich junge Pechblenden oft die gleiche Linienverbreiterung zeigen wie präkambrische.

Die Variation der Gitterkonstanten innerhalb einer einzigen Pechblendeprobe (Breite des Reflexes) ist immer viel kleiner als der ganze Variationsbereich für Pechblendegitterkonstanten. Es wurden in der Literatur keine Fälle von Pechblende angetroffen, in welcher zwei deutlich verschiedene Gitterkonstanten nebeneinander vorkamen.

Zur Frage, inwiefern die Verschiedenheit der Erscheinungsformen des UO_2 im Trunser Gebiet auch in der Gitterkonstante zum Ausdruck kommt, wurde diese an 34 Pechblenden und einem Uraninit (Acla Martin, siehe S. 32) bestimmt (FeK α -Strahlung, Guinierkamera). Es wurde der (113)-Reflex ausgewertet, da dieser mit

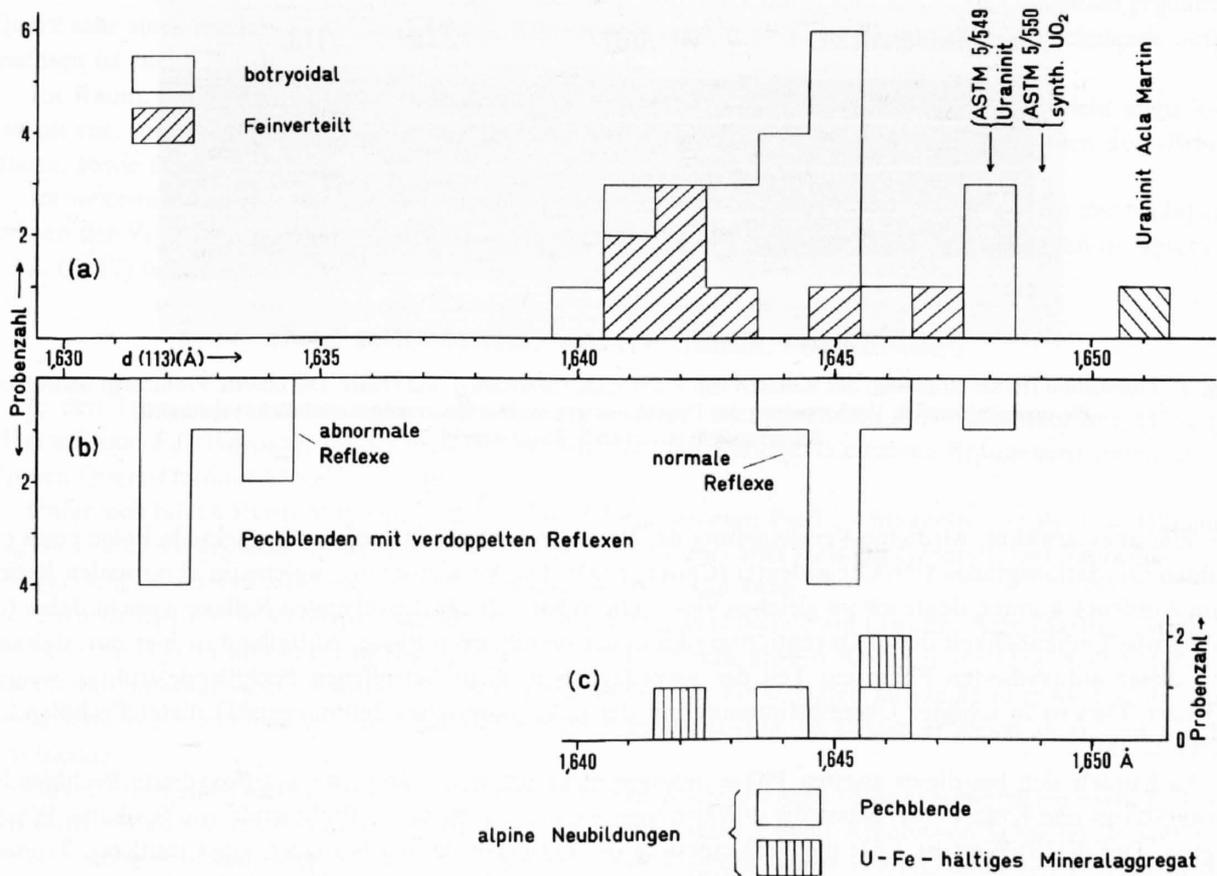


Fig. 20. (113)-Gitterabstände Trunser Pechblenden. FeK α -Strahlung, Guinierkamera. Werte bezogen auf Quarz (202) ($d = 1,672 \text{ \AA}$).

(a) Voralpine Pechblenden ohne Strukturveränderung.

(b) Voralpine Pechblenden mit Strukturveränderung.

(c) Alpine Neubildungen.

¹⁾ Aufgrund seiner Untersuchungen an synthetischen (einheitlich oxidierten) Pechblenden nimmt CROFT (op. cit.) für die Größe der Kristalliten 150–300 Å an; Linienverbreiterung durch kleine Dimensionen tritt nach ihm bei dieser Größe schon deutlich auf.

einem relativ großen 2- θ -Winkel eine gute Auflösung aufweist. Er liegt außerdem in der Nähe des Quarz-(202)-Reflexes, mit dem die Messung geeicht werden kann. $d(202)$ von Quarz wurde hierzu als 1,672 Å (ASTM-Kartei) eingesetzt. Es wurde stets die Mitte der (113)-Reflexe gemessen, die Breite der Linien repräsentierte meist etwa 0,003 Å.

Die Verteilung der $d(113)$ -Werte zeigt Figur 20a. Der Uraninit von Acla Martin hat eine eindeutig größere Gitterkonstante als die Pechblenden, für die sich bei $d(113) = 1,644$ und 1,645 Å eine Anhäufung ergibt. Dabei scheint die feinverteilte Pechblende eine Neigung zu einer etwas kleineren Gitterkonstanten zu haben als die botryoidale. Als Vergleich sind die $d(113)$ -Werte für einen Uraninit und eine synthetische Pechblende (beide der ASTM-Kartei entnommen) angegeben.

Eine merkwürdige Erscheinung zeigen einige Pechblendeproben aus Quarz-Dolomit-Mobilisaten des Schürfstollens. Es handelt sich um mit Fe-Hydroxiden imprägnierte Pechblenden mit teilweise erhöhtem Reflexionsvermögen (siehe S. 36). Diese zeigen eine Verdoppelung sämtlicher Linien, wobei neben den «normalen» breiten Pechblendereflexen ein zweiter, relativ scharfer, erscheint. Figur 21 zeigt zwei Beispiele, woraus hervorgeht, daß das Verhältnis der Intensitäten der «normalen» und «abnormalen» Reflexe variieren kann¹⁾. Der «abnormale» Reflex repräsentiert eine kleinere Gitterkonstante als der normale, für den $d(113)$ -Wert beträgt der Unterschied zwischen 0,01 und 0,015 Å. Die normalen und abnormalen $d(113)$ -Werte sind in Figur 20b aufgetragen. Die normalen d -Werte häufen sich konform mit den übrigen botryoidalen Pechblenden.

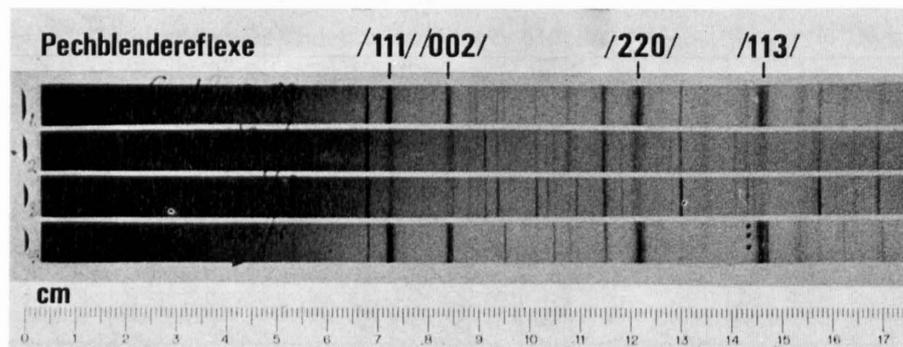


Fig. 21. Guinierfilm (FeK α -Strahlung) mit Reflexen von Pechblende (bezeichnet) und Quarz. Die oberste Probe zeigt undeutlich, die unterste deutlich Verdoppelung der Pechblendereflexe. Die Quarzreflexe sind nicht verdoppelt. Schürfstollen, streichende Strecke m 59–70.

Wie oben erwähnt, wird eine Verkleinerung der Pechblendegitterkonstanten allgemein als Folge eines erhöhten Oxydationsgrades U^{6+}/U^{4+} gedeutet (CROFT, 1953). Die Verkleinerung, welche im abnormalen Reflex zum Ausdruck kommt, deute ich im gleichen Sinne. Die Schärfe des entsprechenden Reflexes spricht dabei für eine große Einheitlichkeit dieses Oxydationsgrades in der betreffenden Phase. Auffallend ist hier nur, daß neben dieser aufoxydierten Phase ein Teil der ursprünglichen, nicht betroffenen Pechblendestruktur weiterexistiert. Dies ist in schöner Übereinstimmung mit der mikroskopischen Inhomogenität dieser Pechblenden (siehe S. 35).

Es handelt sich bei dieser zweiten Phase indessen nicht um eine extrem stark aufoxydierte Pechblende. BARRINGTON und KERR (1961) geben die d -Werte einer «sooty» (rußartigen) Pechblende von Spokane, Washington. Der $d(113)$ -Wert ist 1,62; die Verkleinerung der Gitterkonstanten bezüglich einer mittleren Trunser Pechblende wäre also zweimal so groß wie die bei der Linienverdoppelung vorliegende Verkleinerung.

Figur 20c zeigt u. a. vergleichsweise die (113)-Abstände der auf S. 36 beschriebenen «U-Fe-Überkrustung». Diese liegen im Bereich der normalen Pechblende, obwohl das betreffende Material sehr eisenreich ist und ob-

¹⁾ Dieses Verhältnis variiert auch sehr stark zwischen zwei Präparaten einer einzigen Probe; wie die Imprägnation mit Fe-Hydroxiden und die Erhöhung des Reflexionsvermögens scheint auch das Ausmaß dieser teilweisen Veränderung der Gitterkonstante von Ort zu Ort zu variieren. Das Verhältnis der Intensitäten abnormal:normal liegt bei den sieben beobachteten Fällen zwischen 1:10 und 1:1.

wohl die Pechblende der gleichen Proben Verdoppelung der Linien zeigt. Dies könnte damit zusammenhängen, daß es sich bei der Pechblende um eine *Umwandlung* handelt, währenddem das U-Fe-Aggregat eine alpine *Neubildung* ist. Es liegt nahe, hieraus den Schluß zu ziehen, daß die höher oxydierte Pechblendephase sich nicht direkt bilden kann, sondern nur als Umwandlungsprodukt von normaler Pechblende auftritt.

Figur 20c zeigt weiterhin die Gitterkonstante der alpin neugebildeten Pechblende, welche als Überwachung auf Dolomit auftritt (siehe S. 37). Es zeigt sich kein Unterschied gegenüber voralpinen Pechblenden.

2.4.4. Die Begleitminerale

2.4.4.1. Gangarten

In den Vererzungen, welche nicht unter Einfluß von alpinen Mobilisatmassen stehen, namentlich in Tiraun, Acla Martin und Dalisch, wurden als nichtopake Begleiter des Uranerzes nur Quarz, feinschuppiger Hellglimmer und Chlorit beobachtet; ihre Erscheinungsform variiert mit der Art der Vererzung.

Der gesteinsimprägnierende, feinverteilte Vererzungstyp kann ohne Gangart auftreten (S. 28, Fig. 7); Partien ohne Gangart können aber seitlich übergehen in Partien mit Chlorit (Fig. 9), Chlorit und Quarz, Quarz und Serizit oder mit allen dreien. Serizit kommt nicht allein als Gangart vor.

In Vererzungen mit botryoidalen Pechblendestrukturen treten Chlorit und Serizit als Gangarten gegenüber Quarz sehr stark zurück. Der Quarz bildet stellenweise idiomorphe Kristalle, auf die die Pechblende aufgewachsen ist (siehe Fig. 11).

Im Raum, der von botryoidalen Pechblendekrusten eingeschlossen wird, kommt Quarz nicht mehr idiomorph vor, sondern bildet ein fein- bis mittelkörniges Mosaik, das für Pechblende-Sphärolithen und -Bruchstücke, sowie für die verschiedenen Begleiterze, als Matrix auftritt.

Im weitesten Sinne können der Quarz, der Dolomit und der stellenweise auftretende Chlorit der Mobilisatmassen der Vorkommen unterhalb Dalisch auch als Gangarten aufgefaßt werden; diese werden in Abschnitt 1.3.2. (S. 17) behandelt.

2.4.4.2. Pyrit, Markasit, Magnetit, Hämatit, Fe-Hydroxide¹⁾

In den Trunser Uranvererzungen finden sich als wichtige Eisenminerale Pyrit, Magnetit und Hämatit. Markasit und Fe-Hydroxide (außer dem bei Verwitterung des Pyrits entstehenden Brauneisen) treten nur in alpinen Quarz-Dolomit-Mobilisaten auf.

Unter sich bilden Pyrit, Magnetit und Hämatit die Paragenesen Pyrit + Magnetit und Pyrit + Hämatit. Zudem gibt es Vergesellschaftungen Magnetit + Hämatit, wobei aber stets ein Generationenunterschied vorzuliegen scheint, so daß nicht von einer Paragenese die Rede sein kann.

Magnetit tritt nur in Vererzungspartien mit feinverteilter Pechblende auf (Tiraun, Acla Martin, unterhalb Dalisch). Er liegt in idiomorphen (oktaedrischen), 20 μ -0,5 mm großen Körnern vor (Fig. 8, 22). In Acla Martin und unterhalb Dalisch kommt er sehr vereinzelt vor; im Vorkommen Tiraun kann er hie und da recht häufig sein. Wo er in einer fast dichten Pechblendemasse auftritt (Fig. 8), scheint er gleich alt zu sein wie die Pechblende.

Figur 22 zeigt einen recht großen Magnetitkristall mit eingeschlossenem, völlig xenomorphem Pyrit. Es kann sich nicht um eine Verdrängung von Pyrit durch Magnetit handeln, denn Abfuhr von Schwefel als Sulfat ist nur bei recht hohen Sauerstoff-Fugazitäten möglich²⁾; statt Magnetit würde sich Hämatit (oder Fe-Hydroxide) bilden. Direkte Verdrängung von Magnetit durch Pyrit ist auch nicht möglich (nach KULLERUD, 1967, würde diese Verdrängung über eine Maghemitphase laufen). Es bleibt also die Annahme, daß es sich um eine primäre Verwachsung Magnetit + Pyrit handelt. Übrigens kommt auch Kupferkies als Einschluß in Magnetit vor.

¹⁾ Siehe auch Tabellen 2, 3 und 4 (S. 52, 53 und 54).

²⁾ RAMDOHR (1960, S. 854) beschreibt keine Verdrängung von Pyrit durch Magnetit; das Problem des Schwefeltransportes diskutiert er für die Bildung von Brauneisen (S. 740). Die Diskrepanz zwischen einer sulfatischen Schwefelabfuhr und der Bildung von Magnetit ist auch aus Figur 32 ersichtlich (S. 51 dieser Arbeit).

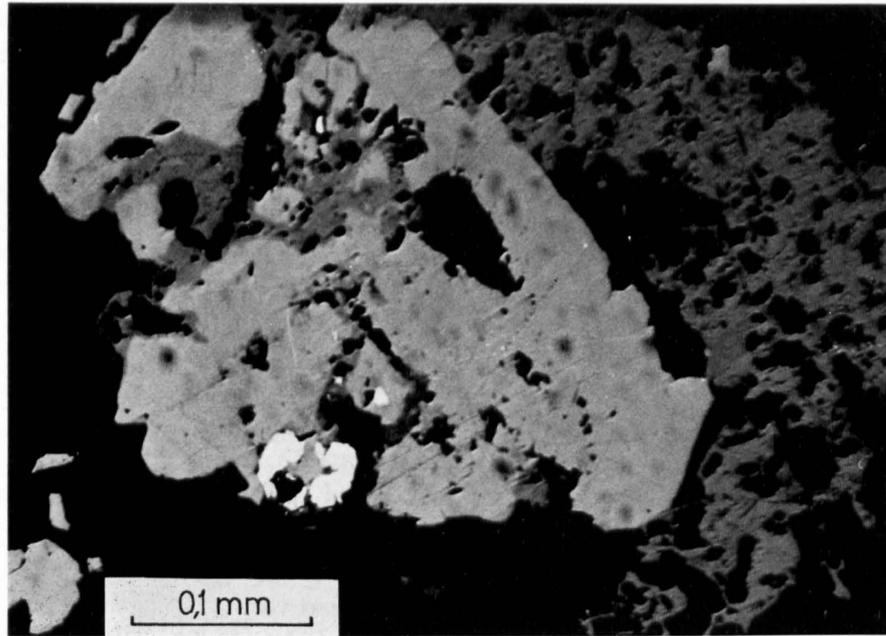


Fig. 22. Magnetitkristall (hellgrau) mit xenomorphen Einschlüssen von Pyrit (weiß). Mittelgrau: Brauneisen; dunkelgrau und schwarz: Silikate und Quarz des Nebengesteins. Tiraun; Anschliff.

Hämatit kommt in der direkten Nachbarschaft von Vererzungen oft als akzessorischer Gesteinsgemengteil feinschuppig und vereinzelt vor. Dieser «Gesteinshämatit» tritt auch neben Magnetit auf; währenddem letzterer aber ein voralpines Alter vermuten läßt, ist der Hämatit feinschuppig und völlig in der Schieferung eingeregelt. Ich betrachte ihn in diesen Fällen als alpin neugebildet oder auf alle Fälle rekristallisiert. Eine ursprüngliche Paragenese Hämatit + Magnetit wäre also nicht belegt.



Fig. 23. Pyrit (weiß) mit Hämatit (hellgraue Leisten). Schwarz: Quarz; dunkelgrau: Brauneisen. Links oben im Bild paßt sich Hämatit der Kristallform von Pyrit an. Rechts unten wird der Verlauf des Kontaktes zwischen beiden Mineralien von der Form des Hämatits bestimmt. Unterhalb Dalisch, Vererzung in hellem Muskovitgneis. Anschliff.

In einigen Mineralisationen unterhalb Dalisch kommt grobblättriger Hämatit (Specularit) sowohl in primärer Verwachsung mit kataklastischer Pechblende als auch Pyrit vor. Letzteres zeigt Figur 23. Aufgrund der Verwachsung mit kataklastischer Pechblende wird dieser grobblättrige Hämatit als voralpin gedeutet; mit ihm kann auch die primäre Verwachsung Pyrit + Hämatit als voralpin eingestuft werden.

In alpinen Mobilisaten tritt grobblättriger Hämatit ebenfalls in primärer Verwachsung mit kataklastischer Pechblende auf (Fig. 24); er wird hier aber von Pyrit verdrängt (m 60–63 der streichenden Strecke des Sondierstollens, siehe Fig. 25). Hämatit wird in den Mobilisaten nicht remobilisiert, sondern ist nur reliktsch vorhanden.

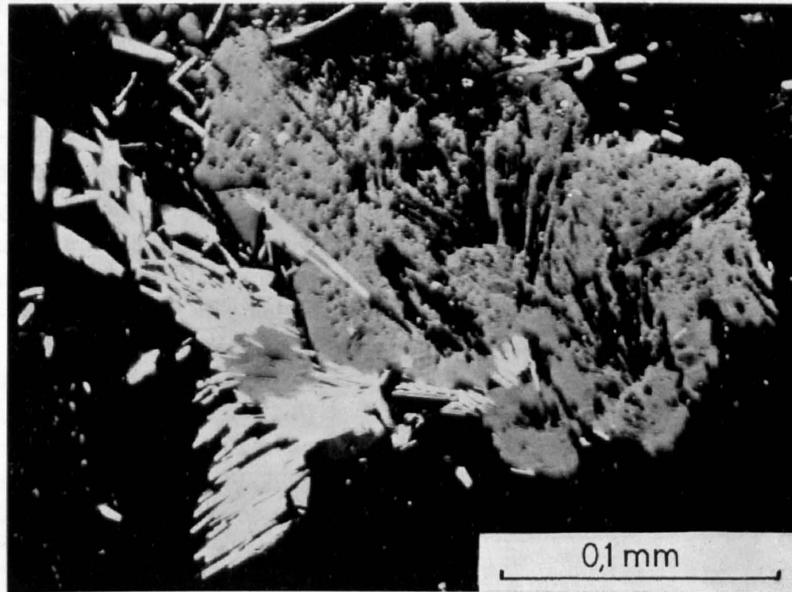


Fig. 24. Bruchstück von Pechblende (grau), welche mit Hämatit (weiß) verwachsen ist. Auch der Hämatit ist kataklastisch beansprucht. Schwarz: Quarz.
Schürfstollen, streichende Strecke m 60. Quarz-Dolomit-Mobilisat. Anschliff; Ölimmersion.

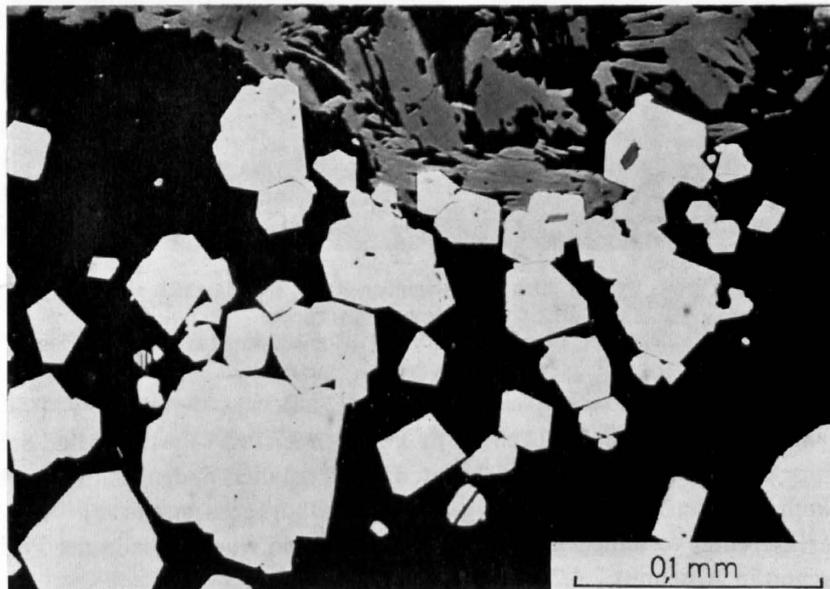


Fig. 25. Hämatit (grau) und neugebildeter Pyrit (weiß) in einem Quarz-Dolomit-Mobilisat. Schwarz: Quarz und Dolomit. Der Pyrit wächst idiomorph auf Kosten von Hämatit.
Schürfstollen, streichende Strecke m 60. Anschliff; Ölimmersion.

Die Erscheinungsform des *Pyrits* wechselt mit der Art des Vorkommens. In feinverteilten, gesteinsimprägnierenden Vererzungen (Tiraun, Dalisch, unterhalb Dalisch) tritt er in Form von kleinen (5–50 μ), vereinzelt Individuen auf; diese sind xenomorph bis hypidiomorph. In Vererzungen mit botryoidalen Strukturen (Tiraun, Acla Martin, unterhalb Dalisch) ist der Pyrit würfelig und zum Teil vielleicht dodekaedrisch ausgebildet, mit oft etwas abgerundeten Ecken. In den Paraschiefern unterhalb Dalisch tritt Pyrit stellenweise als Gesteinsgemengteil auf. Hier ist er stets streng würfelig idiomorph. Der gleiche Habitus findet sich bei allen in alpinen Mobilisaten auftretenden Pyriten, außer wo diese an Pechblende grenzen (in diesem Fall paßt der Pyrit sich der Form der Pechblende an). Die Pyritkörner im Mobilisat sind bis einige Millimeter groß und führen oft Kupferkieseinschlüsse.

Bei Ölimmersion ist in diesen Mobilisatpyriten manchmal eine gewisse Inhomogenität sichtbar, wobei diffuse Flecken weniger hoch reflektieren und unter gekreuzten Polarisatoren eine leichte Anisotropie zeigen. Mit der Elektronen-Mikrosonde wurde Arsenführung nachgewiesen. Die Verteilung ist inhomogen, die Gehalte betragen bis einige Promille.

Pyrit tritt in alpinen Mobilisaten häufig als Füllmasse in kataklastischer und resorbierter Pechblende auf; in solchen Fällen ist er also jünger als die Kataklastik und die Resorption. Dies, die stets würfelige Form (auch bei Pyriten im verschieferten Nebengestein) und die Verdrängung von Hämatit durch Pyrit (Fig. 25) lassen darauf schließen, daß der Pyrit in den Mobilisaten (und deren Nebengestein) alpin umgelagert ist.

Ein Zusammenvorkommen von zwei verschiedenartigen Pyriten zeigt Figur 26; es handelt sich um eine Vererzung in hellen Muskovitgneisen unterhalb Dalisch, wobei kleine diskordante Quarz-Dolomit-Äderchen auftreten. Der hellere Pyrit wird verdrängt von einem etwas weniger hellen; der Unterschied ist allerdings nur in Ölimmersion sichtbar. Ich nehme an, daß es sich hier um eine alpine Verdrängung eines voralpinen Pyrites handelt.

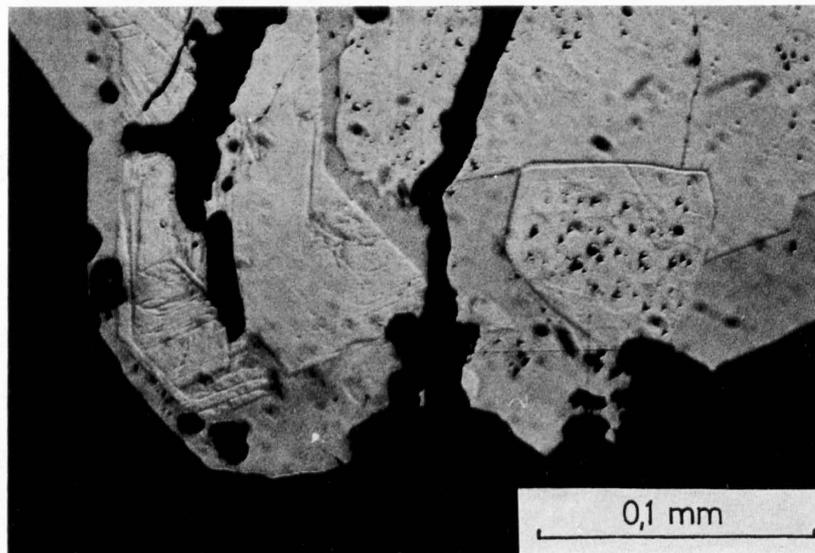


Fig. 26. Pyrit (hellgrau) mit einem etwas weniger hoch reflektierenden Rand, wobei es sich aber ebenfalls um Pyrit handelt. Es dürfte eine Verdrängung vorliegen.
Unterhalb Dalisch, Vererzung in hellem Muskovitgneis. Anschliff; Ölimmersion.

Markasit wurde nur in Mobilisaten beobachtet. Er kommt meist mit Pyrit vor und scheint in bezug auf diesen eine Spätbildung zu sein. Neben gut ausgebildeten Pyritkristallen finden sich unregelmäßige Markasit-Aggregate. Auch kommt Markasit als Spätbildung auf Dolomitskorngrenzen vor.

Eisenhydroxide existieren in verschiedenen Ausbildungen; davon wurden die in der Pechblende auftretenden Fe-Hydroxide schon in Abschnitt 2.4.2.5. (S. 35) behandelt.

In den Mobilisaten kommen Ausscheidungen von Fe-Hydroxiden namentlich an Carbonatkorngrenzen und in den auf S. 32 beschriebenen «Umwandlungssämen» des Carbonates im Kontakt mit Pechblende vor. Im letzteren Fall handelt es sich um unregelmäßig geformte Massen, worin sich aber meistens die tafelige

Form kleinster Kriställchen erkennen läßt. An Korngrenzen bilden sich oft dünne Häutchen, aber es finden sich auch Überkrustungen mit halben Sphärolithen (wie sie auch die Pechblende bildet), mit meistens etwa 5–10 μ Durchmesser und strahligem Aufbau. Das Reflexionsvermögen kommt dem von Hämatit nahe (siehe Tabelle 2), und auch der Farbeindruck ist hämatitähnlich. Die Anisotropie unter gekreuzten Polarisatoren ist recht lebhaft, aber ohne Farbeffekte. Sie kann in Öl von «rubinroten» bis braunroten Innenreflexen überschattet werden.

Obwohl keine Röntgendaten vorliegen (das Material an den Korngrenzen ist zu wenig und die Bildungen in den Umwandlungssäumen an Pechblende sind röntgenamorph), wurde hier aus den optischen Daten auf Rubinglimmer (im Sinne von RAMDOHR, 1960) geschlossen¹⁾.

Das Auftreten an Korngrenzen belegt, daß es sich um eine Spätbildung in der Geschichte der Mobilisate handelt.

Im *Nebengestein* der Mobilisate findet sich stellenweise ein feinschuppiges tafelig-nadeliges Mineral mit einem geringeren Reflexionsvermögen als obiger Rubinglimmer und mit braunen bis braungelben Innenreflexen, die jede Anisotropie bei gekreuzten Polarisatoren überschatten. Die optischen Daten sprechen hier für Nadeleisen im Sinne RAMDOHRs (siehe Fußnote).

Brauneisen tritt häufig als Umwandlungsprodukt von Pyrit auf; es handelt sich dabei stets um oberflächliche Verwitterung.

2.4.4.3. Kupferkies, Bleiglanz, Zinkblende und Covellin²⁾

Im feinverteilten, gesteinsimprägnierenden Vererzungstyp kommen Kupferkies, Bleiglanz und Zinkblende sehr spärlich vor. In Vererzungen mit botryoidalen Strukturen sind Kupferkies und Zinkblende etwas häufiger; Bleiglanz ist auch hier spärlich. In den alpinen Quarz-Carbonat-Mobilisaten bilden die drei Mineralien eine sehr häufige, geradezu typische Paragenese.

Kupferkies wurde in gesteinsimprägnierenden Vererzungspartien in Proben von Tiraun in ganz vereinzelt, bis 40 μ großen Körnern angetroffen; er kann vergesellschaftet sein mit Pyrit oder als Einschluß in Magnetit vorkommen (siehe S. 41 für den gleichen Fall bei Pyrit). *Zinkblende* kann ebenfalls vereinzelt vorkommen, wurde aber nicht in Magnetit angetroffen. *Bleiglanz* wurde in einer gesteinsimprägnierenden Vererzungspartie in hellen Muskovitgneisen unterhalb Dalisch in äußerst kleinen Körnern (< 20 μ) als Begleitmineral von Cobaltit und Linneit gefunden.

In den Vererzungen mit botryoidalen Pechblendestrukturen der Vorkommen Tiraun und unterhalb Dalisch treten Kupferkies und Zinkblende schon häufiger zusammen auf und bilden größere Körner (etwa 100 μ), die allerdings stets völlig xenomorph sind. Bleiglanz ist auch hier noch äußerst selten, hier und da tritt er in bis zu 50 μ großen Bereichen als Spaltenfüllung in Pechblende auf.

In den *alpinen Mobilisaten* des Schürfstollens ist die Dreierparagenese Kupferkies + Zinkblende + Bleiglanz überaus häufig. Die drei Sulfide liegen in Form von bis einige Millimeter großen, völlig ungestörten aber stets xenomorphen Körnern vor. Vor allem Kupferkies und Bleiglanz finden sich häufig in resorbierter Pechblende (Fig. 14) oder als Zement in kataklastischer Pechblende. Diese beiden Mineralien können im Mobilisat auch als Verdränger von Cobaltit und Linneit auftreten (siehe Fig. 29 und 30). Kupferkies kommt zudem als Einschluß in Pyrit vor.

Diese Beobachtungen gestatten den Schluß, daß die Dreierparagenese wie sie in den Mobilisaten vorliegt, neugebildet ist. Es ist bemerkenswert, daß die gleichen drei Sulfide im TZM häufig auf alpinen Klüften auftreten.

Nach einem Mikrosondentest kann der Bleiglanz der Mobilisatmassen bis einige Promille Bi und Ag führen. In einem randlich Linneit verdrängenden Bleiglanz wurde eine hochreflektierende, etwa 5 μ breite Lamelle beobachtet (siehe Fig. 29); das Reflexionsvermögen von etwa 60%, die weiße Farbe, die nur sehr schwache Anisotropie und die mineralogische Umgebung (Cobaltit und Linneit) lassen Maucherit (Ni₄As) vermuten.

¹⁾ RAMDOHR (1960, S. 976) bezeichnet als Rubinglimmer das rote γ -Fe₂O₃ · H₂O. Für das braune α -Fe₂O₃ · H₂O verwendet er den Namen Nadeleisenerz oder Limonit. Die Bezeichnungen Goethit und Lepidokrokit sind zweideutig, da sie in der Literatur für beide Modifikationen verwendet worden sind.

²⁾ Siehe auch Tabellen 2, 3 und 4 (S. 52, 53 und 54).

Covellin findet sich nur in Oberflächenproben; er bildet manchmal dünne Häutchen um Kupferkies und kann kleine Kupferkieskörner auch ganz verdrängen. Er wird als oberflächliches Verwitterungsprodukt gedeutet, wobei allerdings bemerkt werden muß, daß Kupferkies meistens zu Brauneisen verwittert.

2.4.4.4. Tetraedrit¹⁾

Im gesteinsimprägnierenden Vererzungstyp wurde Fahlerz vereinzelt in Acla Martin und in Dalisch beobachtet. In Acla Martin wurde es zusätzlich in einer Vererzung mit botryoidalen Pechblendestrukturen gefunden. Es liegt in Form von 50–100 μ großen Körnern vor und kann mit Cobaltit vergesellschaftet sein. Nach den optischen Eigenschaften (grauweiß, leicht bräunlich, im Öl stark bräunlich, isotrop) und einem Mikrospondentest (nur Cu, Sb, S) handelt es sich um Tetraedrit.

In alpinen Mobilisatmassen wurde Fahlerz ebenfalls vereinzelt gefunden. Er liegt in völlig xenomorphen kleinen Körnern in Carbonatmassen vor und dürfte hier eine alpine Neubildung sein.

2.4.4.5. Cobaltit und Linneit¹⁾

Diese beiden Mineralien wurden außer in den Quarz-Dolomit-Mobilisaten (wo sie aber stets reliktschen Charakter haben) nur in gesteinsimprägnierenden Partien von Vererzungen angetroffen; sie sind typische Vertreter für diese Partien. Cobaltit tritt in vielen Fällen allein auf. Wo er mit Linneit zusammen auftritt, scheint er manchmal, aber nicht immer, von ihm verdrängt zu werden. In alpinen Mobilisaten werden beide Mineralien von Sulfiden verdrängt oder vom Mobilisat resorbiert.

Cobaltit findet sich ohne begleitenden Linneit in den gesteinsimprägnierenden Partien der Vererzungen im Schutt von Tiraun, im Vorkommen Acla Martin und (z. T.) im Vorkommen Dalisch. Auch einige Vererzungen unterhalb Dalisch sind reich an Cobaltit und arm an Linneit.

Cobaltit tritt meistens in unregelmäßigen, bis 0,3 mm großen Massen auf, die oft (wie Fig. 27 zeigt) nur randlich aus diesem Mineral bestehen, manchmal aber auch «dicht» sind. Die Struktur erinnert sehr stark an

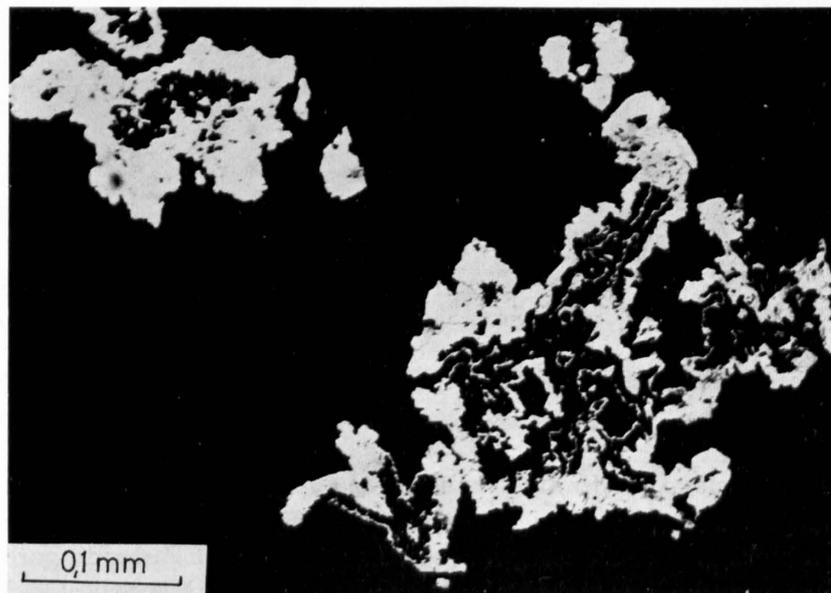


Fig. 27. Typische Erscheinungsform des Cobaltits (weiß) in feinkörnigen, «porenfüllenden» Aggregaten. Schwarz: Quarz und Silikate des Nebengesteins.
Tiraun; Anschliff.

¹⁾ Siehe auch Tabellen 2, 3 und 4 (S. 52, 53 und 54).

einen Absatz in (oder Auffüllung von) kleinsten Hohlräumen. Eine solche Deutung wäre in Übereinstimmung mit dem gesteinsimprägnierenden Charakter der Pechblende in den betreffenden Vererzungspartien. Diese Cobaltitmassen sind an Silikatkorngrenzen stellenweise recht verbreitet. Auffallend ist, daß die Cobaltitkonzentrationen fast immer einige Millimeter von den Pechblendekonzentrationen entfernt sind. Auch setzt sich Cobaltit nie in Glimmer ab, was bei Pechblende häufig ist.

Der Cobaltit wurde optisch¹⁾, röntgenographisch und mit verschiedenen qualitativen Mikrosondenanalysen belegt. Die generelle Erscheinungsform ist aber meist eine total andere als die von RAMDOHR (1960) beschriebene²⁾ und wohl im allgemeinen gültige. Dazu kommt noch, daß an Trunser Cobaltiten bei gekreuzten Polarisatoren nie Anisotropie festgestellt wurde, wie sie nach RAMDOHR (op. cit.) allgemein auftritt. Diese letzte Beobachtung stärkt mich in der Vermutung, daß hier sehr feinkristalline Aggregate vorliegen.

In einigen Tirauner Mineralisationen treten in den an Cobaltit angereicherten Vererzungspartien kleinste Goldflitterchen auf.

In einer Vererzung von Dalisch (gesteinsimprägnierender Typ) wurde Cobaltit in bis 100 μ großen Körnern mit z. T. kristallographischen Umrissen beobachtet.

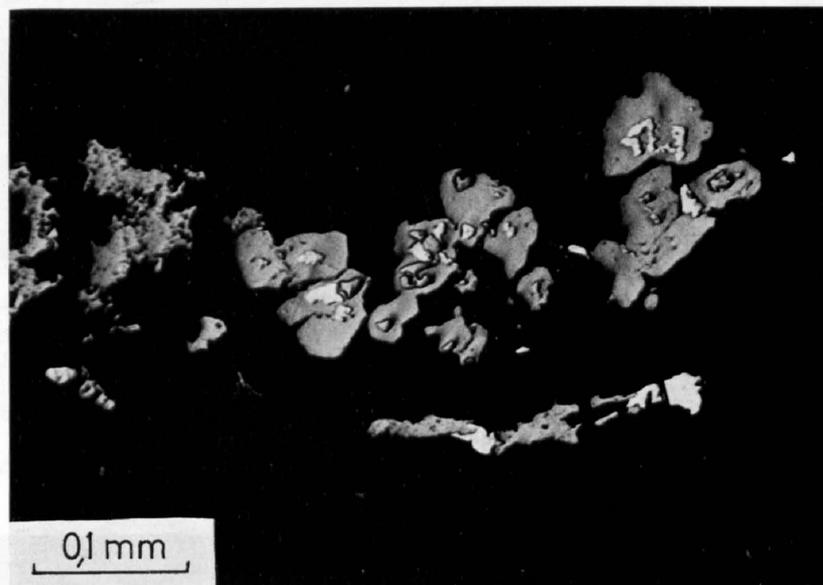


Fig. 28. Cobaltit (grau) mit Einschlüssen von Gold (weiß) und etwas Bleiglanz (etwa gleich hell wie der Cobaltit, starkes negatives Relief). Schwarz: Quarz und Silikate vom Nebengestein. Schürfstollen, streichende Strecke m 4. Anschliff; Ölimmersion.

Beim *Linneit* handelt es sich nach Elektronenmikrosonden-Ergebnissen um ein ziemlich reines CoNiS_2 . Er ist (außer in den Mineralisationen vom Sondierstollen) an das Auftreten von Cobaltit gebunden und viel weniger häufig als dieser. Das Zusammenauftreten von Cobaltit und Linneit kennt verschiedene Formen:

1. Unterhalb Dalisch (in einer Vererzung im hellen Muskovitgneis) und in einigen Proben von Tiraun kommen Cobaltit und Linneit nebeneinander, aber nicht miteinander verwachsen vor. Linneit tritt dabei in kleinsten Körnern (Größenordnung 10 μ) auf.
2. In Paraschiefern unterhalb Dalisch (namentlich angrenzend an alpine Mobilisatmassen, im Sondierstollen) tritt Linneit in bis 150 μ großen, oft oktaedrischen Körnern auf. Diese können unregelmäßig geformte (oft tropfenartige) Einschlüsse von Cobaltit enthalten. Es könnte sein, daß dieser Cobaltit vom

¹⁾ Auffallend ist der leichte Stich ins Rosa, der (genau wie es RAMDOHR beschreibt) bei längerer Lagerung etwas intensiver zu werden scheint, ohne daß jedoch das Mineral anläuft.

²⁾ «Glanzkobalt hat eine so ausgesprochene Neigung zur Bildung idiomorpher Formen wie kaum ein anderes Mineral. Meist herrscht (100) und (210), oft ist auch (111) u. a. vorhanden.» (RAMDOHR, 1960, S. 765).

Linneit verdrängt wird. Zudem kommen Cobaltitkörner hier auch einzeln vor; diese zeigen nicht die oben beschriebene «porenfüllende» Erscheinungsform, sondern eine (etwas gerundete) kubische Kristallform. Zusammen mit dieser Paragenese Linneit + Cobaltit kann vereinzelt (wie in oben beschriebenen, mit Cobaltit vererzten Gesteinspartien) Freigold auftreten (siehe Fig. 28 und 29).

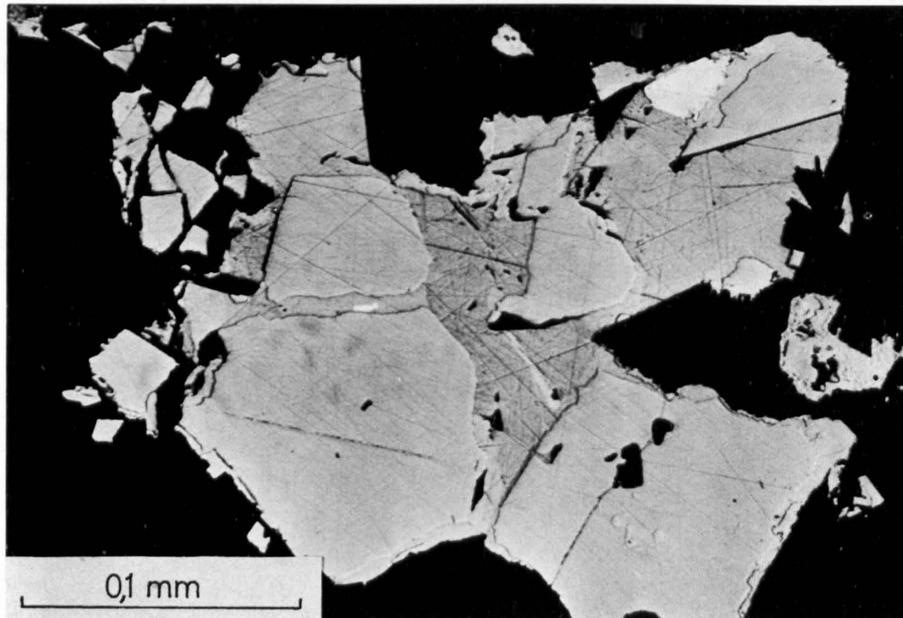


Fig. 29. Linneit, Cobaltit, Bleiglanz (mit ?Maucherit), Kupferkies und Gold. Linneit: mittelgraue, im Relief etwas hervorgehobene, relativ große Körner. Cobaltit: kleine Einschlüsse darin (rechts unten). Kupferkies zeigt die gleiche Helligkeit wie Linneit, ist aber im Relief nicht hervorgehoben. Mit Bleiglanz (dunkler als Linneit, stark verkratzt), zementiert er die Linneitkörner. Gold erscheint weiß. Die hochreflektierende Lamelle im Bleiglanz (heller als Linneit) besteht wahrscheinlich aus Maucherit. Die Situation kann gedeutet werden als reine Zementation von Linneit durch Bleiglanz und Kupferkies; eine randliche Verdrängung von Linneit durch diese Sulfide ist aber auch möglich.

Schürfstollen, streichende Strecke m 69. Quarz-Dolomit-Mobilisat. Anschliff; Ölimmersion.

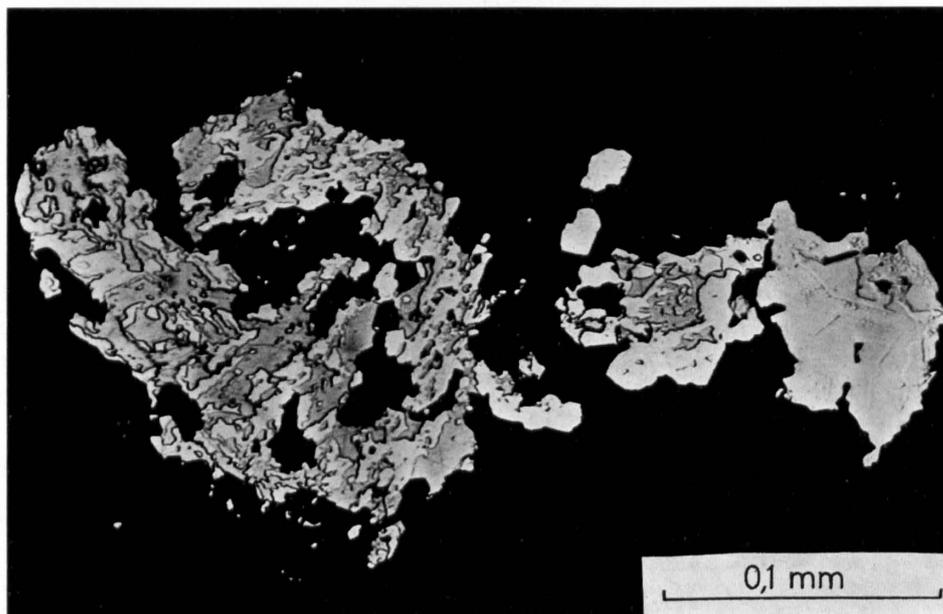


Fig. 30. Linneit (hellgrau, reliktsche Strukturen) wird von Bleiglanz (mittelgrau) und Kupferkies (rechts im Bild, gleiche Helligkeit wie Linneit) verdrängt. Schwarz: Carbonat vom Mobilisat.

Schürfstollen, streichende Strecke m 69. Quarz-Dolomit-Mobilisat. Anschliff; Ölimmersion.

Es ist nicht möglich zu sagen, ob die unter 2 beschriebene Verdrängung von Cobaltit durch Linneit unter Einfluß der alpinen Mobilisate steht oder nicht. Dies scheint eher unwahrscheinlich, weil innerhalb dieser Mobilisate der Linneit (wie auch der Cobaltit) selbst angegriffen wird. Die Mobilisate wirken auf Cobaltit und Linneit auf zwei Arten ein:

Erstens wurde (vor allem in carbonatreichen und sulfidarmen Mobilisaten) *Resorption* in der Lösung beobachtet; sie tritt manchmal als eine «Verdrängung durch Carbonat» in Erscheinung, es sind dann nur noch sehr vereinzelte eingebuchtete Relikte sichtbar.

Zweitens ist (vor allem in sulfidreichen Mobilisaten, wie bei m 60–70 der streichenden Strecke) eine Verdrängung durch Bleiglanz und Kupferkies zu beobachten. Figur 30 zeigt einen weitgehend von Bleiglanz und Kupferkies verdrängten Linneit, Figur 29 einige randlich verdrängte Individuen.

Mengenmäßig ist die Cobaltit- und Linneitführung der Trunser Mineralisationen völlig unbedeutend. Von 19 Analysen auf Co und Ni (Atomabsorption) ergaben nur drei (an Proben, welche mikroskopisch gesehen reich an Cobaltit waren) Co-Gehalte über 200 ppm (respektive 300, 500 und 600 ppm) und nur eine einen Ni-Gehalt von über 100 ppm (nämlich 800 ppm). Diese geringen Gehalte liegen durchaus in der gleichen Größenordnung wie diejenigen, die sich aus volumetrischen Schätzungen ergeben.

2.4.4.6. Molybdänglanz¹⁾

Molybdänglanz wurde nur an einer Stelle (m 69 der streichenden Strecke des Sondierstollens) gefunden. Er kommt in sehr kleinen Mengen, in feinschuppigen Aggregaten, vor. In Paraschiefern, angrenzend an einer Mobilisatmasse, tritt er als Begleiter von Linneit und Cobaltit auf. Im Mobilisat selbst wurde er in Verwachsung mit Bleiglanz beobachtet, nicht weit von einem teilweise von Bleiglanz verdrängten Linneit.

Nach RAMDOHR (1960) wurden eigentliche Verdrängungserscheinungen bei Molybdänglanz nie beobachtet. Auch Rekrystallisation ist nach ihm sehr selten. Ich nehme für diesen Molybdänglanz aufgrund der beobachteten Vergesellschaftung mit Linneit Zugehörigkeit zur voralpinen Paragenese an; das Zusammenvorkommen mit Bleiglanz im Mobilisat wäre in diesem Falle so zu deuten, daß dieser Bleiglanz einen Linneit oder Cobaltit, mit dem der Molybdänglanz vorher vergesellschaftet war, total verdrängt hat.

2.4.4.7. Gediegenes Gold¹⁾

In den Vorkommen Tiraun und (z. T.) unterhalb Dalisch findet sich gediegenes Gold in gesteinsimprägnierenden Vererzungspartien, namentlich in Konzentrationen von Cobaltit und Linneit. Es tritt dabei meist in isolierten, bis einige Mikron großen Flitterchen, selten als Einschluß in Cobaltit (siehe S. 48 und Fig. 28, 29), auf.

In einer Vererzung mit botryoidalen Strukturen, unterhalb Dalisch, wurden verschiedene (bis 10 μ große) Goldflitterchen als Einschlüsse in Pyrit, welche mit Pechblende assoziiert auftritt, gefunden.

Gold kann also in den erhaltenen voralpinen Vererzungen sowohl im gesteinsimprägnierenden als auch im hohlraumfüllenden Teil auftreten. In den Mobilisaten tritt Gold meistens als kleinste Flitterchen (bis etwa 5 μ) auf; in einem Fall wurde es (in einem etwas größeren Korn, etwa 20 μ) assoziiert mit Pyrit gefunden (m 69 der streichenden Strecke). Gold in den Mobilisaten wird als Relikt der voralpinen Paragenese gedeutet. Es wurde nur in unmittelbarer Nähe der Pechblende (die meistens ja auch ein solches Relikt darstellt) beobachtet.

An zwei verhältnismäßig reichlich goldführenden Erzproben wurden von Fr. Dr. K. Schmid, Bern, Goldanalysen mit folgenden Resultaten durchgeführt:

1. Tiraun (Einwaage 2 g)	2,5 ppm
2. Unterhalb Dalisch (Einwaage 1 g)	2 ppm

Diese Gehalte beziehen sich auf kleine Probenmengen und sind also nicht auf ganze Vererzungen zu extrapolieren. Sie stehen nicht in Widerspruch mit volumetrischen Schätzungen.

¹⁾ Siehe auch Tabellen 2, 3 und 4 (S. 52, 53 und 54).

2.4.4.8. Gediegenes Arsen¹⁾

Gediegenes Arsen wurde nur in einer Probe (m 62 der streichenden Strecke des Sondierstollens) gefunden; es befindet sich in einem dolomit- und pyritreichen Mobilisat. Es wurde nach der Optik²⁾ auf As geschlossen; der Befund wurde mit einem Mikrosondentest bestätigt. Es liegen keine Einzelkörner, sondern derbe Massen vor. Figur 31 zeigt den ausgesprochen relikthischen Charakter.

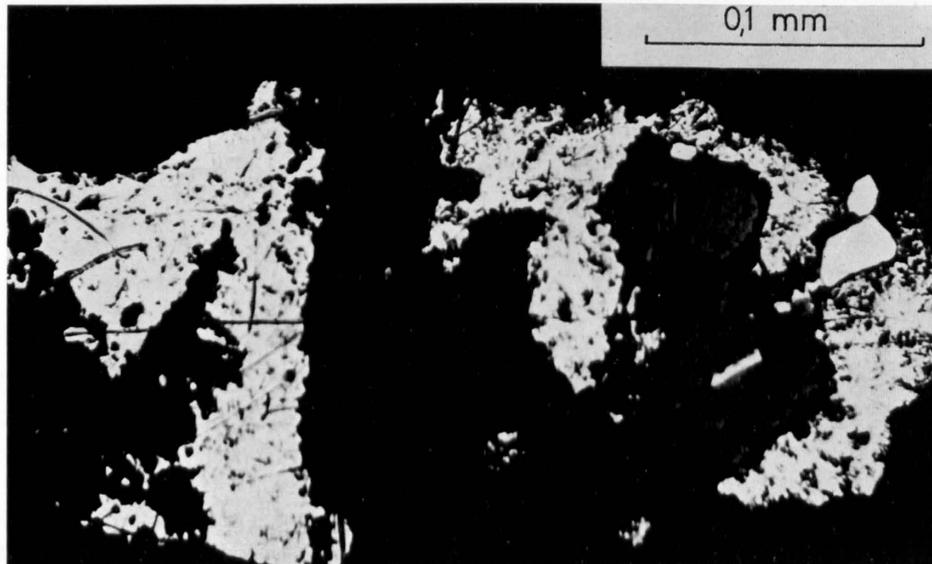


Fig. 31. Gediegenes Arsen (hellgraue, unregelmäßige, verkratzte Masse) mit Pechblende (dunkelgrau) und Pyrit (weiße Körner rechts im Bild). Schwarz: Quarz und Carbonat des Mobilisates. Schürfstollen, streichende Strecke m 62. Quarz-Dolomit-Mobilisat. Anschliff; Ölimmersion.

Auffallend ist, daß neben diesem Arsen im Mobilisat Pyrit vorkommt. CLARK (1960) schließt aufgrund seiner Untersuchungen am Fe-As-S-System die Paragenese Pyrit + gediegenes As aus³⁾. Es liegt hier also ein krasses Ungleichgewicht vor, das nur durch einen Generationenunterschied entstanden sein kann. Das gediegene Arsen mit seiner relikthischen Struktur wird als voralpin gedeutet. In diesem Zusammenhang sei noch erwähnt, daß in Mobilisat-Pyriten mit der Elektronenmikrosonde stellenweise ein Arsengehalt bis einige Promille festgestellt werden konnte (siehe S. 44). Bei der Resorption des gediegenen Arsens wurde offenbar (auch in seiner direkten Umgebung) die As-Konzentration im Mobilisat nicht hoch genug, um zur Bildung von Arsenkies, Realgar oder Auripigment führen zu können.

2.4.4.9. Graphit

Graphit wurde nur in einer Probe (gesteinsimprägnierende Vererzung, Dalisch) beobachtet; es handelt sich um bis 0,1 mm große Schuppen, die z. T. verbogen und nie alpin eingeregelt sind. Sein Auftreten ist nicht an vererzte Partien gebunden; es handelt sich aller Wahrscheinlichkeit nach um einen normalen Gesteinsgemengteil.

¹⁾ Siehe Tabellen 2, 3 und 4 (S. 52, 53 und 54).

²⁾ Typisch sind außer dem Reflexionsvermögen die leichte Anisotropie mit schwachen Farbeffekten (gelblich-bräunlich), die relativ geringe Schleifhärte und das relativ schnelle Anlaufen (im vorliegenden Fall nach einer Woche).

³⁾ Über einen sehr breiten p-T-Bereich müßte sich Arsenkies bzw. Realgar oder Auripigment bilden.

2.4.4.10. Sekundäre Uranminerale

Sekundäre Uranminerale treten in allen Vorkommen an der Oberfläche auf. Dabei handelt es sich erstens um Pseudomorphosen nach Pechblende (meistens rotbraun) und zweitens um dünne gelbe, gelbgrüne, orange oder rote Anflüge. Letztere finden sich vor allem im Schutt von Tiraun. Kristallformen sind makroskopisch nicht erkennbar. In einigen Dünnschliffen von verwitterten Oberflächenproben befanden sich derbe, zitronengelbe Massen mit hoher Licht- und Doppelbrechung. Bei einigen Versuchen zur Röntgen-Identifikation zeigten sich die meisten Präparate als röntgenamorph. In Anflügen vom Vorkommen Tiraun wurden fraglich Autunit und Kasolit gefunden, und mit einiger Sicherheit (2 Präparate) *Vandendriesscheit*. Letzteres Mineral wurde in Proben vom Vorkommen unterhalb Dalisch von Experten des C. E. A. ebenfalls festgestellt (PUIBARAUD, 1968).

2.4.5. Zusammenfassung zu Abschnitt 2.4.

Von den drei Tabellen in diesem Abschnitt gibt Tabelle 2 einige Werte des Reflexionsvermögens, Tabelle 3 einige Daten über das Auftreten und die Erscheinungsform der begleitenden Erzminerale und Tabelle 4 die Verbreitung der in den Trunser Vererzungen beobachteten Minerale.

Aus den verschiedenen Beobachtungen ergibt sich ein Allgemeinbild, wonach eine voralpine Vererzung (in zwei Typen) existiert, welche auf verschiedene Arten durch die alpine Gebirgsbildung beeinflusst ist. Als Folge der alpinen Verschiebung findet sich eine reine Kataklastik; im Zusammenhang mit alpinen Mobilisationsmassen treten außerdem chemische Reaktionen auf.

Die zwei Typen der voralpinen Vererzung sind eng miteinander verknüpft; sie treten oft im Millimeter- oder Zentimeter-Bereich nebeneinander auf und können ineinander übergehen. Sie unterscheiden sich in erster Linie durch die verschiedene Erscheinungsform der Pechblende. Im einen Typ tritt diese fein verteilt auf, im anderen in nieren-, botryoidalen Strukturen. Fein verteilte Pechblende kommt meistens als «Imprägnation» im Gestein vor, botryoidale Pechblende als Absatz in Hohlräumen.

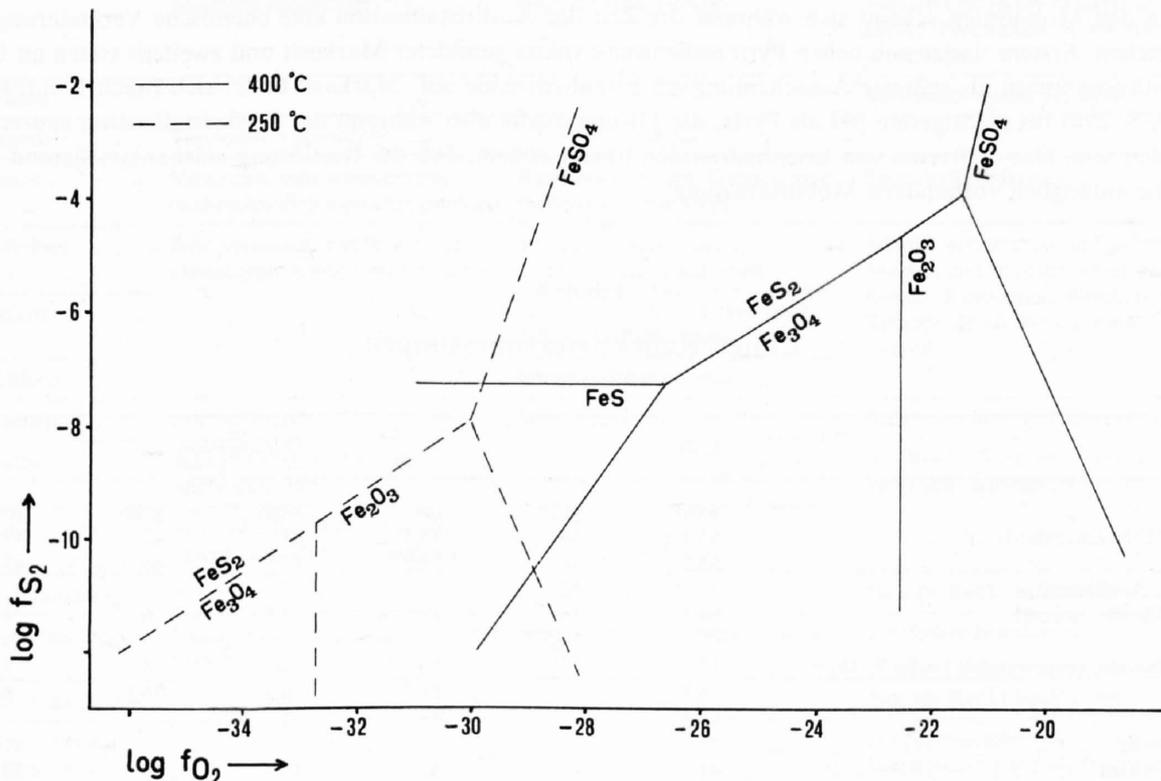


Fig. 32. Das Grenzgebiet Pyrit-Magnetit-Hämatit im f_{O_2} - f_{S_2} -Diagramm bei niedrigem CO_2 -Druck und Temperaturen von 400 °C und 250 °C, nach HOLLAND (1965).

Außer durch diese verschiedenen Erscheinungsformen der Pechblende unterscheiden sich die beiden Vererzungstypen auch in ihrer Begleitparagenese. Cobaltit, Linneit und Magnetit wurden nur im Vererzungstyp mit fein verteilter Pechblende gefunden. Hämatit, Pyrit, Kupferkies und Zinkblende kommen an sich in beiden Vererzungstypen vor, sind aber in Vererzungen mit botryoidaler Pechblende grobkörniger ausgebildet; Pyrit ist hier (im Gegensatz zu seinem Auftreten mit fein verteilter Pechblende) idiomorph.

Der primären Verwachsung Magnetit + Pyrit in einer fein verteilten Vererzung steht die Paragenese Hämatit + Pyrit in einer Vererzung mit botryoidaler Pechblende gegenüber. Obwohl diese beiden Paragenesen nur in Einzelfällen beobachtet wurden, verdienen sie Beachtung. Es widerspiegelt sich in ihnen nämlich ein gewisser Unterschied in den chemisch-physikalischen Bedingungen der Platznahme, der auch Grund dafür sein könnte, daß Cobaltit und Linneit nur im gesteinsimprägnierenden, fein verteilten Vererzungstyp vorkommen.

Figur 32 zeigt das Grenzgebiet Pyrit-Magnetit-Hämatit im f_{S_2} - f_{O_2} -Diagramm bei Temperaturen von 250 und 400 °C. Wie aus diesem Diagramm hervorgeht, deutet die Paragenese Hämatit + Pyrit bei gleicher Temperatur auf höhere O_2 - und S_2 -Fugazitäten als die Paragenese Magnetit + Pyrit hin (bei ungefähr gleichen Fugazitäten finden sich Magnetit + Pyrit bei höheren Temperaturen als Hämatit + Pyrit).

Da die beiden voralpinen Vererzungstypen eng miteinander verknüpft sind und ineinander übergehen können (siehe oben), ist anzunehmen, daß sie ungefähr zur gleichen Zeit entstanden sind. Es ist daher unwahrscheinlich, daß die gesteinsimprägnierenden Partien bei höherer Temperatur als die hohlraum-auffüllenden entstanden sind. Der Unterschied in der Begleitparagenese dürfte also rein chemisch bedingt sein; namentlich dürften die S_2 - und O_2 -Fugazitäten in gesteinsimprägnierenden Partien niedriger gewesen sein als in hohlraum-auffüllenden.

Bei Uranmineralisationen, welche in und angrenzend an alpine Mobilisatmassen vorkommen, lassen sich reliktsche und neugebildete Erzminerale unterscheiden. Reliktisch finden sich u. a. Pechblende (zum allergrößten Teil), Cobaltit, Linneit und Hämatit; neugebildet sind Pyrit, Kupferkies, Bleiglanz und Zinkblende, sowie in Einzelfällen auch Pechblende. An der reliktschen Pechblende wurde Resorption und Verdrängung durch Dolomit beobachtet, sowie eine Eisenimprägnation, welche mit einer teilweisen Aufoxydation der Pechblende zusammengehen kann.

In den Mobilisaten scheint sich während der Zeit der Auskristallisation eine chemische Veränderung zu vollziehen. Erstens findet sich neben Pyrit stellenweise später gebildeter Markasit und zweitens treten an Carbonatkorn Grenzen als späteste Ausscheidung oft Eisenhydroxide auf. Markasit bildet sich (nach KULLERUD, 1967, S. 294) bei niedrigerem pH als Pyrit; die Lösung dürfte also während der Auskristallisation saurer geworden sein. Das Auftreten von Eisenhydroxiden besagt zudem, daß die Restlösung stärker oxydierend war als die anfänglich vorhandene Mobilisatlösung.

Tabelle 2

Einige Reflektivitätsmessungen

(Werte in %)

	Luft			Ölimmersion		
	weiß	grün	rot	weiß	grün	rot
Pyrit Elba (Standard)	53,5	54	53,5	47	47	47,5
Pyrit	53,5	54	53,5	47	46	47,5
Pyrit, As-führend		52		45		
Pechblende, normal	16,5	16	14,5	5,5	6	4
		16,5				5
Pechblende, umgewandelt (siehe S. 36)	17	17	15,5	6	6	5,5
	16,5		14,5	6,5	6,5	6
	17,5		16	7		
Markasit	55					41,5
Kupferkies	41	43	48	37	35	38
	42		47,5			
	40		45			
	38					

	Luft			Ölimmersion		
	weiß	grün	rot	weiß	grün	rot
Bleiglanz	47	44	40	38,5 39	35,5	31
Zinkblende	18			12		
Fahlerz.			28,5	20		
Cobaltit	49	51,5	48	44	38	41
	51	52				
Linneit	47,5 47	44,5	45,5 46	40	36	38,5
Molybdänit ¹⁾		19–25	15–20	11–18	13–19	7–15
Gediegenes Arsen	53 53,5	51,5	48,5	50	45,5	43
Gediegenes Gold	69	68	85	69 65	69	95
Magnetit						
Hämatit ¹⁾	32–28	27–30,5	24–27,5	16,5–21		13–14
Rubinglimmer.	24					9
Eisenhydroxid, spaltenfüllend in Pechblende.	20 22			12		

Gemessen auf Leitz-Mikroskop-Photometer MPE.

Tabelle 3

Auftreten und Erscheinungsform der begleitenden Erzminerale

Mineral	Partien mit feinverteilter Pechblende	Partien mit botryoidaler Pechblende	Mobilisate
Pyrit	Vereinzelt, xenomorph, u. a. mit Magnetit beobachtet	Häufig, idiomorph, z. T. mit Hämatit (gleichaltrig)	Häufig, idiomorph; in Carbonatmassen und in resorbierter und katakl. Pechblende. Kann Hämatit verdrängen.
Markasit			Vereinzelt; später als Pyrit
Magnetit	Vereinzelt, idiomorph		
Hämatit	Vereinzelt, sehr feinschuppig (wahrscheinlich alpin neugebildet)	Kann wichtig sein. Grobblättrig (Specularit), mit Pyrit.	Specularit, reliktsch
Kupferkies	Sehr vereinzelt, kleine Körner, xenomorph. Keine Verwachsungen.	Vereinzelt, xenomorph, Verwachsungen mit Pyrit.	Häufig, xenomorph, in Carbonatmassen und in resorbierter Pechblende. Kupferkies, Bleiglanz und Zinkblende oft zusammen auftretend.
Bleiglanz		Sehr vereinzelt, z. T. als Spaltfüllung in Pechblende.	
Zinkblende		Vereinzelt, xenomorph.	
Tetraedrit	Sehr vereinzelt	Sehr vereinzelt	Sehr vereinzelt, in Carbonatmasse
Cobaltit	Sehr feinkörnige Aggregate; «porenfüllend»		Als Relikt. Verdrängt von Bleiglanz und Kupferkies
Linneit	Mit Cobaltit. Manchmal idiomorph. Cobaltit verdrängend?		
Molybdänglanz			Nur als Relikt beobachtet
Gediegenes Gold	Ganz vereinzelt. Einzeln oder mit Cobaltit.	Sehr vereinzelt. Eingeschlossen in Pyrit.	Als Relikt beobachtet
Gediegenes Arsen			Nur als Relikt beobachtet.
Fe-Hydroxide (Rubinglimmer)			Als Spätausscheidung an Carbonatkorn Grenzen (und als Imprägnation in Pechblende)

¹⁾ Bei Reflexionspleochroismus ist das Intervall angegeben.

Tabelle 4

Paragenesen der Trunser Uranvererzungen

	Tiraun	Acla Martin	Dalisch	Unterhalb Gneis	Dalisch Schiefer	Grenzend an Mobilisate	Mobilisate
Quarz	××× +++	××× +	× +	×××	××	×	****
Serizit	++	××	×× ++	××	×		
Chlorit	×× ++	×	×× ++		×× ++		***
Uraninit	+	+		+	+	+	(+)
Pechblende, feinverteilt	×× ++++	++	++++	+	++	++	
Pechblende, botryoidal	××××	××××	××	××××	××××	××	(×××)*
Pyrit	× +	× +	×	××× +	×× +	× +	***
Markasit							*
Magnetit	++	+		+			
Hämatit	× +	× +	× +	××× +	×× +	×× +	(××)
Fe-Hydroxide						+	*
Kupferkies	×× +			××	×	+	***
Bleiglanz	+		×	+	×	×× +	***
Zinkblende	×× +				×		**
Covellin				×	×		
Fahlerz		× +	++				*
Cobaltit	+++	+	++	++	+	+	(+)
Linneit	++		+	+		+++	(+)
Molybdänit						+	(+)
Gediegenes Gold	+			×		+	(+, ×)
Gediegenes Arsen							(*)
Graphit			+				

+ Vereinzelt
 ++ Untergeordnet
 +++ Häufig
 ++++ Vorherrschend

+ Gesteinsimprägnierende Partien
 × Hohlraumfüllende Partien
 * Neubildung in Mobilisaten

(+), (×) Relikte in Mobilisaten, aus Gesteinsimpr. bzw. hohlraumfüllenden Partien (vermutet).
 (*) Nur als Relikt beobachtet.

3. Uran-Blei-Altersbestimmungen an Proben aus Trunser Uranvorkommen

3.1. GRUNDLEGENDE BEGRIFFE

Die Uranisotopen 238 und 235 zerfallen über viele Zwischenprodukte in Blei 206 respektive 207.

Die Verhältnisse der beim Zerfall entstandenen Mengen dieser Blei-Isotopen zu den entsprechenden Uranisotopen ($206_{\text{radiogen}}/238$ und $207_{\text{radiogen}}/235$) sind für das Alter spezifisch. Die an Hand dieser Verhältnisse bestimmten Alter werden als 206/238- und 207/235-Alterswerte bezeichnet.

Die Möglichkeit eines dritten Alterswertes ist dadurch gegeben, daß der Zerfall von U^{238} eine viel längere Halbwertszeit hat als diejenige von U^{235} . Dadurch ändert sich das Verhältnis $207_{\text{radiogen}}/206_{\text{radiogen}}$ mit der Zeit. Aus diesem Verhältnis ergibt sich der 207/206-Alterswert. Vor allem bei jungen Proben entsprechen sehr kleine Variationen im 207/206-Verhältnis schon großen Variationen im Alterswert.

Wenn in einer Probe die während der Existenz dieser Probe entstandenen Tochterisotope noch in ihrer Gesamtmenge vorhanden sind, müssen die Verhältnisse 206/238, 207/235 und 207/206 den gleichen Alterswert ergeben. Man spricht in diesem Fall von *konkordanten* Verhältnissen und Alterswerten. Solche sind eher selten.

In einem Diagramm mit dem 207/235-Verhältnis als Abszisse und dem 206/238-Verhältnis als Ordinate (Concordia-Diagramm nach WETHERILL, 1956) bilden diese konkordanten Verhältnisse eine Kurve, die *Concordia-Kurve*. Das 207/206-Verhältnis wird durch die Neigung einer Geraden durch den betreffenden Punkt und den Nullpunkt des Diagramms repräsentiert.

Tafel 3 zeigt ein Concordia-Diagramm am Beispiel der Altersbestimmung an Trunser Proben. Die Verhältnisse sind nicht konkordant.

Diskordanz von Alterswerten kann verschiedene Ursachen haben. Die weitaus häufigste ist ein Verlust von radiogenem Blei in der geologischen Geschichte der Probe. Die Auswirkung eines solchen Verlustes auf die Konfiguration im Concordia-Diagramm ist eine recht einfache. Ein Blick auf dieses Diagramm zeigt, daß sich ein rezenter Bleiverlust (z. B. im Labor) in eine Verschiebung des betreffenden Punktes gegen den Nullpunkt äußern würde. Ist ein Bleiverlust nicht rezent, sondern vor x Ma erfolgt, dann verlagert sich der betreffende Punkt von seiner ursprünglichen Position auf der Concordia-Kurve in Richtung einer neuen Position auf dieser Kurve, wobei diese neue Position ein Alter von x Ma repräsentiert. Erfolgt dieser Bleiverlust bei verschiedenen Proben zwar im gleichen Zeitpunkt aber in verschiedenem Ausmaß, so läßt sich durch die verschieden weit gegeneinander verschobenen Punkte eine Gerade legen, welche die «ursprüngliche» und die «neue» Position auf der Concordia-Kurve miteinander verbindet. Ein Bleiverlust, der an einem bestimmten Zeitpunkt erfolgt ist, wird als «episodisch» bezeichnet, die Linie, welche die Verjüngung repräsentiert, als «Discordia».

3.2. FRÜHERE ALTERSBESTIMMUNG

Im Jahre 1962 wurde an einer Pechblendeprobe aus dem Vorkommen Tiraun von Dr. S. Graeser, damals Bern, und Prof. Dr. M. Grünenfelder, Zürich, eine Blei-207/206-Altersbestimmung durchgeführt. Das Resultat ist unpubliziert; es wurde mir freundlicherweise von Dr. S. Graeser, Basel, zur Verfügung gestellt. Die sehr sauber separierte Probe lieferte ein sehr hochradiogenes Blei; das 207/206-Verhältnis, korrigiert mit einem herzynischen Bleiglanz vom Grimselgebiet, betrug $0,05196$; der entsprechende Alterswert ist 294 ± 20 Ma.

An sich kann dieses Alter als herzynisch bezeichnet werden: diese eine Zahl sagt aus, daß die betreffende Probe alpin nicht völlig umgelagert worden ist. Ein herzynischer Pb-207/206-Alterswert wird aber von einem geringen bis mittelmäßigen alpinen Bleiverlust nur sehr wenig beeinflusst, so daß ein Einfluß alpiner Vorgänge auf die betreffende Vererzung nicht aufgrund dieser Zahl ausgeschlossen werden kann.

3.3. ZIELSETZUNG DER JETZIGEN ARBEIT

Aus den Abschnitten 2.3. (S. 22), 2.4.1.2. (S. 27), 2.4.2.5. (S. 32) und 2.4.3. (S. 38) geht hervor, daß verschiedene alpine Vorgänge die Uranvererzungen von Trun in unterschiedlichem Maß beeinflusst haben: Verschieferung bewirkt Kataklyse und Boudinage, und in und angrenzend an Quarz-Dolomit-Mobilisate lassen sich verschiedene chemische Reaktionen feststellen.

Es stellt sich nun die Frage, wie sich diese verschiedenen alpinen Vorgänge auf das U-Pb-Alter der Pechblende ausgewirkt haben könnten. Außerdem stellte sich die Frage nach dem Zeitpunkt dieser alpinen Vorgänge, und es schien auch eine erneute Datierung der Entstehung der Vorkommen nicht sinnlos.

In der Hoffnung, auf diese dreifache Frage gewisse Antworten zu erhalten, wurden 12 Uran-Blei-Altersbestimmungen an alpin verschiedenen beeinflussten Pechblendeproben gemacht.

3.4. PROBENWAHL UND PROBENENTNAHME

Von den zwölf Proben stammt eine von Acla Martin, eine von Dalisch, drei aus verschiedenen Oberflächenaufschlüssen des Vorkommens unterhalb Dalisch und sieben aus dem Sondierstollen unterhalb Dalisch. Die Proben von Acla Martin und Dalisch waren alpin recht wenig beansprucht, die drei Oberflächenproben des Vorkommens unterhalb Dalisch in verschiedenem Maß verschiefert und die Stollenproben stammen zum großen Teil aus alpinen Quarz-Dolomit-Mobilisaten. Näheres zu den einzelnen Proben findet sich in Tabelle 6.

Die ungleiche Verteilung der gewählten Proben über die verschiedenen Vorkommen hat folgende zwei Gründe: erstens lassen sich im Vorkommen unterhalb Dalisch sowohl der Effekt der Verschieferung als auch die Einwirkungen der Mobilisate weitaus am besten studieren und zweitens besteht bei Stollenproben weniger die Gefahr, daß Oberflächenverwitterung die Resultate beeinträchtigen könnte.

Die Proben wurden erzmikroskopisch ausgewählt, wie es KÖPPEL (1967) für seine Altersbestimmungen an kanadischen Uranerzen beschreibt. Es wurde darauf geachtet, daß a) ein möglichst breites Spektrum von mikroskopischen Erscheinungsformen der Pechblende erfaßt wurde, und b), daß kein Bleiglanz (und möglichst wenig andere Sulfide) mit der betreffenden Pechblende eng verwachsen waren. Einige Pechblendeproben, die sicher ein interessantes Resultat ergeben hätten, kamen für eine Altersbestimmung wegen einer sehr engen Verwachsung mit Bleiglanz (im Mikron- bis 10- μ -Bereich) nicht in Frage. Hierzu zählt auch eine Pechblendevererzung aus dem Sondierstollen unterhalb Dalisch, welche aus strukturellen Gründen als alpin neugebildet betrachtet wird (siehe S. 38).

Die Anschliffe waren auf einer Rehwaldmaschine angefertigt; die Politur geschieht dabei auf Bleiplatten. Die Proben für die Altersbestimmungen konnten daher nicht aus den Anschliffen selbst entnommen werden (wie es KÖPPEL, op. cit., gemacht hat), sondern wurden aus den dazu aufbewahrten Gegenständen herauspräpariert.

Zusätzlich zu den 12 Pechblendeproben wurden drei Proben zur Untersuchung der Isotopenzusammensetzung des gewöhnlichen Bleis entnommen: ein Bleiglanz aus den von FRIEDLAENDER (1930) beschriebenen Blei-Zink-Vorkommen Alp Nadèls und ein Bleiglanz sowie ein Mineralgemenge (Dolomit + Pyrit) aus alpinen Quarz-Dolomit-Mobilisaten im Schürfstollen unterhalb Dalisch.

3.5. METHODIK

3.5.1. Allgemeines

Der hohe Urangehalt und der damit verbundene relativ hohe Bleigehalt (wenigstens im Verhältnis zu Zirkonen) von Pechblende machte es möglich, ein etwas vereinfachtes Verfahren zur U-Pb-Altersbestimmung anzuwenden, wie es auch z. B. FERRARA et al. (1959) und KOSZTOLANYI (1971) gemacht haben: das Uran-Blei-

Verhältnis wurde chemisch bestimmt und nur die Blei-Isotopenzusammensetzung massenspektrometrisch gemessen.

Die verarbeiteten Probenmengen waren recht groß; sie lagen zwischen 40 und 200 mg und betragen im Mittel etwa 100 mg. Sie wurden so groß gewählt im Hinblick auf die chemische Bestimmung des U- und des Pb-Gehaltes und weil bezüglich einer geeigneten Bleiseparationsmethode für die Massenspektrometrie zuerst noch Versuche gemacht werden mußten. Zudem wurde in unfiltrierter Luft gearbeitet und der Aufschlußblindwert verliert natürlich mit zunehmender Probenmenge an Bedeutung¹⁾.

Die Proben wurden mit Salpetersäure 1:1 aufgeschlossen und als jeweils etwa 100 ml 5%ige salpetersaure Lösung aufbewahrt.

Die chemischen Arbeiten wurden im Labor der Abteilung für Geochemie der Universität Bern gemacht, die Massenspektrometrie und die Auswertung der Resultate wurde in der Abteilung für Isotopengeologie, ebenfalls Universität Bern, durchgeführt.

3.5.2. Uranbestimmung

Der Urangehalt der Stammlösungen wurde nach Separation auf einer Anionenaustauscherkolonne gravimetrisch bestimmt (sowohl Separation als Bestimmung nach C.-E.-A.-Berichte, 1960).

Zur Kolonnenseparation wurde das Harz DOWEX II verwendet. Es wurde ein U^{6+} -Komplex mit Ascorbinsäure gebildet, der bei pH 1,9 auf die (vorher sulfatisierte) Kolonne adsorbiert wurde. Gewaschen wurde mit einer leicht sauren Na_2SO_4 -Lösung (pH 1-2), und eluiert wurde mit 10%iger HCl. Die verwendeten Kolonnen waren aus Pyrexglas und hatten einen Innendurchmesser von 8 mm. Die Harzsäule war 3-4 cm hoch.

Zur Bestimmung wurde das U aus schwach schwefelsaurer Lösung mit Ammoniak ausgefällt, der Niederschlag abfiltriert, auf 800 °C geglüht und als U_3O_8 gewogen.

Die Bestimmungen wurden z. T. doppelt, z. T. dreifach gemacht. Der relative Fehler lag stets unter 2%, meistens unter 1%. Die Methode wurde mit einem Standard getestet und ergab Übereinstimmung innerhalb 0,5% Relativfehler.

3.5.3. Bleibestimmung

Der Bleigehalt der Stammlösungen wurde ohne Separation, Verdünnung oder Anreicherung mittels Atomabsorption bestimmt. Der relative Meßfehler betrug bis zu 3%²⁾.

3.5.4. Bleiseparation für die Massenspektrometrie

Für die Bleiseparation zur Massenspektrometrie wurde eine Modifikation der von KROGH (1972) für die Bleiseparation aus Zirkonproben entwickelte Methode angewendet. Die Methode von KROGH zielt auf die Separation des Pb und des U, mit einer einzigen Ionenaustauscher-Kolonnen, aus einer relativ Si- und Zr-reichen Lösung. Sie funktioniert nach folgendem Schema:

<i>Kolonnen: Dowex I</i>	Adsorption U + Pb bei 3 M HCl.
	Waschen mit 3 M HCl.
	1. Elution: 6,2 M HCl → Pb.
	2. Elution: Wasser → U.

¹⁾ Da Pechblende sehr leicht in Salpetersäure löslich ist, war nur eine geringe Menge davon nötig. Außerdem wurde ultrareine Salpetersäure verwendet, so daß der von den Chemikalien herrührende Anteil am Aufschlußblindwert sicher gegenüber dem infolge unfiltrierter Luft vorhandenen Blindwert als klein zu betrachten ist.

²⁾ Das Uran-Blei-Verhältnis kann also mit bis zu 5% Relativfehler behaftet sein. Daß dies im vorliegenden Fall nicht besonders gravierend ist, rührt daher, daß für die Aussagen des Concordia-Diagramms vor allem die Lage der Discordia wichtig ist. Aus Erläuterungen auf S. 60 geht hervor, daß diese Lage von Fehlern im U-Pb-Verhältnis relativ wenig beeinflusst wird.

Bei der jetzigen Arbeit lagen sowohl die Anforderungen wie die Probleme anders. Einerseits war eine Separation des Urans nicht mehr nötig, zudem war die Lösung fast Si- und Zr-frei, andererseits enthielten verschiedene Proben recht viel Eisen. Die Anwendung der obigen Methode führte zu Bleiverlust. Nach Konsultation der von KRAUS (1957) publizierten Daten¹⁾ und einigen Versuchen erwies sich folgende Zweikolonnenmethode als erfolgreich:

Kolonne 1: Dowex I Adsorption von Fe und U bei 6,2 M HCl. Pb bleibt in Lösung.
Durchgehende Lösung unten auffangen, spülen mit 6,2 M HCl, auffangen.

Eindampfen, aufnehmen in 1,5 M HCl.

Kolonne 2: Dowex I Adsorption des Pb bei 1,5 M HCl.
Waschen mit 1,5 M HCl.
Elution mit 6,2 M HCl → Pb.

Die verwendeten Kolonnen waren die gleichen wie die für die Uranseparation beschriebenen (S. 57); die Harzsäule war bei Kolonne 1 etwa 2 cm, bei Kolonne 2 etwa 1 cm hoch.

Auffangen und Eindampfen erfolgte in Pyrexgläsern von etwa 1 cm Innendurchmesser. Die bei einer Separation jeweils behandelte Bleimenge (10–30 µg) machte keine besonderen Vorsichtsmaßnahmen notwendig.

3.5.5. Massenspektrometrie

Sämtliche Blei-Isotopenmessungen wurden auf dem Atlas CH 4 Massenspektrometer der Abteilung für Isotopengeologie, Bern, durchgeführt.

Geladen wurde nach der von CAMERON et al. (1969) und SHIELDS (1969) entwickelten Silicagelmethode; das verwendete Silicagel war im Carnegie Geophysical Lab., Washington D.C., präpariert. Die geladene Bleimenge betrug meistens (schätzungsweise) 1–5 µg.

Eine Messung (Probe 7) wurde mittels Normalauffänger gemessen²⁾; die restlichen Messungen wurden mit einem Photomultiplier-Auffänger durchgeführt. Bei Heizströmen zwischen 1,6 und 1,8 A ergaben sich stabile Ionenströme rund 5×10^{-12} A. Die Streuung des 207/206-Verhältnisses lag meist bei etwa 0,1%, war aber z. T. auch kleiner.

Bei Messungen von Standards wurde stets ein um etwa 2% zu niedriges 208/204-Verhältnis gefunden. Für die anderen Isotopenverhältnisse wurden nur Abweichungen innerhalb der Fehlergrenze festgestellt. Der zu hohe Pb²⁰⁴-Gehalt konnte nicht geklärt werden. Da nicht das Pb²⁰⁴, sondern das Pb²⁰⁸ zur Korrektur verwendet wurde, beeinträchtigt der zu hohe gemessene Pb²⁰⁴-Gehalt die Resultate der Altersbestimmungen nicht.

3.5.6. Blindwertbestimmung

Zur Blindwertbestimmung wurde ein Pb²⁰⁷-Spike³⁾ verwendet. 10 µg dieses Spikes wurden 8 g der Aufschlußblindlösung beigemischt (etwa zweimal soviel, wie meistens bei einer Separation behandelt wurden); die Mischlösung wurde anschließend nach der oben beschriebenen Zwei-Kolonnen-Methode «separiert».

Für den Spike und die Mischlösung ergaben sich folgende Isotopenverhältnisse:

	206/207	208/207
Mischung Blind + Spike	0,0240	0,0607
Reiner Spike	0,0234	0,0595

¹⁾ Darstellungen des Adsorptionsgrades an einem Anionenaustauscherharz, als Funktion der HCl-Molarität der Lösung (für sämtliche Metalle).

²⁾ Aus dem Concordia-Diagramm (Tafel 3) ist ersichtlich, daß das Resultat dieser Messung nicht aus dem Rahmen fällt (Nr. 7).

³⁾ Ein Blei, welches an Pb²⁰⁷ sehr stark angereichert ist.

Aus diesen Verhältnissen läßt sich die Verunreinigung des Spikes mit gewöhnlichem Blei, welche in der Mischung aufgetreten ist, berechnen. Diese Verunreinigung beträgt hier (aufgerundet) 0,25%. Bezogen auf die eingewogene Menge des Spikes (10 µg) ergibt dies einen Blindwert von 25 Nanogramm.

3.6. RESULTATE, KORREKTUR UND FEHLER

Tabelle 6 zeigt (in der fünften, sechsten und siebenten Kolonne) die eigentlichen Blei-Isotopenverhältnisse der untersuchten Pechblendeproben. Als erstes fällt der im allgemeinen recht hohe Gehalt an gewöhnlichem Blei auf. Dieser ist eine Folge der feinen Verwachsung der meisten Proben mit Sulfiden und ist zudem bedingt durch die Tatsache, daß keine Mineralseparation gemacht wurde.

Bei U-Pb-Altersbestimmungen ist der radiogene Anteil an Pb^{206} und Pb^{207} von Interesse. Diese Anteile werden durch «Subtraktion» des gewöhnlichen Bleis (Korrektur) ermittelt. Als Maß für den Anteil an gewöhnlichem Blei wird meistens (da Pb^{208} das Endprodukt der Th^{232} -Zerfallsreihe ist) der Gehalt an Pb^{204} genommen.

Die Halbwertszeit des Th^{232} ist aber um eine Größenordnung länger als diejenige des U^{238} . Somit kann, falls in der Probe wenig Th vorliegt, der radiogene Anteil an Pb^{208} als sehr klein angenommen werden und der Pb^{208} -Gehalt zur Korrektur verwendet werden.

Pechblende ist im allgemeinen arm an Thorium. In Trunser Pechblenden konnte mittels Röntgenfluoreszenz kein Th nachgewiesen werden; die Nachweisgrenze lag bei etwa 0,5% des Urangehaltes. Es konnte also im vorliegenden Fall über das Pb^{208} korrigiert werden. Die Tatsache, daß stets ein zu hoher Gehalt an Pb^{204} gemessen wurde, hat dadurch keinen Einfluß auf die Korrektur.

Bei der Korrektur wird für das in der Probe vorhandene gewöhnliche Blei eine bestimmte Isotopenzusammensetzung angenommen. Für den vorliegenden Fall war es am naheliegendsten, die Isotopenverhältnisse eines herzynischen Bleiglanzes anzunehmen; es wurden Korrekturen mit den in Tabelle 5 unter A und B aufgeführten Verhältnissen vorgenommen. Die Resultate wichen nur sehr unwesentlich (weit innerhalb der Fehlergrenze) voneinander ab; die in Tabelle 6 und im Concordia-Diagramm (Tafel 3) aufgeführten korrigierten Resultate entstammen der Korrektur mit den Isotopenverhältnissen des Bleiglanzes von Alp Nadèls (unter B in Tabelle 5).

Die in Tabelle 5 unter C und D aufgeführten Verhältnisse wurden an Proben aus alpinen Mobilisatmassen gemessen und sind sehr hochradiogen. Bei Korrektur mit solchen Isotopenverhältnissen wird natürlich viel mehr Pb^{206} und Pb^{207} von der Probe subtrahiert als bei einer Korrektur mit einem gewöhnlichen Blei. Es ergeben sich dadurch jüngere Alterswerte. Es wurde versuchsweise eine Korrektur mit C durchgeführt. Die Probenpunkte verschoben sich dabei in Richtung der unteren Intersektion, blieben aber auf der gleichen Discordia. Dies zeigt, daß der radiogene Anteil in C dem radiogenen Blei der Pechblende entspricht.

Das Endresultat einer U-Pb-Altersbestimmung ist mit verschiedenen Fehlerquellen belastet. Es zählen:

1. der ursprüngliche Meßfehler¹⁾ der Probe;
2. der ursprüngliche Meßfehler des Korrekturbleis;
3. der Fehler im Verhältnis Pb/U;
4. eine gewisse Unsicherheit in der Halbwertszeit der Uranisotopen 238 und 235.

Es kommt noch hinzu (im Falle eines hohen Blindwertes), daß durch Verunreinigung die Zusammensetzung des gewöhnlichen Bleis in der Probe stark verändert werden könnte. Im vorliegenden Fall ist aber der Blindwert verglichen mit dem schon vorliegenden Gehalt an gewöhnlichem Blei sehr klein (siehe oben), so daß dieser Effekt hier vernachlässigt werden kann.

Zu den Punkten 1 und 2: Die ursprünglichen absoluten Meßfehler der Probe und des Korrekturbleis addieren sich bei der Korrektur. Bei den weiteren Berechnungen wird dieser Fehler dann als relativer Fehler mitgenommen.

¹⁾ Die mittlere quadratische Abweichung der ausgewerteten Meßdaten $\left(\sigma = \sqrt{\frac{\Delta^2}{n-1}}\right)$.

Zu Punkt 3: Der Fehler im Pb/U-Verhältnis war im vorliegenden Fall im Vergleich zu den Fehlern der Isotopenverhältnisse recht groß.

Es ändern sich aber bei einer Variation im Pb/U-Verhältnis die Verhältnisse 206/238 und 207/235 im gleichen Sinne; bei Vergrößerung des Pb/U-Verhältnisses bewegt sich ein Probepunkt im Concordia-Diagramm in einer geraden Linie vom Nullpunkt weg und umgekehrt. Nun geht im vorliegenden Fall die Discordia fast durch den Nullpunkt des Diagramms, so daß ihre Lage sozusagen nicht beeinflußt wird, wenn sich einzelne Punkte um einige Prozente gegen den Nullpunkt zu oder von ihm weg bewegen. Eine solche Verlagerung kann in zwei Komponenten zerlegt werden, von denen eine parallel zur Discordia und eine senkrecht dazu verläuft. Die Größe der senkrechten Komponente beträgt für die ältesten Proben etwa $\frac{1}{50}$ des Gesamtbetrages dieser Verlagerung und für die jüngsten etwa $\frac{1}{10}$ davon. Daher wurde bei der Berechnung der 206/238- und 207/235-Verhältnisse stets 10% des vollen Fehlers im Pb/U-Verhältnis in die Rechnung mitgenommen.

Die für die einzelnen U-Pb-Alterswerte in Tabelle 6 angegebenen Fehler sind dadurch zu klein; sie sind aber im Hinblick auf die Festlegung der Discordia im Concordia-Diagramm durchaus realistisch. Die Festlegung dieser Geraden ist für die Interpretation der Resultate weitaus wichtiger als die präzise Lage der einzelnen Punkte, so daß diese Reduktion des Fehlers im Pb/U-Verhältnis gerechtfertigt ist.

Zu Punkt 4: Die numerischen individuellen Alterswerte wurden nach den Tabellen von STIEFF, STERN et al. (1959) ermittelt. In diesen Tabellen wird eine Unsicherheit bezüglich der Halbwertszeiten der zerfallenden Uranisotope direkt als Fehler im betreffenden Alterswert angegeben. Naturgemäß ist dieser Fehler für den 207/206-Alterswert am größten. Diese «inhärenten» Fehler überlagern die Fehler in den 206/238-, 207/235- und 207/206-Isotopenverhältnissen. Sie werden natürlich nicht ins Concordia-Diagramm mitgenommen, weil in diesem Diagramm nur die Isotopenverhältnisse, nicht die Alter, aufgeführt sind.

Die verschiedenen 206/238- und 207/235-Verhältnisse liegen annähernd auf einer Geraden; nur Probe 4 weicht von dieser Geraden bedeutend ab. Es ist weder in der Mineralogie der Probe 4 noch im Meßprotokoll oder in den Chemieprotokollen ein Grund für diese Abweichung sichtbar. Es besteht einerseits also kein Anlaß, diese Probe nicht zu berücksichtigen, andererseits ist es aber auch möglich, daß in der Geschichte dieser Probe ein Vorgang stattgefunden hat, welcher bei den anderen Proben nicht merkbar ist. Es wurden daher zwei Geraden berechnet¹⁾, eine mit Berücksichtigung der Probe 4 (Gerade a) und eine ohne diese Probe (Gerade b). Im unteren Einstichpunkt fallen diese Geraden zusammen, im oberen überschneiden sich die Streubereiche²⁾. Hier wurden beide Geraden berücksichtigt.

¹⁾ Zur Berechnung der Geraden wurde die Methode des kleinsten Fehlerquadrats verwendet, mit einer Modifikation: die Berechnung nach dem kleinsten Fehlerquadrat berücksichtigt nur die Fehler in den y-Werten. Zu diesen Fehlern wurden nun vor der Berechnung Zahlen (s) addiert, für die jeweils galt: $s/y = \frac{\text{Fehler von } x}{x}$. Der Fehler von x wurde also zum Fehler von y proportional hinzugefügt.

²⁾ Die Streuung der Geraden wurde (wie dies üblich ist) aus der Streuung der Punkte um die Gerade ermittelt. Diese Streuung, bezogen auf den Schwerpunkt der Punkte, ergibt einen «Relativfehler» der Geraden: S. Die «Streuung» der Geraden ist nun eine Rotation um den Schwerpunkt, wobei der Streubereich für y bei jedem x gegeben ist durch $y = a + bx \pm S(a + bx - Y)$, wo Y der y-Wert des Schwerpunktes ist.

Tabelle 5

Isotopenverhältnisse von drei Bleiprobe aus der Umgebung von Trun und Werte aus der Literatur

	(204/208)	206/208	207/208
A. Mittel aus sechs herzynischen Bleiglanzen aus den Alpen ¹⁾	0,0257	0,4783	0,4063
B. Bleiglanz vom Vorkommen Alp Nadèls S. Trun	(0,0262) ²⁾	0,4793 ± 0,0005	0,4070 ± 0,0005
C. Bleiglanz, str. Strecke m 4, Schürfstollen. In Mobilisat, mit resorbierter Pechblende	(0,0263) ²⁾	0,5743 ± 0,0007	0,4109 ± 0,0006
D. Blei aus Pyrit + Dolomit, str. Strecke, m 41. Mobilisat mit Pechblende	(0,0260) ²⁾	0,5827 ± 0,001	0,4128 ± 0,0008

¹⁾ (A) bildet das Mittel aus:

<i>Herkunft:</i>	<i>Modellalter (Ma):</i>
Bleiglanz, Goppenstein	240 ± 60
Bleiglanz, Goppenstein	210 ± 60
Bleiglanz, Erzader, Grimselgebiet	280 ± 50
Bleiglanz, Alp Taspin, Graubünden	270 ± 30
Bleiglanz, Albrunnpaß, Binnental VS	250 ± 50
Bleiglanz, Val d'Herens, VS	270 ± 50

Alle Messungen entnommen aus EBERHARDT et al. (1956); publ. in RUSSELL und FARQUHAR (1960).

²⁾ Siehe auch S. 58. Es ist wegen dieses zu hohen Pb²⁰⁴-Gehaltes nicht möglich, einen μ -Wert oder ein Modellalter für diese Bleiglanze anzugeben.

3.7. ZUR EXISTENZ EINER GERADEN IM CONCORDIA-DIAGRAMM

3.7.1. Allgemeines

Die Konstruktion einer geraden Discordia aufgrund von zwölf diskordanten Meßdaten scheint im vorliegenden Fall berechtigt zu sein, obwohl neben einem episodischen Bleiverlust nach WETHERILL (1957) auch noch andere, nicht erfaßte Faktoren im Spiel sein dürften. Dabei wird vor allem an eine kontinuierliche Diffusion¹⁾, an eine Migration von intermediären Tochterprodukten²⁾ und an die Möglichkeit gedacht, daß neben dem «Hauptverjüngungsvorgang» noch ein zweiter episodischer Bleiverlust zu einem früheren Zeitpunkt stattgefunden hat. (Letzteres könnte namentlich der Fall sein für Probe 4, deren Punkt zwischen Discordia und Concordia liegt. In der Mineralogie dieser Probe finden sich aber keine Anhaltspunkte dafür.)

Mit diesen Vorbehalten stellt die gerade Discordia eine brauchbare Annäherung dar. Mit Einberechnung der Streuung ergeben sich für die Schnittpunkte mit der Concordia folgende Bereiche:

Unterer Schnittpunkt	20– 27 Ma
Obere Schnittpunkte	303–329 Ma

In den Abschnitten 3.7.2. und 3.7.3. werden diese Zeitspannen mit den Resultaten von Altersbestimmungen aus der geologischen Umgebung verglichen.

¹⁾ Der Vorgang der Diffusion und seine Auswirkungen auf das Alter wurde von NICOLAYSEN (1957) grundlegend studiert; TILTON (1960) und WASSERBURG (1963) studierten den Verlauf einer Discordia (im Concordia-Diagramm) für eine kontinuierliche Diffusion. Eine solche «kontinuierliche Discordia» ist im oberen Teil schlecht von einer «episodischen Discordia» unterscheidbar; im unteren Teil des Diagramms wird der Unterschied sichtbar, indem die kontinuierliche Discordia gegen den Nullpunkt geht.

²⁾ Die Möglichkeit einer Migration von intermediären Tochterprodukten in Pechblenden wurde von KOSZTOLANYI (1971) erwogen und an Hand von sehr vielen Analysen geprüft. Er findet Auswirkungen auf die Alterswerte; diese Auswirkungen sind aber schwer erfaßbar.

3.7.2. Die Zeitspanne der unteren Intersektion

Für die untere Intersektion des Concordia-Diagrammes ist ein Vergleich mit Alterswerten von Biotiten aus dem gleichen Gebiet sinnvoll. Bei der alpinen Metamorphose wurden Temperaturen erreicht, wo Migration des Strontiums aus dem Biotitgitter bereits möglich ist (siehe S. 18), so daß die Alterswerte an Biotiten eine teilweise oder vollständige alpine Verjüngung zeigen. Folgende Daten stammen alle aus dem Gotthardmassiv:

Tabelle 7

Einige Rb-Sr-Biotitalterswerte aus dem Gotthardmassiv im Vorderrheintal

(nach JÄGER, NIGGLI, WENK, 1967)

Lokalität	Bezeichnung des Gesteins	Probe	Rb-Sr-Alterswert
Druckstollen Nalps-Curnera	Biotit-Sillimanit-Disthengneis	KAW 124	45 ± 9 Ma
			45 ± 8
Druckstollen Nalps-Curnera	Quarzdiorit	KAW 125	22,7 ± 2,2
			22,7 ± 2,0
Druckstollen Nalps-Curnera	Biotit-Amphibolit	KAW 174	24,2 ± 1,7
Piz dil Maler	Granat-Biotitgneis	KAW 39	42 ± 5
Lukmanierpaß	Streifengneis	Z 4	32 ± 14
Lukmanierpaß	Medelser Granitgneis	Z 3	21,7 ± 5,6

Aus diesen Biotitalterswerten ergibt sich ein Minimum zwischen 21 und 25 Ma; dieses Minimum dürfte das Abkühlalter der alpin völlig verjüngten Biotite repräsentieren; es datiert den Zeitpunkt, an dem bei der alpinen Metamorphose die Temperatur von rund 300 °C unterschritten wurde (JÄGER in JÄGER, NIGGLI, WENK, 1967, S. 30). In bezug auf die Hauptphase der alpinen Metamorphose muß dies also ein relativ später Zeitpunkt sein.

Die Übereinstimmung zwischen dem Intervall der unteren Intersektion im Trunser Concordia-Diagramm und diesen Abkühlalterswerten an Biotiten ist recht gut.

3.7.3. Die Zeitspanne der oberen Intersektion

Als Vergleichsmaterial für die Zeitspanne der oberen Intersektion eignen sich Muskovitalterswerte, da Muskovit erst bei eigentlicher Umbildung Verjüngung des Rb-Sr-Alterswertes zeigt (JÄGER, op. cit., S. 34).

Der einzige Muskovitalterswert aus dem Tavetscher Zwischenmassiv ist der bereits in Abschnitt 1.2.2.7. (S. 15) zitierte (Pegmatitmuskovit Val Nalps, 295 ± 14 Ma). Es ist eine gewisse Übereinstimmung mit der oberen Intersektion des Concordia-Diagramms vorhanden, obwohl sie nicht so gut ist, wie für die alpine Seite dieses Diagramms.

Verschiedene Muskovitalterswerte aus dem Gotthardmassiv (JÄGER, NIGGLI, WENK, 1967), sowie einige diskordante Zirkonalter aus diesem Massiv (GRÜNENFELDER, 1962) betragen zwischen 300 und 400 Ma. Es ist aber nicht gesagt, daß die voralpine Geschichte des Tavetscher Zwischenmassivs die gleiche ist, wie diejenige des Gotthardmassivs, so daß gotthardmassivische Daten hier nicht, wie im Falle der unteren Intersektion, als Vergleichsmaterial verwendet werden können.

Vergleiche mit Altersbestimmungen an anderen Uranvorkommen finden sich in Abschnitt 4.1.

4. Diskussionen

4.1. BEMERKUNGEN ZUM VERGLEICH DER TRUNSER URANVORKOMMEN MIT ANDEREN URANVERERZUNGEN IN EUROPA

4.1.1. Einleitendes

Sowohl innerhalb als auch außerhalb der Alpen sind in Europa Uranvererzungen in herzynischen Massiven und in detritischen, permischen Ablagerungen bekannt. Im alpinen Raum finden sich außerdem Uranvererzungen im penninischen Kristallin der Casannaschiefer (zum größeren Teil wohl metamorphes Paläozoikum).

Im folgenden werden zuerst einige Vorkommen in Zentralmassiven der Alpen und solche in den Casannaschiefern erwähnt; anschließend einige im detritischen Perm. Dann folgen einige Bemerkungen über die Uranvererzungen in den französischen herzynischen Massiven und in der Böhmisches Masse.

4.1.2. Zentralmassive der Alpen, Casannaschiefer

Es sind in schweizerischen Zentralmassiven außer den Vorkommen von Trun zwei Uranvererzungen bekannt, nämlich im Südrand des Aarmassivs bei Naters (LABHART, 1967) und im Tavetscher Zwischenmassiv, am Pazolastock (beim Oberalppaß, HANSEN, 1971). Keines der beiden Vorkommen zeigt Ähnlichkeit mit den Trunser Vererzungen. In den Casannaschiefern existieren Uranvorkommen im Wallis (u. a. Isérables, HÜGI et al., 1967) und im oberen Aostatal, Italien (CEVALES, 1960). Sie weisen gewisse mineralogische Ähnlichkeiten mit Trun auf.

Das von LABHART (1967) beschriebene Vorkommen bei Naters führt als Uranminerale Pechblende und Uraninit; Begleiterze sind Pyrit und Kupferkies. Die Mineralisationen liegen ohne Gangart direkt in Paragneisen des Aarmassivs und sind z. T. auf alpinen Bewegungsbahnen angereichert.

Am Pazolastock, auf der Urner Seite des Oberalppasses, fand HANSEN (1971) in Paragneisen des Tavetscher Zwischenmassivs einige schwächere Anomalien. Außer einer oft rostigen Anwitterung ist im Feld nichts sichtbar. Autoradiographien zeigen eine an sich diffuse Verteilung des Urans, mit einer gewissen Anreicherung auf alpinen Scherflächen und Bewegungsbahnen im Handstückbereich. Mikroskopisch lassen sich nur Eisenhydroxide (Brauneisen) und Rutil erkennen, jedoch keine Uranminerale.

Die Vorkommen in den Casannaschiefern bei Isérables wurden erzmikroskopisch von KÖPPEL (in: HÜGI et al., 1967) untersucht; es findet sich darin botryoidale und feinverteilte Pechblende, von verschiedenen Sulfiden begleitet (u. a. Pyrit, Kupferkies, Bleiglanz, Fahlerz und Bornit, vereinzelt u. a. auch Cobaltit). Das Erz befindet sich stellenweise direkt im Gestein, ist z. T. aber auch assoziiert mit alpinen Quarzadern. Von den Untersuchern wird eine weitgehende alpine Umlagerung angenommen; zwei Pb^{206}/U^{238} -Altersbestimmungen, welche von STAUFFER (in: FERRARA, LEDENT und STAUFFER, 1959) durchgeführt wurden, ergaben folgende Alterswerte:

Sarreyer (bei Isérables)	320 ± 15 Ma
Isérables	15 ± 3 Ma

Diese Resultate sind mit der Annahme einer teilweisen Umlagerung in Übereinstimmung. Außerdem ist der an der Probe «Sarreyer» bestimmte Alterswert herzynisch und läßt sich mit der oberen Intersektion des Trunser Concordia-Diagramms vergleichen.

Die von CEVALES (1960) beschriebenen Uranvorkommen von Valgrisanche, oberes Aostatal, sind mineralogisch den Vorkommen von Isérables ähnlich. Auch hier wird eine starke alpine Remobilisation angenommen.

4.1.3. Detritisches Perm

Weitaus am meisten Uranvererzungen im alpinen Raum befinden sich im detritischen Perm. In der Schweiz finden sich solche Vorkommen im anchimetamorphen Glarner Verrucano, wo sie von BÄCHTIGER (1963) beschrieben wurden, im epimetamorphen Ilanzer Verrucano und in der ebenfalls epimetamorphen Permotrias von Törbel und Embd (KÖPPEL, 1964). Einige Vorkommen im italienischen detritischen Perm, welche in verschiedenem Maße alpinmetamorph überprägt sind, beschreibt CEVALES (1960, 1961).

Alle diese Vererzungen zeichnen sich durch die Abwesenheit von primären gang- oder aderförmigen Strukturen aus. Hohlraumfüllende Strukturen und «Gangarten» treten nur als Folge alpiner Remobilisation und Umlagerung auf, wie sie CEVALES (1961) für das Vorkommen Preit beschreibt. Bei Abwesenheit solcher Umlagerung liegen die Vererzungen diffus im Gestein¹⁾. In den Vorkommen im Glarner Verrucano von der Mürtchenalp treten als Uranmineralien Pechblende und Brannerit auf, vor allem begleitet von Pyrit, meist zusammen mit etwas Kupferkies, Zinkblende, Bleiglanz, Fahlerz und verschiedenen anderen Sulfiden (BÄCHTIGER, 1963). In den Vorkommen von Törbel und Embd (KÖPPEL, 1964) ist feinverteilte Pechblende oder Uraninit das Uranerz; wichtigster Begleiter ist hier ebenfalls Pyrit. Unter den akzessorischen Sulfiden kommt sowohl im Visper- und Mattertal als auch auf der Mürtchenalp Linneit vor, Cobaltit fehlt jedoch. In den Vorkommen von Obersaxen im Vorderrheintal tritt feinverteilte Pechblende vergesellschaftet mit Rutil und Pyrit auf (eigene Beobachtung).

In den Uranvorkommen im detritischen Perm der italienischen Süd- und Westalpen ist Pechblende, außer von Pyrit, auch noch von kohligter Substanz begleitet (CEVALES, 1960).

Vom Uranvorkommen bei Preit in den Westalpen, das von einer alpinen Metamorphose in der Grünschieferfazies überprägt wurde, beschreibt CEVALES (1961) starke Kataklyse und teilweise Remobilisation in Quarzknuern. Eine Umlagerung und Konzentration auf alpinen Scherflächen wird von NASCIMBEN (in: MITTEMPERGHER und PANTANETTI, 1970) für ein Vorkommen im detritischen Perm vom oberen Valtellina beschrieben. Die alpine Metamorphose hat hier die obere Grünschieferfazies erreicht.

FERRARA, LEDENT und STAUFFER (1959) bestimmten den Pb^{206}/U^{238} -Alterswert für vier Proben aus Uranvorkommen im detritischen Perm der italienischen Westalpen und erhielten folgende Resultate:

1. Preit	215 ± 12 Ma
2. Preit	165 ± 8 Ma
3. Salabessa	97 ± 5 Ma
4. Bric Colmè	180 ± 9 Ma

Da diese Vererzungen als permisch-syngenetisch gedeutet werden (CEVALES, 1960), dürfte hier eine deutliche Verjüngung des $206/238$ -Alterswertes vorliegen.

Zusammenfassend läßt sich aussagen, daß zwischen den Trunser Uranvorkommen und denjenigen des detritischen Perms in der Schweiz und Italien teilweise im primären Mineralinhalt gewisse Übereinstimmungen vorhanden sind, in der primären Lagerungsform aber nicht. In bezug auf teilweise alpine Remobilisation und Verjüngung zeigt sich indessen zum Teil ein ähnliches Verhalten.

4.1.4. Die französischen herzynischen Massive

Die gangförmigen Uranvorkommen in den französischen herzynischen Massiven sind sehr ausführlich beschrieben (GEFFROY und SARCIA, 1959). Sie befinden sich meistens innerhalb von Granitkörpern, können aber auch in den angrenzenden Gneisen auftreten.

Fast ausnahmslos sind die Mineralisationen an Störungen gebunden. Manchmal läßt sich eine Konfiguration solcher Störungen noch als «strukturelle Falle» analysieren, wie dies von FAURE (1968) für die Lagerstätte

¹⁾ Sowohl im Fall der Vererzungen von der Mürtchenalp (BÄCHTIGER, 1963) als auch im Fall der Vorkommen im Ilanzer Verrucano bei Affeier (KELLERHALS, 1961) besteht hier ein markanter Unterschied gegenüber benachbarten Kupfervererzungen, welche deutlich aderförmig sind.

von Bois-Noirs gemacht wurde. Das Erz kann streng an solche Störungen gebunden sein, oder von ihnen ausgehend metasomatische Vorkommen bilden.

Das Uranerz ist in den meisten Fällen Pechblende, welche feinverteilt oder in niedrigen Strukturen auftreten kann, wobei oft in einem Vorkommen beide Erscheinungsformen zu finden sind.

Als Gangart treten vor allem Quarz, Carbonate und Baryt auf. Als begleitende Sulfidparagenese finden sich sehr häufig (und oft nur) Pyrit + Kupferkies + Bleiglanz + Zinkblende. Die in Trun auftretenden Mineralien Cobaltit und Linneit sowie Gold und Arsen werden nicht erwähnt.

Genetisch werden die Uranvorkommen der französischen Zentralmassive in den meisten Fällen als Absatz zirkulierender Grundwässer gedeutet; das Uran entstammt dabei den herzynischen Graniten.

KOSZTOLANYI (1971) führte eine sehr große Anzahl Uran-Blei-Altersbestimmungen an Uranvorkommen der französischen herzynischen Massive durch. Die resultierenden Concordia-Diagramme zeigen in den allermeisten Fällen eine episodische Verjüngung, wobei der obere Einstichpunkt der Discordia bei etwa 250 Ma (permisch) und der untere bei 15–20 Ma liegt. Mit einem Entstehungsalter von etwa 250 Ma sind die Uranvorkommen nach KOSZTOLANYI (op. cit.) meist etwa 50 Ma jünger als die Granite, in denen sie vorkommen. Ihre Verjüngungsphase bei 15–20 Ma wird als Folge einer Überarbeitung (remaniement) gedeutet, welche mit der alpinen Orogenese in Zusammenhang stehen dürfte.

Ein Vergleich zwischen diesem «Allgemeintyp» der Vorkommen in den französischen herzynischen Massiven und den Trunser Vorkommen ist nur teilweise möglich, weil in Trun eventuelle strukturelle Konfigurationen, welche bei der Platznahme der Erze eine Rolle gespielt hätten, nach der alpinen Verschieferung sicher nicht mehr erfaßbar sind.

Die Erscheinungsform der Pechblende läßt sich vergleichen, die Begleitparagenese aber weniger. Außerdem ist in den französischen Massiven sozusagen immer eine Beziehung zwischen aderförmigen Uranvorkommen und Graniten nachweisbar, währenddem im Tavetscher Zwischenmassiv Granite fehlen. Ein weiterer Unterschied liegt im Bildungsalter, das bei den französischen massivischen Vorkommen postherzynisch und für den Fall Trun herzynisch ist.

4.1.5. Die Böhmisches Masse

Eine Übersicht über die Uranmineralisationen der Böhmisches Masse gibt PLUSKAL (1970). Es existieren in diesem Massiv aderförmige Vorkommen, worin Pechblende mit Quarz und/oder Carbonat als Gangart, oder ohne jegliche Gangart auftritt. Im Erzgebirge ist der Gesteinscharakter bestimmend für den Erzabsatz; im Moldanubikum spielen strukturelle Faktoren eine größere Rolle (RUZICKA, 1971). Hier treten Uranvererzungen auf in Gneisen, Glimmerschiefern und Graniten, aber nicht in Migmatiten.

Als begleitende Sulfide (welche meist gegenüber der Pechblende stark zurücktreten) finden sich Pyrit + Kupferkies + Bleiglanz + Zinkblende *oder* Sulfide und Sulfosalze von Co und Ni, manchmal mit Bi und Ag.

Diese aderförmigen Uranvorkommen der Böhmisches Masse werden als endogen gedeutet. Mit einem Alter von etwa 220–230 Ma sind sie postherzynisch; Pechblende-Verjüngungen sind in Perioden zwischen 160 und 60 Ma und zwischen 30 und 5 Ma aufgetreten (RUZICKA, 1971). Beim Vergleich mit den Trunser Vorkommen zeigt sich eine gewisse Übereinstimmung in der Begleitparagenese, und zum Teil auch in der Tatsache, daß die Uranvorkommen in verschiedenen Gesteinstypen auftreten.

4.2. DIE UNTERE INTERSEKTION IM CONCORDIA-DIAGRAMM, DIE ALPINE VERJÜNGUNG DER TRUNSER PECHBLENDE UND DIE MINERALOGIE

4.2.1. Hinweise in Tabelle 6 und im Concordia-Diagramm

Die zeitliche Übereinstimmung zwischen dem unteren Einstichpunkt im Concordia-Diagramm und den Rb-Sr-Alterswerten alpin verjüngter Biotite (Abschnitt 3.6.2.) macht plausibel, daß der teilweise Bleiverlust

der Trunser Pechblenden mit der alpinen Metamorphose zusammenhängt. Im folgenden geht es darum, den Mechanismus dieses Bleiverlustes zu studieren.

Betrachtung des Concordia-Diagramms und der Tabelle 6 gestattet einige allgemeine Feststellungen.

1. Es gibt keine konkordanten Alterswerte. Keine Probe zeigt einen totalen Bleiverlust und keine hat sämtliches Blei behalten. Sämtliche Alter sind Mischalter.
2. Die direkt im Gestein vorkommenden Pechblende-Proben zeigen (mit Ausnahme von Probe 8) einen weniger großen Bleiverlust als diejenigen aus Mobilisaten.
3. Die am meisten verjüngten Pechblenden stammen aus eisenreichen Mobilisaten mit Ausscheidungen von Eisenhydroxiden an Korngrenzen.
4. Die vier am meisten verjüngten Pechblenden zeigen die auf S. 40 beschriebene Linienverdoppelung.
5. Der Gehalt an gewöhnlichem Blei ist in den am meisten verjüngten Pechblenden (relativ) niedrig.

Die erste Feststellung ist sehr wichtig und besagt, daß im folgenden nur das verschiedene *Ausmaß* des Bleiverlustes zur Diskussion stehen kann. Ein Bleiverlust läßt sich auch schon an Proben, bei denen weder an der Pechblende noch an der Begleitparagenese alpine Veränderungen sichtbar sind, feststellen. Weil in diesem Kapitel u. a. von einer mineralogisch erfaßbaren Möglichkeit des Bleiverlustes die Rede sein wird, ist es wichtig, hier klar darzulegen, daß es auch einen mineralogisch nicht erfaßbaren Bleiverlust gibt.

Die zweite Feststellung lenkt die Aufmerksamkeit auf die alpinen Mobilisatmassen und Feststellungen 3, 4 und 5 beziehen sich auf spezielle Situationen darin.

Verschiedene Beobachtungen lassen darauf schließen, daß bei der Mobilisation kein besonders großer Stofftransport stattfand. Erstens erscheinen die Mobilisate im Feld meistens als isolierte Körper, zweitens ist ihre Zusammensetzung von Ort zu Ort verschieden (namentlich ist der Eisengehalt variabel) und drittens ist der Gehalt an radiogenem Blei der beiden analysierten gewöhnlichen Bleiprobe aus Mobilisaten sehr hoch (siehe Tabelle 5, S. 61), was gegen eine Wegfuhr von radiogenem Blei spricht.

Der Stofftransport dürfte über die einzelnen Mobilisatmassen nicht weit hinausgehen; die innerhalb der Massen möglichen Abstände liegen im Meterbereich.

Diese «Isolation» der Mobilisatmassen voneinander macht es verständlich, daß die Reaktionen mit der Pechblende von Ort zu Ort verschieden sind.

4.2.2. Die Reaktionen zwischen Mobilisat und Pechblende; der Bleiverlust

In Abschnitt 2.4.2.5. wurden die verschiedenen Einwirkungen der Mobilisatsubstanzen auf die präexistierende Pechblende beschrieben, nämlich Resorption längs Radialrissen, Verdrängung durch idiomorphen Dolomit und Imprägnation mit Eisenhydroxiden (und teilweise Oxydation U^{4+} – U^{6+}). Diese Erscheinungen werden in diesem Abschnitt im Hinblick auf den Bleiverlust besprochen.

Die Resorption längs Radialrissen wird als eine nicht von der Nachbarschaft bestimmter Mineralien abhängige Lösungserscheinung gedeutet (siehe S. 33); über den Mechanismus sind daher wenig Aussagen möglich.

Von den Proben, an welchen Altersbestimmungen gemacht wurden, zeigt Probe 7 diese Resorption (neben weitgehender mechanischer Auflösung in Bruchstücke) bis zu einem gewissen Grad. Im Fall von Probe 7 ist bei den nicht aufgelösten Pechblendepartien kein speziell großer Bleiverlust zu beobachten.

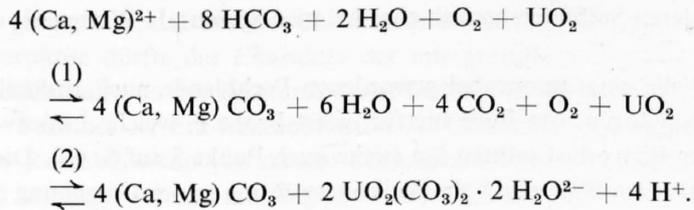
Bei Verdrängung durch idiomorphen Dolomit sind die Auflösung der Pechblende und die Kristallisation des Dolomites eindeutig eng verknüpft. Es ist auch hier nicht möglich, bestimmte Aussagen darüber zu machen, in welcher Form das Uran in Lösung gegangen ist, aber der Zusammenhang mit Dolomitkristallisation läßt vermuten, daß es sich um Uranylcarbonatkomplexe handelt.

Die Bildungsbedingungen und Stabilitätsbereiche der verschiedenen Uranylcarbonatkomplexe wurden von NAUMOV (1959, 25 °C und 150 °C), HOSTETLER und GARRELS (1962, 25 °C) untersucht; MILLER (1958) studierte die Löslichkeit des Urans in verschiedenen Komplexen (u. a. carbonatischen) bei Temperaturen bis 225 °C.

Bei 25 °C sind nach HOSTETLER und GARRELS (op. cit.) verschiedene Uranylcarbonatkomplexe in einem intermediären bis basischen Milieu so stabil, daß sie das Redoxpotential für die Reaktion U^{4+} – U^{6+} beeinflus-

sen können; bei steigendem P_{CO_2} verlagert sich das Gleichgewicht für die Reaktion $UO_2 \rightleftharpoons UO_2^{2+} + 2 e^-$ durch Bindung des Uranylions UO_2^{2+} (als Carbonatkomplex) nach rechts, so daß «as P_{CO_2} increases stronger and stronger reducing agents are required to remove U from solution as Uraninite» (HOSTETLER & GARRELS, op. cit., S. 144). Bei erhöhtem CO_2 -Druck wird also Pechblende (wenigstens bei 25 °C) leichter in Lösung gehen. Aufgrund von Beobachtungen von MILLER (1958) und NAUMOV (1959) scheint es möglich, daß dies auch bei höheren Temperaturen zutrifft¹⁾.

Wird angenommen, daß der Dolomit aus einer – wenigstens zum großen Teil – bicarbonatischen Lösung kristallisiert, dann würde diese Kristallisation bei Anwesenheit eines Oxydatoren durch die Bindung des freien CO_2 in Uranylcarbonatkomplexen gefördert und andererseits würde das bei der Dolomitausfällung freiwerdende CO_2 die Bildung dieser Carbonatkomplexe begünstigen. Die Reaktionen können schematisch folgendermaßen dargestellt werden (für die Bildung eines Bicarbonatkomplexes, mit freiem Sauerstoff als Oxydator):



Falls (2) nach rechts verläuft, wird auch das Gleichgewicht von (1) nach rechts verschoben und umgekehrt. Dies würde erklären, warum gerade die in die Pechblende hineingewachsenen Dolomitkristalle oft so groß und gut ausgebildet sind (S. 33).

Bei der obigen Reaktion würde es sich um eine reine Grenzflächenreaktion handeln. Es besteht kein Grund zur Annahme, daß das Innere der Pechblende aufoxydiert würde, denn das Uran würde nicht durch ein erhöhtes Oxydationspotential, sondern durch vermehrte Komplexbildung in Lösung gehen. Falls obenstehendes zutrifft, ist nicht anzunehmen, daß die bei der Verdrängung übrigbleibende Pechblende einen speziell großen Bleiverlust erlitten hat. Dies ist allerdings nicht kontrollierbar; weil die entsprechenden Proben alle recht viel Bleiglanz führten, konnten keine Altersbestimmungen an Pechblenden mit Dolomitverdrängung gemacht werden.

Daß alpine Neubildung von Pechblende neben dieser Verdrängung durch Dolomit existieren kann (m 28 der streichenden Strecke des Schürfstollens, siehe S. 37) ist bei der Annahme des obigen Mechanismus keine paradoxe Erscheinung, denn eine ganz geringe Abnahme des CO_2 -Druckes würde in diesem Fall schon zur Ausscheidung von UO_2 führen.

Imprägnation mit Eisenhydroxiden, teilweise Erhöhung des Reflexionsvermögens und teilweise Aufoxydation der Pechblende stehen miteinander in Zusammenhang (S. 35). Von fünf Altersbestimmungen an solchen Proben zeigen vier (alle außer Nr. 6) einen erheblichen Bleiverlust; dies ist an sich leicht verständlich, in dem die oxydationsbedingte Strukturveränderung die Permeabilität der Pechblende erhöht. Sowohl KÖPPEL (1967) als KOSZTOLANYI (1971) nehmen einen Zusammenhang zwischen Oxydation und Bleiverlust der Pechblende an.

Die Erscheinungen sind an eisenreiche Mobilisate gebunden und wurden dort beobachtet, wo Bildung von Markasit (später als Pyrit) und Ausscheidungen von Eisenhydroxiden an Carbonatkorngrenzen belegen, daß sich während der Kristallisation der Mobilisate der chemische Charakter veränderte (namentlich, daß diese am Schluß stärker oxydierend wurden, S. 44). Der optische Hydroxidcharakter der Fe-haltigen Nadelchen oder Täfelchen in der Pechblende (S. 35) machen es wahrscheinlich, daß es auch diese Restlösung ist, die auf die Pechblende eingewirkt hat.

Im Gegensatz zur Resorption und zur Verdrängung durch idiomorphen Dolomit liegt hier nicht eine Reaktion vor, welche direkt mit einem Lösungsvorgang verknüpft ist, sondern eine, bei der kein oder nur sehr wenig Uran in Lösung ging.

¹⁾ NAUMOV stellt bei 150 °C und MILLER bei 225 °C die Existenz von Uranylcarbonatkomplexen noch fest. MILLER gibt zwar für den $UO_2(CO_3)_3^{4-}$ -Komplex bei 225 °C eine viel geringere Löslichkeit als bei 25 °C an; die betreffenden Experimente wurden jedoch bei relativ niedrigen Drucken und daher auch geringem CO_2 -Druck durchgeführt.

Diese Nicht-Auflösung könnte erstens durch die Annahme eines ungünstigen Chemismus erklärt werden und zweitens dadurch, daß einfach die Flüssigkeitsmenge zu klein war. Geringe Mengen Uran, welche in Lösung gingen, dürften zur Bildung der auf S. 36 erwähnten Überkrustung mit einem U-Fe-haltigen Mineral-Aggregat geführt haben.

In bezug auf das chemische Milieu wird hier vor allem an einen erniedrigten pH gedacht. Die Anwesenheit von Fe-Hydroxiden läßt dies vermuten. Nun sind nach MILLER (1958) und nach NAUMOV (1959) die Uranylcarbonatkomplexe (wenigstens bei tiefen Temperaturen) bei pH-Werten zwischen etwa 5 und 11 stabil; unter den vermuteten Bedingungen der Restlösung würde also die Bildung von Uranylcarbonatkomplexen stark zurücktreten. Außerdem ist es möglich, daß die relativ große Eisenkonzentration die Auflösung des Urans stört.

Für das Blei in der Pechblende liegt die Situation in der Restlösung anders. Erstens ist viel weniger Pb als U vorhanden, so daß eine kleine Flüssigkeitsmenge noch Migration möglich macht, und zweitens neigt Blei zur Bildung von Halogenidkomplexen¹⁾, deren Stabilitätsbereich eher bei niedrigeren pH-Werten als die der Uranylcarbonatkomplexe liegt.

Das Ausmaß des Bleiverlustes dürfte im Falle einer permeabel gewordenen Pechblende noch zusätzlich von der Bleikonzentration in der Restlösung abhängen. Ein Indiz hierfür liefert Probe 6, welche Linienverdoppelung zeigt, aber keinen besonders starken Bleiverlust erlitten hat (siehe auch Punkt 5 auf S. 66). Diese Probe hat einen recht hohen Gehalt an gewöhnlichem Blei; eine hohe Bleikonzentration in der Umgebung der Pechblende könnte die Bleimigration gehemmt haben.

Als Ganzes sind die Reaktionen zwischen den Mobilisatmassen und der präexistierenden Pechblende, sowie die Bedingungen für diese Reaktionen, schlecht rekonstruierbar. In bezug auf den Bleiverlust der Pechblende läßt sich die Situation in zwei Punkten zusammenfassen.

1. In den Mobilisaten herrschten vorwiegend Bedingungen vor, wobei, falls Aufoxydation der Pechblende auftrat, diese lokal in Lösung ging und der Restbestand keinen speziell großen Bleiverlust erlitt.
2. Die Bedingungen für die teilweise Aufoxydation (Erhöhung der Permeabilität) der Pechblende und für den Bleiverlust ohne (oder fast ohne) Uranmigration entwickelten sich erst spät in der Geschichte der Mobilisate, während der Auskristallisation.

Probe 8 ist ein Einzelfall einer Uranvererzung, welche, obwohl sie nicht in einem Mobilisat liegt, vereinzelt an Korngrenzen und an Spaltrissen eine Erhöhung des Reflexionsvermögens zeigt. Es wurde keine Linienverdoppelung beobachtet. In der unmittelbaren Nähe der stark kataklastischen Pechblende finden sich reichlich alpin neugebildete Fe-Hydroxide. Die Probe zeigt einen erheblichen Bleiverlust (siehe Tabelle 6 und Tafel 3).

Dieser Fall zeigt, daß die oben unter 2 erwähnten (späten) Bedingungen für den Bleiverlust nicht strikte an kristallisierende Mobilisate gebunden sind, sondern daß in Einzelfällen auch die im Gestein vorhandene Lösung diese Bedingungen bis zu einem gewissen Grad realisieren kann.

4.2.3. Mobilisation und Metamorphose

Aus Abschnitt 3.7.2. (S. 62) geht die zeitliche Übereinstimmung zwischen dem episodischen Bleiverlust der Trunser Pechblendens und der alpinen Metamorphose hervor; die Mobilisate sind somit sicher alpin belegt und alle darin auftretenden Erscheinungen sind Vorgänge der alpinen Metamorphose.

Es existiert relativ viel Beobachtungsmaterial über die «Metamorphose» von Erzvorkommen. Übersichten geben z. B. RAMDOHR (1953, 1960), SCHNEIDERHÖHN (1953), VOKES (1969) und SHADLUN (1971). Diese Autoren betonen vor allem die große Variabilität der Erscheinungsformen auf kleinem Raum und die Tatsache, daß eine Erzmetamorphose entweder als Kataklastik oder als Rekristallisation (mit z. T. Verdrängungen) oder sogar als völlige Umlagerung in Erscheinung tritt. Für den speziellen Fall von Uranvorkommen beschreiben dies

¹⁾ BARTON (1959) erwähnt die Wahrscheinlichkeit des Auftretens von Pb-Halogenidkomplexen in der Natur; HELGESON (1964) studiert die Löslichkeit von Blei in Chloridkomplexen in Abhängigkeit vom Lösungscharakter und der Temperatur.

TREMBLAY (1958, über das Beaverlodge-Gebiet in Saskatchewan, Canada¹⁾) und CEVALES (1961, über PREIT in den Westalpen). Die Trunser Vorkommen bilden also keine Ausnahme.

Der völlig verschiedene Charakter von Erz-«Metamorphose» und Gesteinsmetamorphose ist wohl in der Hauptsache darauf zurückzuführen, daß die wichtigen Erzminerale relativ einfache Verbindungen sind, die einen sehr großen thermischen Stabilitätsbereich haben und deren Komponenten in der intergranularen Flüssigkeit der Gesteine oft schwer in Lösung gehen können. Dadurch kommt es nur in kleineren oder größeren mobilisierten Lösungsmassen zur Rekristallisation (und dann gerade zur Umlagerung).

Ein Grund für die oft auftretende Umlagerung von Erzvorkommen beim Vorhandensein einer Lösungsphase dürfte darin liegen, daß diese Erzvorkommen im Vergleich zur Menge dieser Lösungsphase im allgemeinen klein sind. Bei der Gesteinsmetamorphose ist hingegen die Menge an Festsubstanz im allgemeinen viel größer als die Lösungsphase.

Bei einer Erz-Remobilisation dürfte die Konzentration der Komponenten der Erzminerale in der Lösung so gering sein, daß sie den Chemismus dieser Lösung nicht wesentlich beeinflussen. Bei einer Gesteinsmetamorphose dürfte der Charakter der intergranularen Lösung eher von der Beschaffenheit des betreffenden Gesteins als von der Herkunft dieser Lösung abhängig sein.

Falls bei der Erz-Remobilisation der Charakter einer zugeführten Lösung sich wenig ändert, wird die Art der Remobilisation von diesem Lösungscharakter abhängig sein.

Mit einer solchen Abhängigkeit vom Lösungscharakter, und mit dem obenerwähnten großen thermischen Stabilitätsbereich der meisten Erzminerale, ließe sich die oft große Selektivität und Vielfältigkeit der Erz-«Metamorphose» erklären. Erz-«Metamorphose» und Gesteinsmetamorphose sind nicht miteinander korrelierbar.

4.3. DIE OBERE INTERSEKTION IM CONCORDIA-DIAGRAMM UND BEMERKUNGEN ZUR HERZYNISCHEN GESCHICHTE (GENESE) DER VORKOMMEN

4.3.1. Zu den Bedingungen der Platznahme

Die obere Intersektion des Concordia-Diagrammes (Tafel 3) belegt ein herzynisches Alter; die in Abschnitt 2.4.2.2. und 2.4.2.3. behandelten Strukturen, welche in alpin wenig gestörten Vererzungen vorliegen, werden daher als herzynisch betrachtet. Da sowohl strukturell als auch in den Altersbestimmungen ältere Spuren fehlen, wird auf eine herzynische Genese oder völlige Umlagerung der Vorkommen geschlossen, was praktisch auf das gleiche herauskommt.

Der teilweise hohlraumfüllende Charakter der obenerwähnten Strukturen, mit idiomorphen Quarzen und botryoidalen Formen der Pechblende, läßt wenig Zweifel darüber bestehen, daß die Mineralisationen von einer Lösung abgesetzt wurden. Zum Charakter dieser Lösung und zu den Bedingungen der Platznahme lassen sich keine direkten Schlüsse ziehen. Es werden folgende Punkte zur Diskussion herausgegriffen:

1. Die Vererzungen kommen in verschiedenen Nebengesteinen vor: die Erscheinungsform ist nicht vom Nebengestein abhängig.
2. In Vererzungen, welche nicht stark alpin überprägt sind, wurde die Abwesenheit einer eigentlichen hydrothermalen Umwandlung des Nebengesteins festgestellt.
3. Es existiert ein Vererzungstyp mit feinverteilter und einer mit botryoidaler Pechblende. Sie treten oft zusammen auf und unterscheiden sich, außer in der Erscheinungsform der Pechblende, in ihrer Begleitparagenese.

¹⁾ In diesem Gebiet bewies KÖPPEL (1967) mit U-Pb-Altersbestimmungen eine Anzahl von Regenerationsvorgängen.

Die Punkte 1 und 2 besagen, daß die Ausfällung des Erzes aus seiner Lösung nicht von tiefgreifenden Reaktionen mit dem Nebengestein¹⁾ verursacht wurde. Als sehr wenig tiefgreifende Umwandlung des Nebengesteins kann die gesteinsimprägnierende Vererzung aufgefaßt werden; hierbei fanden aber kaum Mineralreaktionen statt. Sogar Feldspäte sind in den gesteinsimprägnierenden Vererzungspartien noch vorhanden. Es scheint, daß in diesen Partien die Reaktionen mit dem Nebengestein in einer *Auflösung an Korngrenzen* bestanden, was zur Porosität und zur Möglichkeit der Imprägnation führte (S. 28).

Was Punkt 3 anbelangt, wurde in Abschnitt 2.4.5. (S. 52) auf einen chemischen Unterschied zwischen dem hohlraumauffüllenden und dem gesteinsimprägnierenden Vererzungstyp geschlossen; namentlich wurde für die hohlraumauffüllenden Partien eine höhere O₂- und S₂-Fugazität als für die gesteinsimprägnierenden angenommen.

Nun könnte eine partielle Auflösung (an Korngrenzen), wie sie oben postuliert wird, tatsächlich zu einer Herabsetzung dieser Fugazität geführt haben (es würde sich um einen Neutralisationsvorgang handeln). Gerade der Unterschied im chemischen Milieu zwischen imprägnierenden und hohlraumauffüllenden Partien zeigt aber, daß die Herabsetzung dieser Fugazitäten nur sehr begrenzt auftritt und daß kein Grund vorliegt anzunehmen, daß sie die Ursache des Erzabsatzes in den Vererzungen als Ganzes ist. Als Möglichkeiten, den Erzabsatz zu erklären, bleiben Druckentlastung und Abkühlung. Druckentlastung ist als Mechanismus zur Erzausfällung selten und führt zu streng lokalisierten hohen Konzentrationen; für den Fall Trun bleibt Abkühlung als die wahrscheinlichste Ursache des Erzabsatzes.

Zur Temperatur der Platznahme sind keine direkten Hinweise vorhanden. Die vorliegenden Sulfidparagenesen können nicht als Thermometer verwendet werden; zwar wird Cobaltit von RAMDOHR (1960) als hochthermale Bildung bezeichnet, aber die in Trun vorliegende Erscheinungsform wird von ihm nicht beschrieben.

An sich wird eine sehr niedrigthermale Bildung durch die Annahme eines durch Abkühlung bedingten Erzabsatzes ausgeschlossen. Bei der Lockerung des Gesteinsverbandes und der leichten Aufblätterung der Glimmer in gesteinsimprägnierenden Vererzungspartien (S. 28) scheint es sich um Auflösung von Silikaten zu handeln. Diese Erscheinungen deuten auch eher auf eine recht hohe Temperatur hin.

Wichtiger als diese vagen Indizien ist aber die Tatsache, daß EMMONS (1936), SCHNEIDERHÖHN (1941) und RAMDOHR (1960) die U-Co-Ni-Cu-(+Bi, Ag)-Paragenese mit Quarz und Silikaten als Gangart in der Zoneographie als ziemlich hochthermal einstufen.

Es sei in diesem Zusammenhang noch einmal darauf hingewiesen, daß die französischen massivischen Uranvorkommen, die permischen Alters sind und für die ein niedrigthermaler Absatz aus Grundwasser angenommen wird, keine Co-Ni-Mineralien führen (S. 65).

4.3.2. Zur Herkunft des Materials

Bei der Annahme der Ausscheidung der Trunser Uranmineralisationen aus einer Lösung steht noch die Herkunft der Metalle der Vererzung zur Diskussion. Diese können erstens einer magmatischen Restlösung (hydrothermalen Lösung im engeren Sinne) entstammen und zweitens aus dem Nebengestein herausgelöst worden sein (im zweiten Fall ist die Zufuhr eines Lösungsmittels ebenfalls nötig).

Es liegt kein Grund vor, eine dieser Möglichkeiten auszuschließen. Die magmatische Restlösung wurde noch in letzter Zeit von HOLLAND (1972) als thermodynamisch plausibel präsentiert, währenddem ERMOLAEV und ZHIDIKOVA (1966) und ERMOLAEV (1970) gerade für den Fall des Urans die Herkunft durch Herauslösung aus dem Nebengestein verteidigen. Letztere Autoren belegen mit statistischem Material, daß bei progressiver Metamorphose Uran entweicht.

Nun liegt eine herzynische Metamorphose in der Amphibolitfazies vor (S. 19), zudem wird namentlich für den Fall der Grobaugengneise eine partielle Anatexis für möglich gehalten (S. 13). Diese Grobaugengneise enthalten als einziger Gneistyp im Tavetscher Zwischenmassiv bei Trun keine Uranmineralisationen. Es ist nicht ausgeschlossen, daß das Material für die Trunser Vererzungen bei einer partiellen Anatexis aus solchen

¹⁾ In seiner theoretischen Behandlung des Problems vom Erztransport und -Absatz zeigt HELGESON (1964) die wichtige Rolle der Nebengesteinsreaktionen, die namentlich bei mesothermalen hydrothermalen Vererzungen eine sehr allgemeine Erscheinung sind (SCHWARTZ, 1959; HOLLAND, 1972).

Gesteinen herausgelöst worden wäre. In diesem Zusammenhang sei noch einmal erwähnt, daß in der Böhmisches Masse die Migmatite als einzige Gesteine keine Uranmineralisationen führen (S. 65).

4.4. ZUSAMMENFASSUNG ZU KAPITEL 4; SCHLUSSFOLGERUNGEN

Die Uranmineralisationen bei Trun haben in ihrem mutmaßlichen voralpinen Aspekt gewisse Ähnlichkeiten mit den aderförmigen Uranvorkommen der Böhmisches Masse.

Das Bildungsalter ist herzynisch; bei der Genese wird an einen relativ hoch-hydrothermalen Absatz gedacht; dabei ist es möglich, daß die in den Mineralisationen vorhandenen Metalle bei der herzynischen Metamorphose (eventuell bei beginnender Anatexis) aus benachbarten Paragesteinen herausgelöst worden sind.

Bei der alpinen Orogenese wurden die Mineralisationen in den meisten Fällen nur kataklastisch beansprucht; stellenweise aber traten unter Einfluß alpiner Mobilisatmassen Lösungs-, Verdrängungs- und Umlagerungsvorgänge auf. Aus Uran-Blei-Altersbestimmungen geht ein alpiner Bleiverlust hervor; dieser ist bei Proben in Mobilisaten größer als bei Proben außerhalb der Mobilisate, ist aber bei den untersuchten Proben nirgends vollständig.

Literaturverzeichnis

S. M. P. M. = Schweizerische Mineralogisch-Petrographische Mitteilungen.
Ec. Geol. = Economic Geology.

- ARNOLD, A. (1970): Die Gesteine der Region Nalps-Curnera im nordöstlichen Gotthardmassiv; ihre Metamorphose und ihre Kalksilikatfels-Einschlüsse. Beiträge geol. Karte Schweiz, N. F. Nr. 138.
- ARNOLD, A., und JÄGER, E. (1965): Rb-Sr-Altersbestimmungen an Glimmern im Grenzbereich zwischen voralpinen Alterswerten und alpiner Verjüngung der Biotite. Eclogae Geol. Helv. 58/1, S. 369–390.
- A. S. T. M.-Karte: American Society for Testing and Materials, Philadelphia. Powder Diffraction File.
- BÄCHTIGER, K. (1963): Die Kupfer- und Uranmineralisationen der Mürttschenalp (Kt. Glarus, Schweiz). Beiträge Geol. Schweiz, Geotechn. Serie 38.
- BARRINGTON, J., and KERR, P. F. (1961): Uranium Mineralisation at the Midnite Mine. Spokane, Washington. Ec. Geol. 56, S. 241–259.
- BARTON, P. B. (1959): The Chemical Environment of Ore Deposition and the Problem of Low Temperature Ore Transport. In: Researches in Geochemistry (ed. P. H. Abelson), John Wiley, N. Y., S. 279–300.
- CAMERON, A. E., SMITH, D. H., and WALKER, R. L. (1969): Analytical Chemistry 41/3, S. 525–526.
- CAMERON, E. N. (1961): Ore Microscopy. John Wiley, New York.
- C. E. A. (Commission à l'Energie Atomique) (1960):
– Rapport TEN 10: Analyse des minerais et des sels d'uranium-détermination de l'U par gravimétrie¹).
– Rapport 22: Analyse des minerais, concentrés ou composés uranifères. Séparation de l'uranium au moyen d'une résine anionique¹).
- CEVALES, G. (1960): Erzmikroskopische Untersuchung von zehn Uranvorkommen des italienischen Perms der West- und Ostalpen. N. Jb. Mineralogie, Abh. 94, S. 733–758.
- CEVALES, G. (1961): Metamorphe Mobilisationsvorgänge in der Uranlagerstätte des Preittales. N. Jb. Mineralogie, Abh. 96, S. 112–123.
- CIPRIANI, C., SASSI, F. P., VITERBO-BASSANI, C. (1968): La composizione delle miche chiare in rapporto con le costanti reticolari e col grado metamorfico. Rend. Soc. Ital. Min.-Petr. 24, S. 153–187.
- CLARK, L. A. (1960): The System Fe-As-S: Phase Relations and Applications. Ec. Geol. 55/7 & 8, S. 1346–1379 und 1631–1649.
- CROFT, W. J. (1953): An X-Ray Study of Uraninite. Annals N. Y. Academy of Science, V. 62, S. 449–502.
- DEER, W. A., HOWIE, R. A., ZUSSMAN, J. (1962): Rock Forming Minerals. Vol. 5 (non-silicates). Longmans, London.
- EBERHARDT, P., GEISS, J., HOUTERMANS, F. G., SIGNER, P. (1956): Isotopic Abundance and Age of common Leads. (In: RUSSELL and FARQUHAR, 1960).
- EMMONS, W. H. (1936): Hypogene Zoning in Metalliferous Lodes. Internat. Geol. Congress; Report of the XVIth Session (1933), I, S. 417–437. Washington.
- ERMOLAEV, N. P. (1970): Progressive Metamorphism and Ultrametamorphism of Rocks as Possible Sources of Substance in Epigenetic Processes. (S. 38–41 in: Problems of Hydrothermal Ore Deposits, Z. Poubá & M. Stenprok, ed.; Schweizerbart, Stuttgart).
- ERMOLAEV, N. P., and ZHIDIKOVA, A. P. (1966): Uranium in Progressive- and Ultrametamorphism. Geochemistry International, Vol. 3, No 4.
- EUGSTER, H. P. (1959): Reduction and Oxydation in Metamorphism. In: Researches in Geochemistry (ed. P. H. Abelson), Vol. I, John Wiley, N. Y. S. 397–426.
- FAURE, J. (1968): Le gisement uranifère des Bois-Noirs (Loire); le piège structural. Sciences de la terre, 13/3, S. 233–256.
- FEHR, A. (1956): Petrographie und Geologie des Gebietes zwischen Val Zavràgia–Piz Cavel und Obersaxen–Lumbrein (Gotthard-Massiv-Ostende). S. M. P. M. 36, S. 350–453.
- FERRARA, G., LEDENT, D., und STAUFFER, H. (1959): Blei-Isotopen-Verhältnisse sedimentärer Uranvorkommen in der Schweiz und in Italien. Helv. Phys. Acta 32/4, S. 279–282.
- FREY, M. (1969): Die Metamorphose des Keupers vom Tafeljura bis zum Lukmanier-Gebiet. Beiträge geol. Karte Schweiz, N. F., Nr. 137.
- FRIEDLAENDER, C. (1930): Erzvorkommnisse des Bündner Oberlandes und ihre Begleitgesteine. Beiträge Geol. Schweiz, Geotechn. Serie 16.
- GARRELS, R. M. (1955): Some Thermodynamic Relations among the Uranium Oxides and their Relation to the Oxydation States of the Uranium Ores of the Colorado Plateau. Am. Mineralogist 40/11–12; S. 1004–1021.

- GEFFROY, J., et SARCIA, J. A. (1959): Les minerais uranifères français et leurs gisements. I (Minerais). Bibliothèque des Sciences et Techniques Nucléaires, Paris.
- GRAESER, S., und NIGGLI, E. (1967): Zur Verbreitung der Phengite in den Schweizer Alpen; ein Beitrag zur Zoneographie der alpinen Metamorphose. In: Etages tectoniques, colloque de Neuchâtel 18–24 Avril 1966. Neuchâtel (Suisse).
- GRÜNENFELDER, M. (1962): Mineralalter von Gesteinen aus dem Gotthardmassiv. S. M. P. M. 42, S. 6.
- HALM, E. (1965): Bericht über Schürf- und Prospektionsarbeiten an der Uranerzlagerstätte Tiraun bei Trun im Jahre 1965²⁾.
- HALM, E. (1966): Idem, im Jahre 1966²⁾.
- HANSEN, J. W. (1969): Bericht über die Uranprospektion im Vorderrheintal, vom 7. Mai bis 20. November 1969²⁾.
- HANSEN, J. W. (1970): Bericht II: Uransprospektion Vorderrheintal, 1969²⁾.
- HANSEN, J. W. (1971): Bericht für das Jahr 1970: Uranprospektion Vorderrheintal-Goms, Stollen Trun, Uranprospektion Mittelbünden²⁾.
- HANSEN, J. W. (1971): Schlußbericht Uranprospektion Konzessions-Gebiete Trun-Schlans 1961–1970²⁾.
- HELGESON, H. C. (1964): Complexing and Hydrothermal Ore Deposition. Pergamon Press.
- HELGESON, H. C. (1967): Solution Chemistry and Metamorphism. In: Researches in Geochemistry, II (ed. P. H. Abelson), S. 362 bis 404. John Wiley, N. Y.
- HOLLAND, H. D. (1959): Some Applications of Thermochemical Data to Problems of Ore Deposits. I: Stability Relations among the Oxides, Sulfides, Sulfates and Carbonates of Ore and Gangue Metals. Ec. Geol. 54, S. 184–233.
- HOLLAND, H. D. (1965): (Fortsetzung vom obigen) II: Mineral Assemblages and the Composition of Ore-Forming Fluids. Ec. Geol. 60, S. 1101–1167.
- HOLLAND, H. D. (1972): Granites, Solutions and Base Metal Deposits. Ec. Geol. 67/3, S. 281–301.
- HOSTETLER, P. B., and GARRELS, R. M. (1962): Transportation and Precipitation of Uranium and Vanadium at Low Temperatures, with Special Reference to Sandstone-Type Uranium Deposits. Ec. Geol. 57/2, S. 137–161.
- HUBER, H. M. (1943): Physiographie und Genesis der Gesteine im südöstlichen Gotthardmassiv. S. M. P. M. 23, S. 72.
- HÜGI, Th., KÖPPEL, V., DE QUERVAIN, F., und RICKENBACH, E. (1967): Die Uranvererzungen bei Isérables (Wallis). Beiträge Geol. Schweiz, Geotechn. Serie 42.
- JÄGER, E., GEISS, J., NIGGLI, E., STRECKEISEN, A., WENK, E., und WÜTHRICH, H. (1961): Rb-Sr-Alter an Gesteinsglimmern der Schweizer Alpen. S. M. P. M. 41/2, S. 255–272.
- JÄGER, E., NIGGLI, E., und WENK, E. (1967): Rb-Sr-Altersbestimmungen an Glimmern der Zentralalpen. Beiträge geol. Karte Schweiz, N. F. Nr. 134.
- JOHANNES, W. (1966): Bildung von Talk aus Quarz und Magnesit. N. Jb. Mineralogie, Monatshefte. 1966, S. 305–308.
- JOOS, M. G. (1967): Bericht über die Uranprospektion S. Trun vom 17. Juli bis 29. September 1967²⁾.
- JOOS, M. G. (1968): Idem, vom 23. April bis 26. November 1968²⁾.
- JOOS, M. G. (1969): Zur Geologie und Petrographie der Monte-Giove-Gebirgsgruppe im östlichen Simplongebiet (Novara, Italien). S. M. P. M. 49/2.
- JOOS, M. G. (1970): Zusammenfassender Bericht über die Uranprospektion im Vorderrheintal, hauptsächlich S. Trun, vom 17. Juli 1967 bis zum 26. November 1968²⁾.
- KELLERHALS, P. (1961): Bericht über die Kupfermine von Vivèr²⁾.
- KELLERHALS, P. (1965): Bericht über Schürf- und Prospektionsarbeiten an der Uranerzlagerstätte Tiraun bei Trun²⁾.
- KÖPPEL, V. (1964): Bericht über die erzmikroskopischen Untersuchungen der Uranvererzungen bei Törbel und Embd im Visper- und Matteredtal (Wallis)³⁾.
- KÖPPEL, V. (1967): Age and History of the Uranium Mineralisation of the Beaverlodge Area, Saskatchewan. Geological Survey of Canada, Paper 67–31.
- KOSZTOLANYI, C. (1971): Géochronologie des gisements uranifères français par la méthode uranium-plomb; influence du déséquilibre radioactif sur les résultats. Thèse de l'université de Nancy.
- KRAMERS, J. D. (1968): Aspekte der Uranvererzung bei Trun, GR, und des Nebengesteins²⁾.
- KRAUS, K. A. (1957): Ion Exchange. In Yoe & Koch (ed.): Trace Analysis. Symposium at N. Y. Academy of Medicine, 1955. John Wiley, N. Y.
- KROGH, T. E. (1972): A Low-Contamination Method for Hydrothermal Decomposition of Zircon and Extraction of U and Pb for Isotopic Age Determinations. Geochim. et Cosmochim. Acta, 36/12.
- KULLERUD, G. (1967): Sulfide Studies. S. 286–321 in: Researches in Geochemistry, II. (P. H. Abelson, ed.). John Wiley, N. Y.
- KVALE, A. (1957): Gefügestudien im Gotthardmassiv und den angrenzenden Gebieten. S. M. P. M. 37, S. 399–434.
- LABHART, T. (1967): Die Uranvererzungen am Südrand des Aarmassivs bei Naters (Kt. Wallis, Schweiz). Beitr. Geol. Schweiz, Geotechn. Serie 43.
- MEHNERT, K. R. (1962): Zur Systematik der Migmatite. Kristallinikum I, S. 95. Prag.

- METZ, P. W., und WINKLER, H. G. F. (1963): Experimentelle Gesteins-Metamorphose VII. Die Bildung von Talk aus kieseligem Dolomit. *Geochim. et Cosmochim. Acta* 27, S. 431–457.
- MILCH, L. (1892): Beiträge zur Kenntnis des Verrucanos. *Habilitationsschrift*, Leipzig.
- MILLER, L. J. (1958): The Chemical Environment of Pitchblende. *Ec. Geol.* 53, S. 521–545.
- MITTEMPERGHER, M., und PANTANETTI, F. (1970): Mineralizzazioni Uranifere della Valle del Belviso. *Notiziario C. N. E. N.* 16/4, S. 39/51.
- MÜLLI, H. (1961): Bericht über die Beobachtungen der Radioaktivität der Gesteine bei Obersaxen-Waltensburg und in einigen ausgesuchten Gebieten des Vorderrheintales.²⁾
- MÜLLI, H. (1962): Die geologische und radiometrische Untersuchung der Anomalie Tiraun²⁾.
- MÜLLI, H. (1962): Die Umgebung der Anomalie Tiraun und die Funde unterhalb Nadèls²⁾.
- MÜLLI, H. (1963): Uranfundstellen Truns, Untersuchungsbericht²⁾.
- NAUMOV, G. B. (1959): Transportation of Uranium in Hydrothermal Solutions as a Carbonate. *Geochemistry Internat.* 5/20.
- NICOLAYSEN, L. O. (1957): Solid Diffusion in Radioactive Minerals and the Measurement of Absolute Age. *Geochim. et Cosmochim. Acta*, Vol. 11, S. 41–59.
- NICOLINI, P. (1970): *Gitologie des concentrations minérales stratiformes*. Gauthier-Villars, Paris.
- NIGGLI, E. (1944): Das westliche Tavetscher Zwischenmassiv und der angrenzende Nordrand des Gotthardmassivs. *S. M. P. M.* 24, S. 58–315.
- NIGGLI, E. (1953): Das Gotthardmassiv. In: J. CADISCH, *Geologie der Schweizer Alpen*. Wepf & Co., Basel.
- NIGGLI, P. (1912): Die Chloritoidschiefer und die sedimentäre Zone am Nordrand des Gotthardmassivs. *Beiträge geol. Karte Schweiz.*, N. F. 36.
- NIGGLI, P., und STAUB, W. (1914): Neue Beobachtungen aus dem Grenzgebiet zwischen Gotthard- und Aarmassiv. *Beiträge geol. Karte Schweiz*, N. F. 45/III.
- PARKER, R. L. (1954): Die Mineralfunde der Schweizeralpen. Wepf & Co., Basel (siehe auch STALDER et al., 1973).
- PLUSKAL, O. (1970): Uranium Mineralisations in the Bohemian Massif. In: *Uranium Exploration Geology, proceedings of a panel*, Vienna. Internat. Atomic Energy Agency, Vienna.
- PUIBARAUD, Y. (1968): *Compte rendu de visite des indices d'uranium du Valais et des Grisons*, 17. bis 20. September 1968. Anhang *Petrographie*³⁾.
- DE QUERVAIN, F. (1965): Uraninitführender Turmalin-Sillimanitpegmatit aus dem Gotthardmassiv. *Beiträge Geol. Schweiz*, Kl. Mitt. Nr. 36.
- RAMDOHR, P. (1953): Metamorphose und sekundäre Mobilisierung. *Geol. Rundschau* 42/I, S. 11–19.
- RAMDOHR, P. (1960): Die Erzminerale und ihre Verwachsungen. 3. Auflage. Akademie-Verlag, Berlin.
- ROGERS, A. F. (1947): Uraninite and Pitchblende. *Am. Mineralogist* 32, S. 90.
- RUSSELL, R. D., and FARQUHAR, R. M. (1960): *Lead Isotopes in Geology*. Interscience Publishers, New York.
- RUZICKA, V. (1971): Geological Comparison between East European and Canadian Uranium Deposits. *Geological Survey of Canada, Paper* 70–48.
- SCHNEIDERHÖHN, H. (1941): *Lehrbuch der Erzlagerstättenkunde. I: die Lagerstätten der magmatischen Abfolge*. Gustav Fischer, Jena.
- SCHNEIDERHÖHN, H. (1953): Fortschritte in der Erkenntnis sekundär-hydrothermalen und regenerierter Lagerstätte. *N. Jb. f. Mineralogie*, 1953, S. 223–237.
- SCHOUTEN, C. (1962): *Determination Tables for Ore Microscopy*. Elsevier, Amsterdam.
- SCHWARTZ, G. M. (1959): Hydrothermal Alteration. *Ec. Geol.* 54/2, S. 161–184.
- SHADLUN, T. N. (1971): Metamorphic Textures and Structures of Sulfide Ores. *Bull. Soc. Mining Geol., Japan. Special Issue* 1971/3, S. 241–250 (*Proc. IMA-IGOD-Meetings, IAGOD Volume*).
- SHIELDS, W. R. (1969): National Bureau of Standards, Technical Note Nr. 506, S. 30–31.
- STALDER, H. A., DE QUERVAIN, F., NIGGLI, E., GRAESER, St. (1973): Die Mineralfunde der Schweiz. Neubearbeitung von R. L. Parker «Die Mineralfunde der Schweizer Alpen». Wepf & Co., Basel.
- STIEFF, L. R., STERN, T. W., SEIKI OSHIRO and SENFTLE, F. E. (1959): Tables for the Calculation of Lead Isotope Ages. *U. S. Geological Survey Professional Paper* Nr. 334-A.
- TILTON, G. R. (1960): Volume Diffusion as a Mechanism for Discordant Lead Ages. *J. Geophys. Research* 65, S. 2933–2945.
- TREMBLAY, L. P. (1968): *Geology of the Beaverlodge Mining Area, Saskatchewan*. Geol. Survey of Canada, *Memoirs* 367 (adv. Edition).
- TROMMSDORFF, V. (1966): Progressive Metamorphose kieseliger Karbonatgesteine in den Zentralalpen zwischen Bernina und Simplon. *S. M. P. M.* 46, S. 431–460.
- UYTENBOGAARDT, W., und BURKE, E. A. J. (1971): *Tables for microscopic Identification of Ore Minerals*. 2nd ed. Elsevier, Amsterdam.

- VOKES, F. M. (1969): A Review of Metamorphosis of Sulphide Deposits. *Earth Science Reviews* 5, S. 99–143.
- WASSERBURG, G. J. (1963): Diffusion Processes in Lead-Uranium Systems. *J. Geophys. Research* 68, S. 4823–4846.
- WEBER, F. (1922): Geologische Karte des Tödi-Vorderrheintal-Gebietes. *Geol. Spez.-Karte der Schweiz* Nr. 100 A.
- WEIBEL, M. (1969): *Die Mineralien der Schweiz*. 3. Auflage. Birkhäuser, Basel.
- WENK, E., und GÜNTHERT, A. (1960): Über metamorphe Psephite der Lebendun-Serie und der Bündnerschiefer im NW-Tessin und Val d'Antigorio; ein Diskussionsbeitrag. *Ecolae Geol. Helv.* 53/1, S. 179–188.
- WETHERILL, G. W. (1956): Discordant Uranium-Lead Ages, I. *Transactions of the Am. Geophys. Union* 37, S. 320–326.
- WINKLER, H. G. F. (1967): *Die Genese der metamorphen Gesteine*. 2. Auflage. Springer, Berlin.
- WÜTHRICH, H. (1965): Rb-Sr-Altersbestimmungen am alpin überprägten Aarmassiv. *S. M. P. M.* 45, S. 875–971.
- WYSSLING, L. E. (1950): *Zur Geologie der Vorabgruppe*. Diss. ETH, Zürich.

¹⁾ Unveröffentlichte Berichte der Commission à l'Énergie Atomique, Paris.

²⁾ Unveröffentlichte Berichte an die Studiengesellschaft für die Nutzbarmachung schweizerischer Lagerstätten mineralischer Rohstoffe.

³⁾ Unveröffentlichte Berichte an den Arbeitsausschuß für die Untersuchung schweizerischer Gesteine auf Atombrennstoffe und seltene Elemente.

Tabelle 6

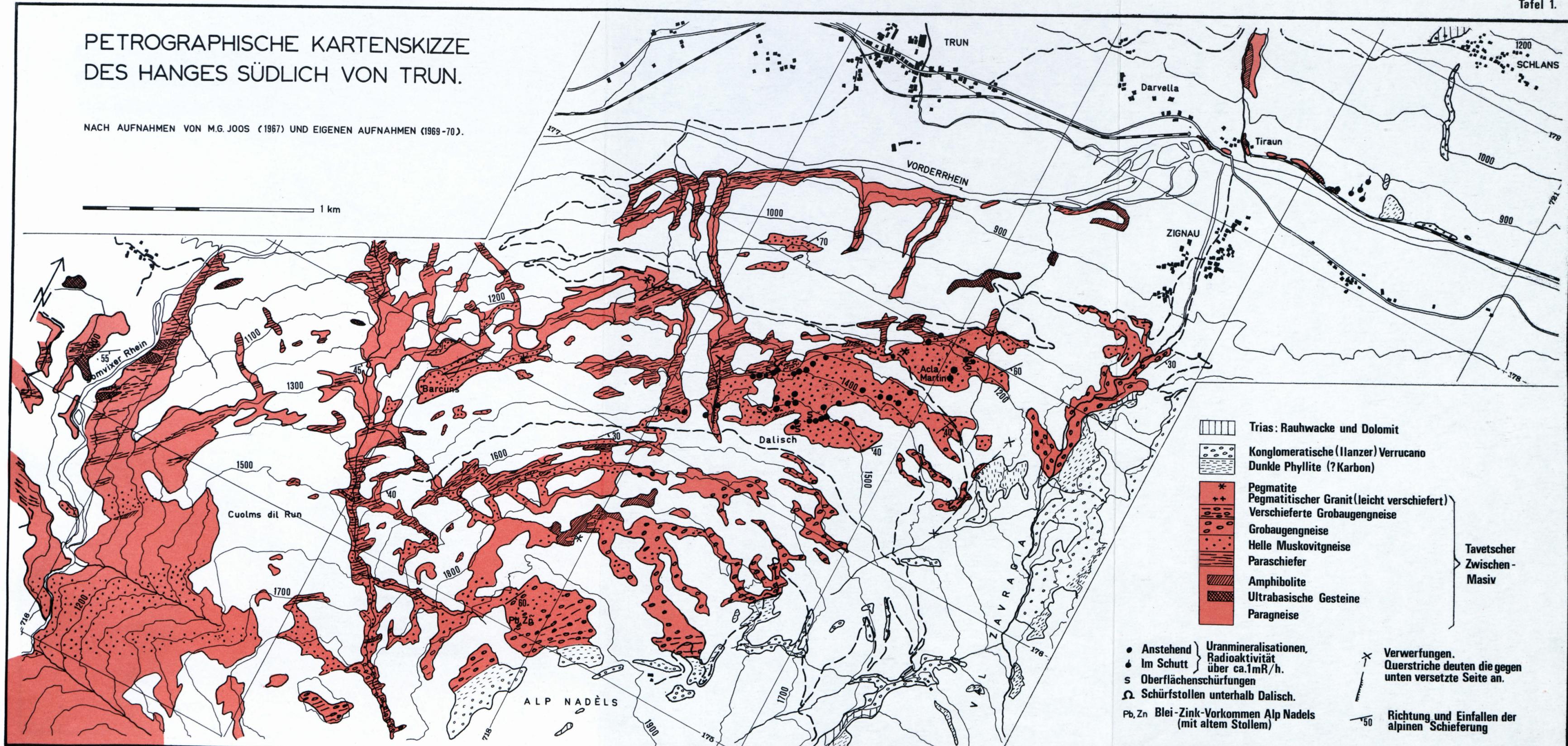
Proben, Pb-Isotopenzusammensetzungen und Alterswerte

Ref.- Nr.	Probe	Bemerkungen z.	d (311) (Å)	Unkorrigiert			Gewöhn- liches Pb (%)	Pb/U At. Verh.	Resultate			Alterswerte (Ma)		
				206/204	206/208	207/208			206/238	207/235	207/206	206/238	207/235	207/206
1	KT 5	Acla Martin; wenig verschiefert, kaum alpin katakl. beansprucht. Botryoidale Strukturen (siehe Fig. 11).	1,644	228,7	5,946 ±0,0007	0,6893 ±0,0001	24,96	0,0394 ±0,002	0,02818 ±0,0001	0,2012 ±0,0012	0,0518 ±0,0002	180,7 ±1	188,7 ±5	286 ±70
2	KT 63	Dalisch; wenig verschiefert und wenig kataklastisch beansprucht. Feinverteilte Vererzung (wie z. B. Fig. 7).	1,645	148,2	3,9409 ±0,003	0,5873 ±0,0001	34,43	0,0360 ±0,0008	0,02248 ±0,00008	0,1622 ±0,0014	0,0524 ±0,0002	144,5 ±1	154,7 ±4	313 ±70
3	KT 15	Unterhalb Dalisch; Oberfläche. Boudin mit erhaltenen botryoidalen Strukturen in stark verschiefertem Nebengestein.	1,641	259,6	6,567 ±0,010	0,7228 ±0,0014	23,01	0,0250 ±0,001	0,01849 ±0,00007	0,1327 ±0,0011	0,05205 ±0,0002	119,3 ±0,3	128,1 ±3,5	297 ±70
4	KT 16	Unterhalb Dalisch, Oberfläche. Vererzung in Gneis, mit botryoidalen Strukturen. Vergesellschaftet mit viel Hämatit und Pyrit. Zwei Generationen von Py. Stellenweise leichte Resorption von Pechblende: diskordante Quarzäderchen.	1,645	387,2	10,184 ±0,009	0,8900 ±0,0003	15,8	0,0205 ±0,0004	0,01654 ±0,00007	0,1137 ±0,0006	0,0499 ±0,0002	106,7 ±0,4	110,9 ±3	199 ±68
5	KT 27	Unterhalb Dalisch, Oberfläche. Vererzung mit erhaltenen botryoidalen Strukturen, dünne (etwa 1 mm) leicht, boudinierte Lage in mittelmäßig verschiefertem Nebengestein (Fig. 5b, unten).	1,647	132,6	3,5016 ±0,002	0,5628 ±0,0006	37,57	0,0359 ±0,0006	0,02134 ±0,00008	0,1525 ±0,0015	0,0519 ±0,0004	137,5 ±0,5	146,0 ±3	291 ±75
6	1/48	Unterhalb Dalisch, Schürfstollen, Eingangsquerschlag m 48. Vererzung mit feinverteilter Pechblende und botryoidalen Strukturen, mäßig boudiniert, mäßig verschieftes Nebengestein. Angrenzend Qz-Dolomit-Mobilisat mit Pyrit.	1,645 + 1,634 (s. schw.)	186,1	4,987 ±0,009	0,6413 ±0,0006	28,75	0,0216 ±0,0008	0,01467 ±0,0001	0,1055 ±0,0010	0,0522 ±0,0003	94,8 ±0,4	103,2 ±3	304 ±70
7	12/41	Unterhalb Dalisch, Schürfstollen. Streichende Strecke m 41. Bruchstücke von botryoidalen Strukturen in einem Qz-Dolomit-Mobilisat. Resorption, Ausfüllung der Hohlräume mit Quarz und Kupferkies (vgl. Abschnitt 2.4.2.4. und Fig. 14).	1,645	266,1	6,811 ±0,010	0,7321 ±0,0007	22,32	0,0211 ±0,0003	0,01567 ±0,00005	0,1113 ±0,0006	0,0515 ±0,0002	101,2 ±0,4	108,6 ±3	273 ±68
8	12/57	Streichende Strecke, m 57. Stark kataklastische Vererzung, direkt im Nebengestein liegend. Mit kataklastischem Hämatit und neugebildeten Fe-Hydroxiden. In Einzelfällen Erhöhung des Reflexionsvermögens an Korngrenzen und Spaltrissen sichtbar.	1,644	300,4	8,110 ±0,011	0,7967 ±0,001	19,26	0,0155 ±0,0004	0,01195 ±0,00004	0,0844 ±0,0004	0,0513 ±0,0003	77,3 ±0,4	83,4 ±2,5	263 ±70
9	12/59	Streichende Strecke, m 59. Pechblendebruchstücke in Mobilisat mit Pyrit und Ausscheidungen von Fe-Hydroxiden an Korngrenzen. Stellenweise Erhöhung des Reflexionsvermögens und Imprägnation mit Fe-Hydroxidnadelchen (Fig. 16).	1,645 + 1,632	466,2	12,727 ±0,01	1,0208 ±0,001	12,95	0,0089 ±0,0002	0,00744 ±0,00003	0,05149 ±0,0003	0,0502 ±0,0001	48,3 ±0,4	51,6 ±2	213 ±65
10	12/60	Streichende Strecke, m 60. Wie (9), aber recht viel Hämatit vorhanden. Pechblende primär mit Hämatit verwachsen.	1,645 + 1,632	468,6	12,560 ±0,019	1,0081 ±0,0009	12,85	0,0103 ±0,0002	0,00854 ±0,00004	0,0586 ±0,0003	0,0598 ±0,0002	55,4 ±0,4	58,6 ±2	194 ±70
11	12/62	Streichende Strecke, m 62. Pechblende in Qz-Dol.-Mobilisat mit Pyrit, Markasit und Fe-Hydrox. an Korngrenzen. Keine Impr. mit Fe-Hydroxid-«Nadelchen», aber stellenweise Erhöhung des Reflexionsverm.; Fe-Führung der Pechblende festgestellt mit Elektronen-Mikrosonde (Abschnitt 2.4.2.4.; Fig. 17).	1,645 + 1,632	383,6	10,243 ±0,022	0,8879 ±0,0015	15,74	0,00835 ±0,0002	0,00676 ±0,00003	0,0459 ±0,0002	0,04935 ±0,0003	43,9 ±0,3	46,2 ±2	172 ±70
12	122/1	Schürfstollen, Querschlag N bei m 70 der streichenden Strecke. Pechblende in Mobil. mit Qz., Dol. und viel Pyrit, sowie Fe-Hydrox. an Korngrenzen. Umwandlung der Pechblende wie (11); zudem Überkrustung mit U-Fe-führendem Mineral-Aggregat.	1,646 + 1,632	296,6	7,920 ±0,018	0,7720 ±0,0011	19,68	0,0103 ±0,0003	0,00797 ±0,00005	0,0537 ±0,0003	0,04895 ±0,0003	51,7 ±0,4	53,7 ±2	153 ±70

PETROGRAPHISCHE KARTENSKIZZE DES HANGES SÜDLICH VON TRUN.

NACH AUFNAHMEN VON M.G. JOOS (1967) UND EIGENEN AUFNAHMEN (1969-70).

1 km



-  Trias: Rauhwacke und Dolomit
-  Konglomeratische (Ilanzer) Verrucano
-  Dunkle Phyllite (?Karbon)
-  Pegmatite
-  Pegmatitischer Granit (leicht verschiefert)
-  Verschieferte Grobaugegneise
-  Grobaugegneise
-  Helle Muskovitgneise
-  Paraschiefer
-  Amphibolite
-  Ultrabasische Gesteine
-  Paragneise

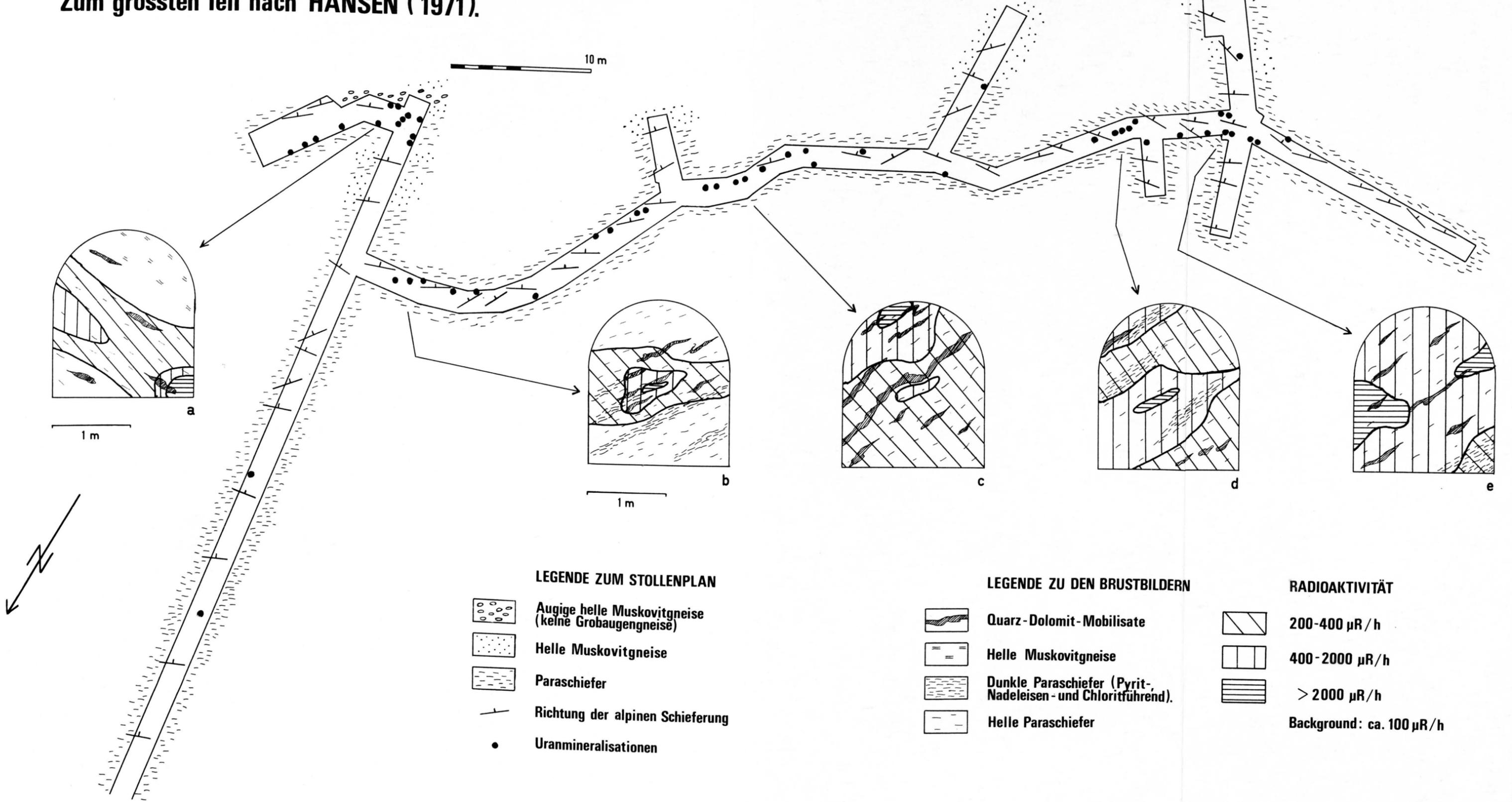
Tavetscher
Zwischen-
Masiv

- Anstehend
- Im Schutt
- s Oberflächenschürfungen
- Ω Schürfstollen unterhalb Dalisch.
- Pb, Zn Blei-Zink-Vorkommen Alp Nadels (mit altem Stollen)

Verwerfungen.
Querstriche deuten die gegen
unten versetzte Seite an.

Richtung und Einfallen der
alpinen Schieferung

**Plan des Schürfstollens unterhalb Dalisch, mit Geologie, Uranmineralisationen und einigen Brustbildern als Beispielen.
Zum grössten Teil nach HANSEN (1971).**



LEGENDE ZUM STOLLENPLAN

- Augige helle Muskovitgneise (keine Grobaugengneise)
- Helle Muskovitgneise
- Paraschiefer
- Richtung der alpinen Schieferung
- Uranmineralisationen

LEGENDE ZU DEN BRUSTBILDERN

- Quarz-Dolomit-Mobilisate
- Helle Muskovitgneise
- Dunkle Paraschiefer (Pyrit-, Nadeleisen- und Chloritführend).
- Helle Paraschiefer

RADIOAKTIVITÄT

- 200-400 $\mu\text{R}/\text{h}$
 - 400-2000 $\mu\text{R}/\text{h}$
 - > 2000 $\mu\text{R}/\text{h}$
- Background: ca. 100 $\mu\text{R}/\text{h}$

URAN-BLEI ALTERSBESTIMMUNGEN AN TRUNSER PECHBLENDEPROBEN IM CONCORDIADIAGRAMM VON WETHERILL.

Die größe der Kreuzlein gibt die Streuung der $^{206}/^{238}$ und $^{207}/^{235}$ Isotopenverhältnisse der einzelnen Proben wieder. Die Streuung der Discordien ist in den Einstichpunkten dargestellt.

