

BEITRÄGE ZUR GEOLOGIE DER SCHWEIZ

GEOTECHNISCHE SERIE

herausgegeben von der

Schweizerischen Geotechnischen Kommission

(Organ der Schweizerischen Naturforschenden Gesellschaft)

und der

Studiengesellschaft für die Nutzbarmachung

schweizerischer Lagerstätten mineralischer

Rohstoffe

MATÉRIAUX POUR LA GÉOLOGIE DE LA SUISSE

SÉRIE GÉOTECHNIQUE

publiés par la

Commission Géotechnique Suisse

(Organe de la Société Helvétique des Sciences Naturelles)

et par la

Société d'études pour la mise en valeur des gisements

minéraux suisses

Lieferung 62

Thomas Staub

Die Fahlerz- und Uranvorkommen bei Affeier (Vorderrheintal, Graubünden)

1983

In Kommission bei Kümmerly & Frei AG, Geographischer Verlag, Bern
Druck: Helioprint AG, Zürich

Vorwort der Schweizerischen Geotechnischen Kommission

An der Sitzung vom 21. Januar 1982 beschloss die Kommission, die Dissertation von Dr. Th. Staub mit dem Originaltitel «Mineralogisch – Petrographische Untersuchungen in den Erzvorkommen von Affeier und ihrer Umgebung im Verrucano von Ilanz – Obersaxen/Graubünden», gekürzt unter abgeändertem Titel in die Beiträge zur Geologie der Schweiz, Geotechnische Serie, aufzunehmen.

Die vorliegende Arbeit bietet eine wertvolle Ergänzung zu der 1973 als Beitrag Nr. 52 erschienenen Arbeit von J. D. Kramers.

Die Kommission dankt dem Autor für diese interessante Arbeit und Herrn F. de Quervain für die aufwendige Durchsicht und Kürzung des Manuskriptes.

Namhafte Druckkostenbeiträge verdankt die Kommission der Studiengesellschaft für die Nutzbarmachung schweizerischer Lagerstätten mineralischer Rohstoffe sowie der Stiftung Dr. J. de Giacomi.

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

Der Präsident der
Schweizerischen Geotechnischen Kommission
V. Trommsdorff

Vorwort der Studiengesellschaft für die Nutzbarmachung schweizerischer Lagerstätten mineralischer Rohstoffe

Im Jahre 1959 entdeckte die Studiengesellschaft anlässlich Prospektionsarbeiten im Vorderrheintal bei Affeier (Gemeinde Obersaxen) Indikationen von Uranvererzungen in unmittelbarer Nähe des alten, bis jetzt noch nicht näher untersuchten Kupferbergwerkes «Cava da Mettal». Herr Thomas Staub erhielt als Dissertationsthema die Untersuchung und genetische Interpretation der beiden Erzvorkommen bei Affeier. Im Zentrum der Arbeiten stand schliesslich die in verschiedener Hinsicht interessante Kupfervererzung. Die Studiengesellschaft ist dem Autor zu grossem Dank verpflichtet. Sie dankt der Schweizerischen Geotechnischen Kommission für die Aufnahme der Arbeit in die «Geotechnische Serie» der «Beiträge zur Geologie der Schweiz», besonders aber Herrn Prof. F. de Quervain und Herrn Dr. A. Gautschi für die Kürzung und für die Druckvorbereitung der Arbeit. Für die Redaktion der Graphiken bemühten sich ferner Frau K. Riklin sowie die Herren R. Kündig und R. Philipp

Der Präsident: *F. Fournier*

Der Geschäftsführer: *E. Niggli*

Inhaltsverzeichnis

	Seite		
Vorwort der Schweizerischen Geotechnischen Kommission	3	5.5.1 Erzmikroskopische Untersuchungen	30
Vorwort der Studiengesellschaft für die Nutzbar- machung schweizerischer Lagerstätten minerali- scher Rohstoffe	4	Beschreibung der Erzminerale	31
Verzeichnis der Textfiguren und Tabellen	6	5.5.2 Raster-Elektronenmikroskop-Auf- nahmen	31
Zusammenfassung	7	5.5.3 Gangart und Gangparagenese	31
Abstract	7	5.5.4 Röntgenographische Untersuchung der Erzminerale	33
1. Geologie und Petrographie des Gebietes von Ilanz-Obersaxen	8	5.5.5 Zum Ganggefüge	35
1.1 Einleitung	8	5.5.6 Der Chemismus des Fahlerzes von Affeier	38
1.2 Tektonik	10	5.6 Die Uranvererzungen im Raume von Affeier	40
1.3 Der lithologische Aufbau der Verrucano- Serie von Ilanz-Obersaxen und Waltens- burg	11	5.6.1 Vorbemerkungen	40
1.4 Petrographische Beschreibung des Ilan- zer Verrucano	13	5.6.2 Lage der vererzten Zone bei Affeier	40
2. Röntgenographische Untersuchungen	16	5.6.3 Untersuchung des Probenmaterials	44
2.1 Röntgendiffraktometrie	16	5.6.4 Röntgenographische Untersuchung des Uranerzes	45
2.2 Untersuchung anhand von Guinier-Auf- nahmen	17	6. Mikrothermometrische Untersuchungen	45
3. Zur alpinen Metamorphose des Verrucanos von Ilanz-Obersaxen	18	6.1 Allgemein gültige Beobachtungen am un- tersuchten Material	46
3.1 Das Muskowit-Phengit-Geobarometer; Druckabschätzung	18	6.2 Ergebnisse der Messungen am Gang- quarz der Vererzung	47
3.2 Das Muskowit-Paragonit-Thermometer; Temperaturabschätzung	19	6.3 Ergebnisse der Messungen am reinen Quarzgang (TS 292)	48
3.3 Die Fazieszugehörigkeit des Untersu- chungsgebietes	20	6.4 Einschlüsse in den Kluftquarzen (EN 12 662, TS 248, 325)	48
3.4 Diskussion der Resultate	21	6.5 Bedeutung und weitere Verarbeitung der Messresultate	50
3.4.1 Druckabschätzung nach SASSI & SCOLARI	21	6.5.1 Schmelztemperaturen	50
3.4.2 Temperaturabschätzung mit Hilfe des Muskowit-Paragonit-Thermo- meters	22	6.5.2 Homogenisationstemperaturen ...	50
4. Zur Geschichte des Bergbaus im Bündner Oberland	22	6.5.3 Druckkorrektur im System NaCl- H ₂ O, Konstruktion der Isochoren .	50
4.1 Einleitung	22	6.5.4 Isochoren	50
4.2 Die Frühzeit des Bergbaus in der Surselva	22	6.5.5 Verwendung des Calcit-Dolomit- Thermometers als Hilfsthermome- ter	50
4.3 Der Erzbergbau nach dem Jahre 1000 ...	23	6.6 Diskussion der Ergebnisse	51
4.4 Der Erzbergbau nach dem Jahre 1500 ...	23	7. Diskussionen	53
5. Die Erzvorkommen von Affeier/Obersaxen .	25	7.1 Der Chemismus des Fahlerzes von Affei- er im Vergleich mit anderen Fahlerzana- lysen	53
5.1 Lage im Verrucano	25	7.2 Zur Genese des Fahlerzvorkommens von Affeier	55
5.2 Stollenplan	26	7.2.1 Form des Erzkörpers	55
5.3 Beschreibung der Grubenbauten	26	7.2.2 Nebengesteinsveränderungen	55
5.3.1 Der Zugang zum Stollen	26	7.2.3 Beziehung des Ganges zu den tek- tonischen Strukturen der Nebenge- steine	55
5.3.2 Der Schuttkegel am Fuss der Fels- wand	26	7.2.4 Herkunft der mineralisierten Hy- drothermallösungen	56
5.3.3 Die eigentlichen Grubenbaue	26	7.2.5 Herkunft der Metalle	56
5.4 Lage und Beschaffenheit der Mineralisa- tion	28	7.2.6 Allgemeines zu Kupfervererzungen in ariden Wannen	57
5.5 Erzminerale	29		

7.2.7 Erzparagenese von Affeier	57	7.4.2 Erzmineralisationen im benachbar-	
7.2.8 Einfluss der Metamorphose auf die		ten Gebiet des Vorderrheintals bei	
Erzparagenese	58	Waltensburg – Rueun – Andiastr ...	61
7.2.9 Deformation des Erzganges wäh-		7.4.3 Die Kupfer- und Uranmineralisa-	
rend der Metamorphose	58	tionen der Mürtschenalp	62
7.3 Genese der Uranmineralisation	59		
7.4 Vergleich von Affeier mit anderen ähnli-		Literaturverzeichnis	64
chen Erzvorkommen	60		
7.4.1 Die Fahlerzvorkommen von			
Schwaz (Tirol)	60		

Verzeichnis der Textfiguren und Tabellen

Textfiguren

Seite

Fig. 1 Tektonische Übersicht über das Untersuchungsgebiet und seine Umgebung 1:500000 (nach der Tektonischen Karte der Schweiz 1:500000)	9
Fig. 2 Querprofil durch das Vorderrheintal zwischen Affeier und Waltensburg/Brigels, nach eigenen geologischen Aufnahmen, ergänzt durch von WYSSLING (1950)	10
Fig. 3 Ausschnitt aus der tektonischen Karte von WYSSLING (1950)	11
Fig. 4 Profile im Verrucano von Ilanz-Obersaxen (Skizze)	13
Fig. 5 a-c: Ilanzer Verrucano (Skizzen)	15
Fig. 6 Histogramm der b-Werte von Muskowiten der Gesteinsgruppe Ilanzer-Verrucano/Serizitgneise	19
Fig. 7 Mineralzonengrenzen aus NIGGLI (1974), Lage des Untersuchungsgebietes	21
Fig. 8 Stollenplan der «Cava da Mettal» bei Affeier	27
Fig. 9 Projektion von Schieferung und Kluftflächen des Nebengesteins sowie Lage des Erzganges im Schmidtschen Netz (untere Halbkugel)	28
Fig. 10 a-g: Detailskizzen des Erzganges	29
Fig. 11 a-m: Rasterelektronenmikroskopische Aufnahmen	32
Fig. 12 a-f: Dünnschliffskizzen der Gangart	34
Fig. 13 a-f: Deformation des Gefüges	37
Fig. 14 Aufschlusskarte mit Uranindikationen	41
Fig. 15 Ansichtsskizze der Felswand unterhalb Affeier, Blick Richtung Süden. Messwerte in mr/h. Nach MUELLI (1960)	42
Fig. 16 Lageskizze der Stelle I. Blick Richtung Süden	42
Fig. 17 Detailaufnahme Stelle I. Aufriss. Messwerte in mr/h. Nach ARNOLD (1959)	43
Fig. 18 Detailaufnahme Stelle II. Blick Richtung Süden. Messwerte in mr/h	43
Fig. 19 Detailaufnahme Stelle IIa. Blick Richtung Süden. Messwerte in mr/h. Nach ARNOLD (1959)	44
Fig. 20 Autoradiographie der Probe UH 5b von Arnold	44
Fig. 21 Photographie eines Erzanschliffes	45
Fig. 22 T_{Smp}/T_{Homo} -Diagramm der Messungen am Gangquarz der Vererzung	47
Fig. 23 T_{Smp}/T_{Homo} -Diagramm Kluftquarze	49
Fig. 24 T_{Smp}/T_{Homo} -Bereiche aller Proben	49
Fig. 25 Isochore zu T_{Homo}/T_{SmpH_2O} der Messungen am Gangquarz der Vererzung mit experimentell bestimmten P-T-Bereich und für das Gebiet relevante Mineralreaktionen	52
Fig. 26 Isochoren zu den minimalen und maximalen Homogenisationstemperaturen aus Vererzung und Klüften ...	52
Fig. 27 Variationsdiagramm der Fahlerzchemismen nach SPRINGER (1969) Analysen von SPRINGER	54
Fig. 28 Deformation der Schieferung am Salband des Ganges	56

Tabellen

Seite

Tab. 1 d(002)-Daten koexistierender Muskowite und Paragonite und Temperaturen nach ROSENFELD, GOLD-SMITH & NEWTON (1969)	20
--	----

Zusammenfassung

Die Kupfersulfid- und Uranerzvorkommen von Affeier und ihre Nebengesteine der Verrucano-Serie von Ilanz-Obersaxen (Graubünden) werden mineralogisch-petrographisch und erzpetrographisch beschrieben. Mit Hilfe mikroskopischer und röntgenographischer Methoden werden die Metamorphosebedingungen, die während der alpinen Metamorphose im Untersuchungsgebiet herrschten, aufgeklärt. Die Anwendung des Muskowit-Phengit-Barometers und des Muskowit-Paragonit-Thermometers ergeben Metamorphosedrucke zwischen 2 und 3 kbar und Temperaturen um 370 °C. In guter Übereinstimmung dazu steht die für niedrige Grünschieferfazies typische Paragenese mit Quarz, Albit, Muskowit und Chlorit. Röntgenographisch sind voralpin entstandener Muskowit und alpin neugebildeter Phengit zu unterscheiden.

Die Fahlerzmineralisation und zugehörige Stollenbauten werden unter Einbezug historischer Angaben beschrieben. Der Erzchemismus erfährt eine genauere Charakterisierung anhand von Mikrosondeanalysen. Es handelt sich um ein schwach silber- und quecksilberhaltiges Antimon-Arsen-Fahlerz.

Aus Gefügeanalysen am Erzgang, mikrothermometrischen Daten von Flüssigkeitseinschlüssen im Gangquarz und in Kluftquarzen aus der näheren Umgebung der Vererzung und Calcit-Dolomit-Thermometrie an Carbonaten der Gangart wird die alpinmetamorphe Überprägung der vor- bis früh-alpin hydrothermal entstandenen Fahlerzvererzung abgeleitet.

Die Uranvererzung mit Pechblende und Brannerit wird anhand von Radioaktivitätsmessungen, mikroskopischen und röntgenographischen Untersuchungen charakterisiert.

Die Herkunft der metallhaltigen Hydrothermallösungen, der Chemismus des Fahlerzes, die Beziehung des Erzganges zu den tektonischen Strukturen des Nebengesteins, die Deformation der Vererzung sowie die Genese der Uranmineralisation werden diskutiert und die untersuchten Vererzungen mit ähnlichen Erzvorkommen verglichen.

Abstract

Copper sulphide and uranium ore occurrences near Affeier (Graubünden, Switzerland) and their host rocks are described mineralogically and petrographically. The temperature and pressure conditions that prevailed during alpine metamorphism are estimated by the use of microscopic and x-ray diffraction methods. Muscovite-phengite geobarometry and muscovite-paragonite thermometry give pressures between 2 and 3 kbar and temperatures of around 370 °C, which is in good agreement with the typical parageneses containing quartz, albite, muscovite and chlorite in the lower greenschist facies of the investigated area. X-ray diffraction distinguishes prealpine muscovite from alpine phengite. The tetrahedrite-tennantite mineralisation and related old mining galleries are described, including data from historical records. Microprobe analysis shows the ore to be an antimony-arsenic-fahlore with little silver and mercury content. By means of textural analysis, microthermometric data from fluid inclusions, and calcite-dolomite-thermometry, the influence of alpine metamorphism on this pre- to early-alpine ore deposit is demonstrated. Uranium mineralisation including pitchblende and brannerite has been determined by radioactivity measurements and microscopic and x-ray diffraction investigations. The origin of the metal-bearing hydrothermal solutions, the chemistry of the tetrahedrite-tennantite ore, the relations between the orebody and the tectonic structures of the host rock, the deformation of the orebody and the genesis of the uranium mineralisation are discussed, and the investigated mineralisations are compared with similar ore deposits.

1. Geologie und Petrographie des Gebietes von Ilanz-Obersaxen

1.1 Einleitung

Eine erste kurze Beschreibung des Fahlerzvorkommens von Affeier (romanisch Vivèr) erfolgte durch FRIEDLÄNDER (1930). HUTTENLOCHER (1934) erwähnt Affeier zusammen mit den Vorkommen von Rueun (Ruis), Andiaist und Alp Nadels in der Gruppe der metamorphen Lagerstätten der hydrothermalen, sulfidisch-carbonatischen Externzone. Er ist der Ansicht, man könne hier an typische permische Kupfermetallisation denken, wobei eine weitere genetische Deutung der Einflüsse der Metamorphose wegen erschwert sei. KÜNDIG und DE QUERVAIN (1953) erwähnen das Vorkommen von Affeier zusammen mit den übrigen Vorkommen, die im Verrucano des Vorderrheintals liegen. Die Kupfervorkommen dieses Gebietes sind nach den genannten Autoren an kleine Gangbildungen oder linsige Lager gebunden und führen Kupferkies oder Fahlerz mit oberflächennahen Umwandlungen zu Buntkupferkies und Kupferglanz.

Die Uranvererzung wurde 1958 erstmals von Prof. Dr. E. Niggli und Dr. A. Fehr unweit der alten Bergwerksstollen von Affeier entdeckt. Beide Vererzungen wurden in den folgenden Jahren durch die Studiengesellschaft für die Nutzbarmachung schweizerischer Lagerstätten mineralischer Rohstoffe weiter erkundet. Das gesammelte Daten- und Probenmaterial stellte mir Herr Professor Niggli freundlicherweise für die weitere Bearbeitung zur Verfügung.

Beide Vererzungen liegen in den wechselhaften Gesteinen der Verrucano-Serie von Ilanz-Obersaxen, welche nach WYSSLING (1950) durch den mesozoischen Mantel des Gotthardmassivs überlagert, die nahezu flachliegende Überdeckung des langsam ostwärts abtauchenden Gotthardmassivs bildet.

Der Verrucano, der während des Perms als detritische Beckenfüllung im Glarnerbecken, einem Kontinentalbecken mit SW-NE-Streichrichtung abgelagert wurde (TRÜMPY, 1966) unterlag später, während der alpinen Orogenese, einer schwachen Metamorphose. Er kann nach OBERHOLZER (1933) in eine nördliche Randfazies, den Sernifit, eine sandig-schiefrige Fazies des Beckeninnern, die Schönbühlschiefer und in eine südliche Randfazies, den Ilanzer Verrucano unterteilt werden.

Der Verrucano bildet die Hauptmasse über der Glarner Überschiebung südlich der Mürt-schenstockgruppe bis zum Vorab. Im Untersuchungsgebiet ist er wesentlich am Aufbau beider Talseiten des Vorderrheintals beteiligt. Nach WYSSLING (1950) bildet er über dem Tavetscher Zwischenmassiv einen komplizierten Schuppenbau.

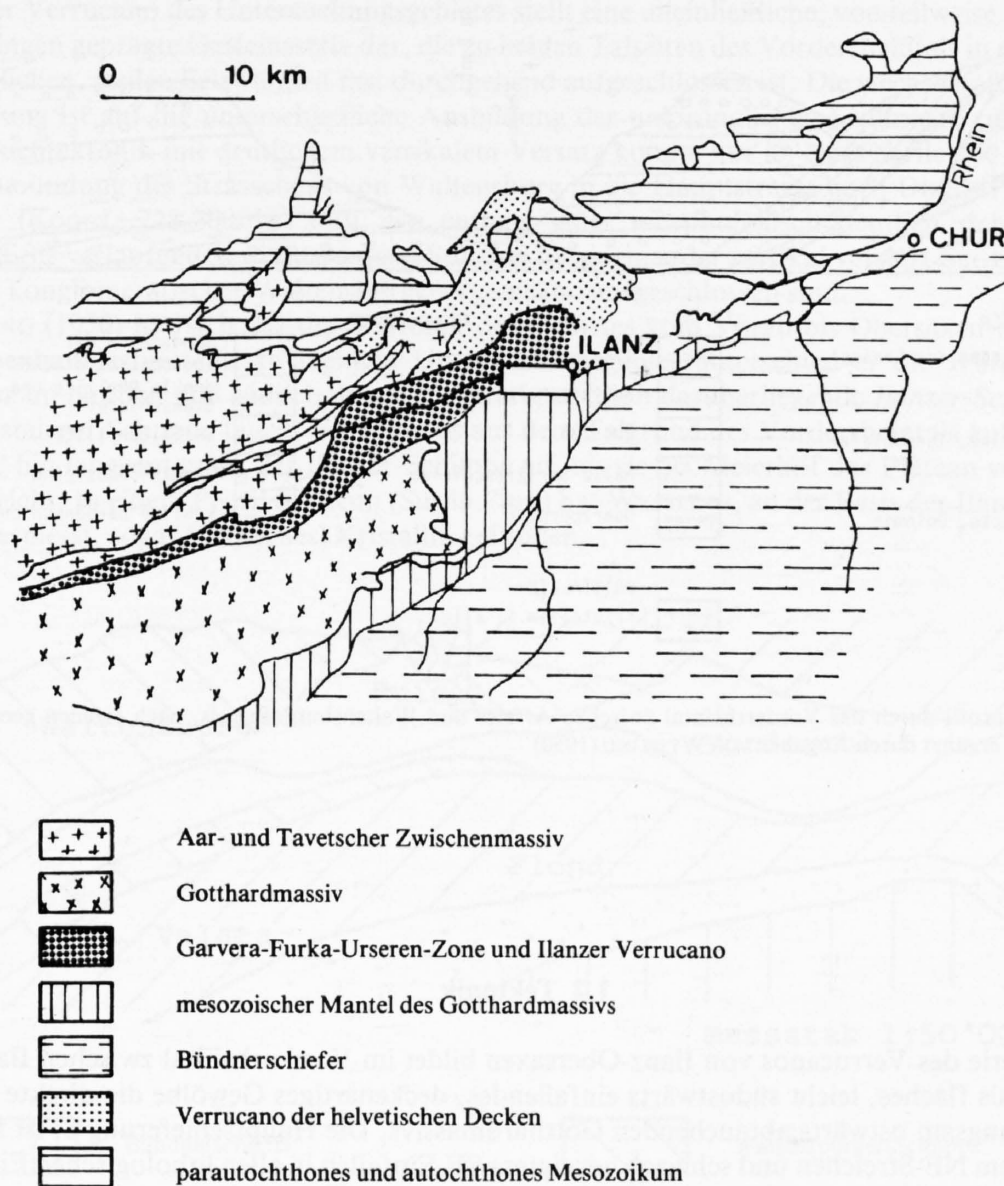


Fig. 1: Tektonische Übersicht über das Untersuchungsgebiet und seine Umgebung 1:500000 (nach der Tektonischen Karte der Schweiz 1:500000).

Die mesozoische Schichtfolge im Rücken des Gotthardmassivs umfasst nach NABHOLZ (1948) nur die Trias und den unteren Jura. Sie ist also in Beziehung zum Gotthardkristallin als autochthon zu betrachten.

An dieser Stelle erfolgt nur eine Kurzgliederung der verschiedenen Verrucanoausbildungen, ihre Darstellungen in Karte und Profilen und Aussagen über ihre Metamorphose.

Der alpine Verrucano (TRÜMPY, 1966) hat im Gebiet des Glarnerlandes weitgehend seine für Redbed-Bildungen typisch rote Farbe, während er gegen Süden hin mit steigendem Metamorphosegrad vergrünte (reduzierende Bedingungen). Im Untersuchungsgebiet stehen infolgedessen nur grünlich-graue bis grüne Gesteine an.

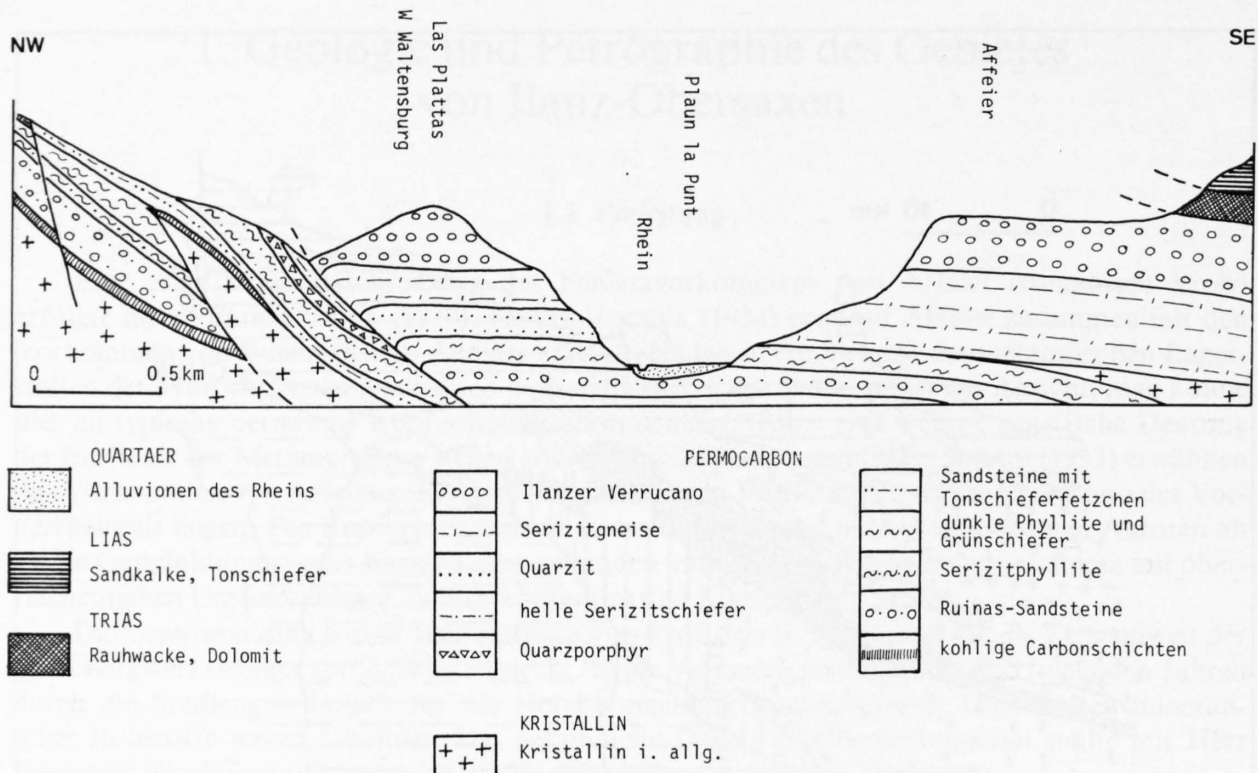


Fig. 2: Querprofil durch das Vorderrheintal zwischen Affeier und Waltenburg/Brigels, nach eigenen geologischen Aufnahmen, ergänzt durch Angaben von WYSSLING (1950)

1.2 Tektonik

Die Serie des Verrucanos von Ilanz-Obersaxen bildet im Vorderrheintal zwischen Ilanz und Tavanasa als flaches, leicht südostwärts einfallendes, deckenartiges Gewölbe die direkte Bedeckung des langsam ostwärts abtauchenden Gotthardmassivs. Die Hauptschieferung S_1 ist mit fast einheitlichem NE-Streichen und schwach geneigtem SE-Einfallen in allen lithologischen Einheiten sichtbar. Das Fallazimut von S_1 beträgt im Mittel $159/18^\circ$.

Der mehr oder weniger schieferungsparallele Verlauf lithologischer Grenzen weist darauf hin, dass die Schieferung parallel zur Schichtung verläuft. Rundliche bis oval gelängte Quarzkörner und gelängte Konglomerat-Komponenten von Dezimetergrösse sind parallel S_1 eingeregelt, was sowohl als Relikt sedimentärer Struktur als auch als Folge späterer Deformation angesehen werden kann.

Im ganzen Untersuchungsgebiet können zwei subvertikal stehende Kluftflächensysteme unterschieden werden. Die Kluftflächenschar K_1 streicht ungefähr NW-SE und fällt mit $75-85^\circ$ steil nach SW bis NE ein. Die Kluftflächenschar K_2 streicht ungefähr NE-SW, sie steht im allgemeinen noch etwas steiler als K_1 und fällt mit $80-90^\circ$ nach SE bis NW ein. Beide Kluftsysteme sind so ausgeprägt, dass sie in exponierten Lagen die Bildung grosser Offenspalten und sogar langer, mehrere Meter breiter Gräben zur Folge haben. So wird beispielsweise der Eingang zu den Bergwerksstollen von Affeier von Jahr zu Jahr stärker von einer sich entlang von Kluftflächen lösenden Gesteinsmasse versperrt. Die beiden Kluftflächenscharen entsprechen ungefähr den Hauptrichtungen der Achse des Vorderrheintals.

1.3 Der lithologische Aufbau der Verrucano-Serie von Ilanz-Obersaxen und Waltenburg

Der Verrucano des Untersuchungsgebietes stellt eine uneinheitliche, von teilweise fließenden Übergängen geprägte Gesteinsserie dar, die zu beiden Talseiten des Vorderrheintals in oft schlecht zugänglichen, steilen Felswänden fast durchgehend aufgeschlossen ist. Die wechselhafte Gesteinsausbildung ist auf die unterschiedliche Ausbildung der ursprünglichen Sedimente zurückzuführen. Bruchtektonik mit deutlichem vertikalem Versatz konnte nur an einer Stelle 200 m westlich der Einmündung des Strässchens von Waltenburg in die Hauptstrasse nach Disentis festgestellt werden (Koord. 728 200/181 450), wo entlang einer morphologisch deutlich sichtbaren ca. WNW-ESE verlaufenden steilstehenden Störung nebeneinander vertikal versetzt Serizitgneis und grauer, konglomeratischer Waltenburger-Verrucano aufgeschlossen sind.

WYSSLING (1950) hat sich mit der Tektonik des Gebietes vom Vorab bis Obersaxen befasst und Schuppenbau festgestellt. In meinem Untersuchungsgebiet unterschied er die *Waltenburger-Schuppe* im Norden und südlich davon die stratigraphisch darüberliegende *Ilanzer-Schuppe*. Die Waltenburger-Schuppe taucht bei Schnaus aus dem Talgrund des Vorderrheintals auf und steigt nach W hin langsam unter der Ilanzer-Schuppe an, bis sie bei Meierhof das Plateau von Obersaxen erreicht. In einem Profil S Rueun (Sur la Punt) hat WYSSLING, an der Basis der Ilanzer-Schuppe eingespiesst, sogar (fragliches) Kristallin gefunden.

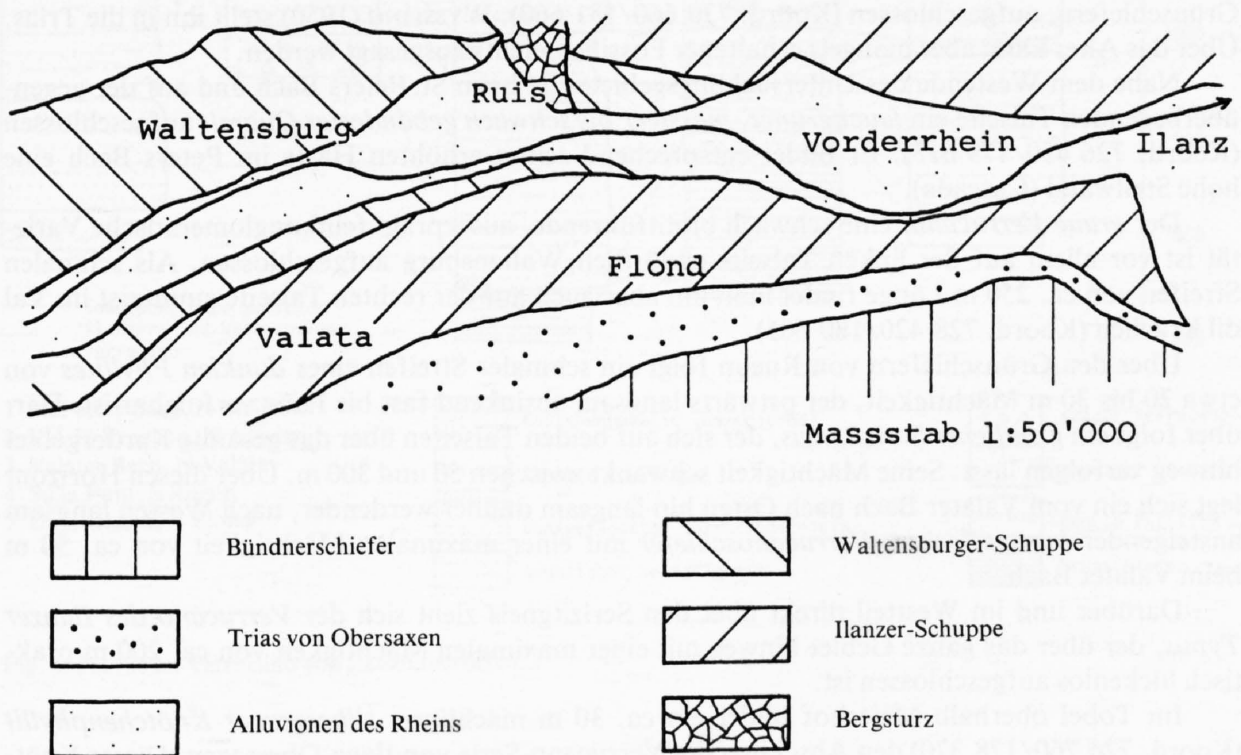


Fig. 3: Ausschnitt aus der tektonischen Karte von WYSSLING (1950)

Meine Kartierung hat nichts ergeben, was der Schuppentheorie von WYSSLING widersprechen würde. Als lithologische Grenze zwischen den beiden Schuppen betrachte ich die dunklen Phyllite über den Grüngesteinen, die das Aussehen eines stark beanspruchten, zerriebenen und ausgewalzten Mylonites haben. Dieser Horizont steigt von E nach W hin langsam von 800 m auf über 1000 m an. Er ist nur auf der rechten Talseite zu finden, während sonst die Lithologie der beiden Talseiten gut korreliert werden kann.

Ich gebe hier nur eine knappe Charakterisierung der Profile wieder. Zur Bezeichnung der Lokalitäten wurden Flurnamen aus der topographischen Karte 1:25 000, Nr. 1214, Blatt Ilanz des Bundesamtes für Landestopographie verwendet, für lokal auftretende Gesteine wurden zudem die Koordinaten angegeben.

Mit ganz wenig Ausnahmen weisen alle Gesteine des Verrucano denselben Mineralbestand auf. Sehr verschieden sind Mengenverhältnisse, Textur und Struktur und damit das Aussehen der einzelnen Typen. Die Abfolge des Verrucanos ist im Untersuchungsgebiet von unten nach oben folgende:

Am Fusse der Serie, auf der Höhe des Talgrundes, sind an verschiedenen Stellen z. T. etwas sandige, *dunkle Phyllite* aufgeschlossen. Ebenfalls im untersten Aufschlussbereich stehen lokal begrenzt *Grünschiefer und grünschieferartige Gesteine* an. Sie sind auf einer Strecke von ca. 1 km südlich der Brücke von Rueun und 1,5 km nördlich von Meierhof an der Hauptstrasse nach Disentis aufgeschlossen. Eingebettet in diese Grünschiefer findet man etwa 400 m östlich der Brücke von Rueun und am Fussweg Rueun-Flond auf ca. 900 m Höhe (Koord. 730 900/181 780 und 730 660/181 540) ein Konglomerat mit stark ausgewalzten, gelängten Komponenten vulkanischen Materials, im Folgenden als *Konglomerate mit vulkanischen Komponenten* bezeichnet. Die Mächtigkeit der Grünschiefer beträgt maximal etwa 80 m. Bei der Brücke von Rueun und zuunterst im Valater Bach treten Grüngesteine in Wechsellagerung mit dunklen Phylliten auf. Auf ca. 820 m Höhe, am Fussweg von Rueun nach Flond, ist eine etwa 2 Meter mächtige und wenige Meter lange Linse eines dunkelgrauen *Spatkalkes* mit Fossilientrümmern, eingelagert in den Grünschiefern, aufgeschlossen (Koord. 730 660/181 660). WYSSLING (1950) stellt ihn in die Trias. Über das Alter kann aber mangels erhaltener Fossilien nichts ausgesagt werden.

Nahe dem Westende des Untersuchungsgebietes ist beim St. Peters Bach und auf der gegenüberliegenden Talseite ein *lauchgrüner, massiger bis schwach gebänderter Quarzit* aufgeschlossen (Koord. 726 450/179 615). Er bildet entsprechend seiner erhöhten Härte im Peters Bach eine hohe Steilwand (Cascada).

Der *graue Verrucano*, eine schwach biotitführende, ausgeprägt feinkonglomeratische Varietät ist vor allem auf der linken Talseite südöstlich Waltensburg aufgeschlossen. Als schmalen Streifen von ca. 250 m Länge findet man ihn aber auch auf der rechten Talseite zuunterst im Val dil Krachen (Koord. 728 420/180 605).

Über den Grünschiefern von Rueun folgt ein schmaler Streifen eines *dunklen Phyllites* von etwa 20 bis 30 m Mächtigkeit, der ostwärts langsam absinkend fast bis Ilanz verfolgbar ist. Darüber folgt ein *grünlicher Serizitgneis*, der sich auf beiden Talseiten über das gesamte Kartiergebiet hinweg verfolgen lässt. Seine Mächtigkeit schwankt zwischen 50 und 300 m. Über diesen Horizont legt sich ein vom Valater Bach nach Osten hin langsam dünner werdender, nach Westen langsam ansteigender *buntgefleckter Verrucanoschiefer* mit einer maximalen Mächtigkeit von ca. 50 m beim Valater Bach.

Darüber und im Westteil direkt über den Serizitgneis zieht sich der *Verrucano des Ilanzer Typus*, der über das ganze Gebiet hinweg mit einer maximalen Mächtigkeit von ca. 200 m praktisch lückenlos aufgeschlossen ist.

Im Tobel oberhalb Meierhof bildet ein ca. 30 m mächtiger, *silbergrauer Knötchenphyllit* (Koord. 726 760/178 370) den Abschluss der Verrucano-Serie von Ilanz-Obersaxen. Dieser Knötchenphyllit ist sonst nirgends aufgeschlossen.

Gesamthaft gesehen sind nur der Serizitgneis und der Ilanzer Verrucano weitverbreitet. Die übrigen Gesteine sind mehr lokal aufgeschlossen. Aus den nachfolgenden Profilen lässt sich zusammenfassend feststellen:

- Im Untersuchungsgebiet kann nicht von einer einheitlichen Verrucano-Stratigraphie gesprochen werden, da auf relativ kurzer Distanz einschneidende Wechsel in der Lithologie auftreten können, was auch aus dem Vergleich mit den von Wyssling beschriebenen Typen hervorgeht.
- Bruchtektonik mit Zerlegung der Gesteinsmassen in einzelne, gegeneinander versetzte

Gesteinspakete ist neben der bereits erwähnten Ausnahme nach Morphologie und Kartenbild auszuschliessen.

- Das lateral rasche Auskeilen und teils abrupte Fehlen gewisser Horizonte kann durch Verschuppung entstanden sein. Dabei ist nicht ausser Acht zu lassen, dass ein lateraler Wechsel der Lithologie auch durch Wechsel im ursprünglichen Ablagerungsmilieu bedingt sein kann.
- Unsicher ist der Verlauf der Schubfläche zwischen Ilanzer- und Waltersburger-Schuppe zwischen Affeier und Meierhof. Morphologie und Kartenbild lassen hier auf Sackungen im Serizitgneis schliessen, die den Übergang von Waltersburger- zu Ilanzer-Schuppe der Beobachtung entziehen.

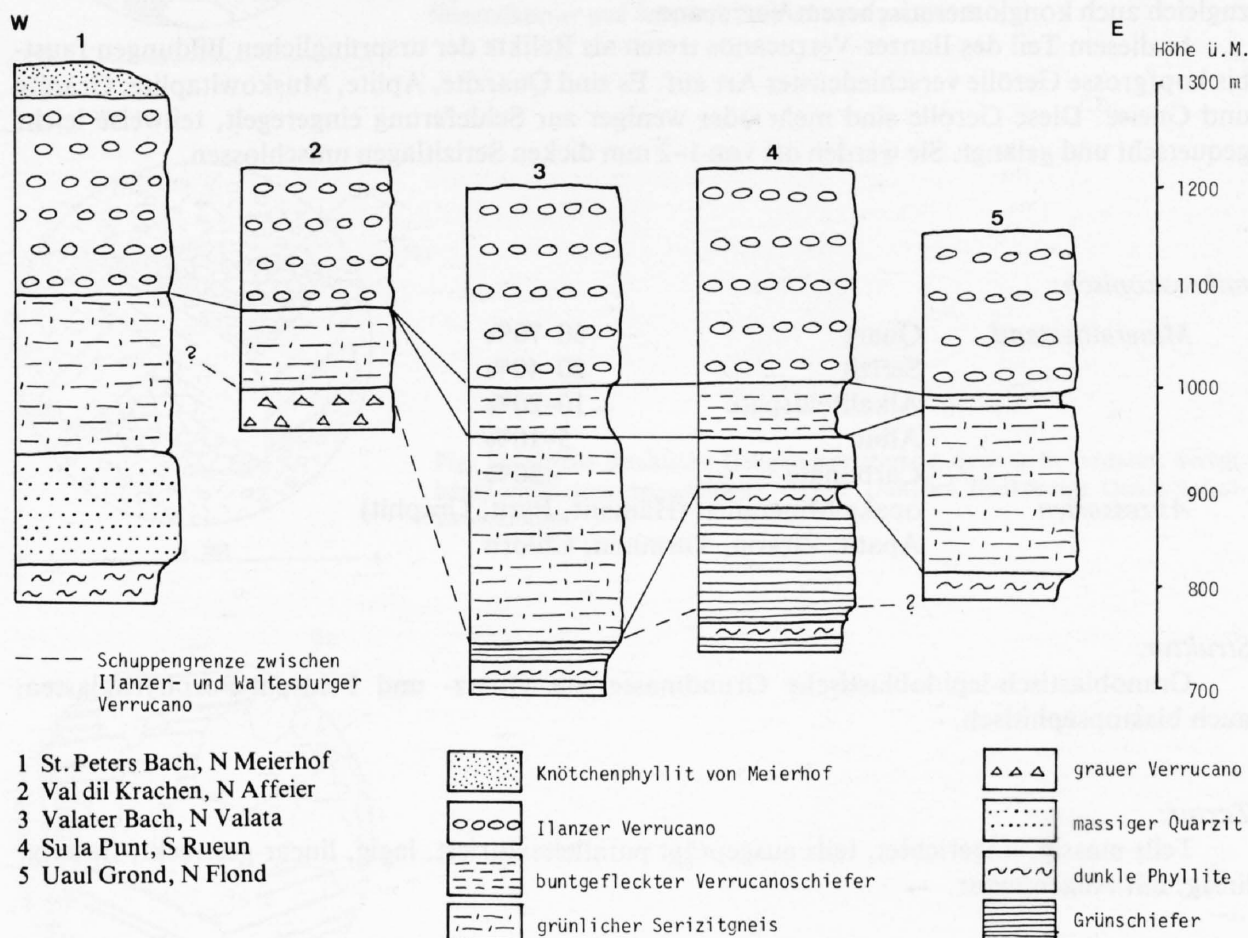


Fig. 4: Profile im Verrucano von Ilanz-Obersaxen

1.4 Petrographische Beschreibung des Ilanzer Verrucano

Eine eingehendere petrographische Charakterisierung beschränkt sich auf den Ilanzer Verrucano, als Träger der Vererzungen. Für die andern Gesteine wird auf STAUB (1980) verwiesen.

makroskopisch:

Der Ilanzer Verrucano ist ein meist deutlich geschiefertes, konglomeratartiges bis gneisartiges Gestein von im allgemeinen blassgrünlicher Farbe. Typisch sind dunkelgraue bis rotviolette

Flecken oder Schmitzen von variabler Grösse im Millimeter- bis Zentimeter-Bereich. Die blassgrüne Farbe wird im wesentlichen durch meist zusammenhängende, oft fleckige Serizithäute hervorgerufen, welche ungefähr parallel zur Schieferung S_1 verlaufen. In einer feinkörnigen Masse aus Quarz und Serizit liegen millimeter- bis zentimetergrosse, deutlich parallel zur Schieferung ausgewalzte Quarzlinsen, die dem Gestein zusammen mit dem ausgeprägt schiefrigen Charakter gneisartiges Aussehen verleihen.

Der Ilanzer Verrucano variiert recht stark in seiner Ausbildung: Zuoberst, direkt unter der Trias, setzt er meist mit sehr hellen, oft nahezu weissen Quarziten ein. Diese haben in der Regel eine ziemlich konstante Komponentengrösse von 2 bis 5 mm. Typisch für diesen obersten Ilanzer Verrucano sind rosa gefärbte Quarzkörner. Gegen unten erfolgt ein Wechsel zu grobkörnigerem, zugleich auch konglomeratischerem Verrucano.

In diesem Teil des Ilanzer-Verrucanos treten als Relikte der ursprünglichen Bildungen faust- bis kopfgrosse Gerölle verschiedenster Art auf. Es sind Quarzite, Aplite, Muskowitaplite, Granite und Gneise. Diese Gerölle sind mehr oder weniger zur Schieferung eingeregelt, teilweise leicht gequetscht und gelängt. Sie werden oft von 1–2 mm dicken Serizitlagen umschlossen.

mikroskopisch:

<i>Mineralbestand</i>	Quarz	50–70%
	Serizit	20–40%
	Alkalifeldspäte	10–20%
	Albit	5–10%
	Carbonate	–20%
<i>Akzessorien</i>	opake Mineralien (Hämatit, Pyrit, Graphit)	
	Apatit, Zirkon, Turmalin, Chlorit	

Struktur:

Granoblastisch-lepidoblastische Grundmasse mit Quarz- und Feldspat-Porphyroklasten, auch blastopsephitisch.

Textur:

Teils massig, ungerichtet, teils ausgeprägt paralleltexturiert, lagig, linear-gestreckt, flaserig-linsig, mit Augentextur.

Beschreibung der Mineralien und ihrer Verwachsungen:

Der *Quarz* bildet linsenförmige, meist stark undulös auslöschende Aggregate von 5–10 mm Grösse. Seine Optik ist oft schwach zweiachsig. Randlich ist der Quarz zuweilen feinkörnig rekristallisiert und bildet von kleinen Serizitschüppchen durchsetzte Mosaik.

Die *Hellglimmer* treten vor allem als feinschuppiger Serizit in der Zwischenmasse auf. Dieser bildet einerseits zusammen mit Quarz ein feinkörniges Mosaik, er ist andererseits auch parallel zur Schieferungsrichtung in dünnen Häuten angereichert. Untergeordnet findet man grössere Hellglimmerschuppen. Die genauere Bestimmung der Hellglimmer erfolgte röntgenographisch (siehe Kapitel 2).

Die *Feldspäte* liegen in grösseren Mineralkörnern vor, sie beteiligen sich nicht am Aufbau der meist sehr feinkörnigen Quarz-Serizit-Matrix. Die *Alkalifeldspäte* sind meist von rundlicher Form. Randlich sind sie oft zersetzt unter Neubildung von feinkörnigem Quarz und feinschuppigem Serizit. Es sind meist Orthoklase, teils auch Mikrokline mit typischer Zwillingsgitterung und Mikroperthite. Myrmekitische Verwachsung von Quarz mit Plagioklas wurde selten beobachtet.

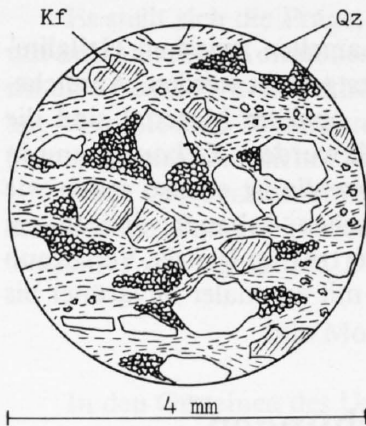


Fig. 5a: Neubildung von feinkörnigem Quarz im Druckschatten grösserer Mineralkörner und Serizit in feinen Lagen parallel S_1 .

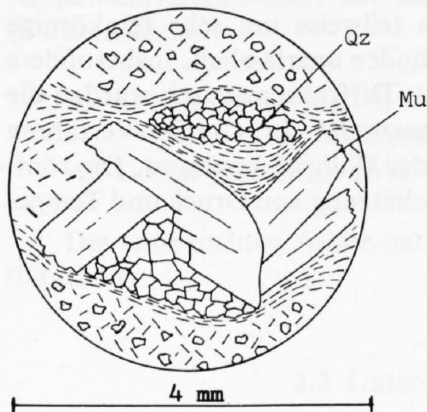


Fig. 5b: Grosse detritische Hellglimmerschuppe, quer zu S_1 verdreht. Serizithäute umfliessen neugebildeten Quarz. Daneben feinkörnige Quarz-Serizit-Grundmasse.

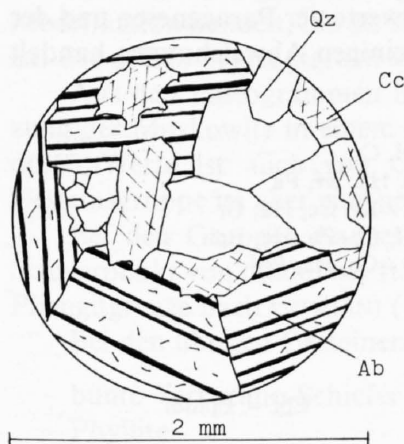


Fig. 5c: Feinlamellierter und leicht serizitisierter Albit mit Quarz, Calcit und Serizit.

Der *Albit* ist meist durch Serizitisierung stark zersetzt. Die Zersetzung ist teilweise so weit fortgeschritten, dass Zwillinglamellen nur noch schlecht sichtbar sind und die Umrisse der Mineralkörner in der feinkörnigen Quarz-Serizit-Grundmasse nur schwach zu erkennen sind. Der Anorthitgehalt des Albites ist sehr gering. Bei optisch positivem Charakter wurden Auslöschungsschiefen von $12-18^\circ$ bestimmt, was auf An-Gehalte von $0-5\%$ hinweist.

Bei den *Carbonaten* handelt es sich meist um Fe-haltigen *Calcit*, untergeordnet um Fe-haltigen Dolomit. Beide Carbonate treten in der Matrix linsenförmig oder unregelmässig angehäuft auf.

Akzessorien, opake Mineralien:

Auffällig ist die Anreicherung opaker Mineralien in dünnen Lamellen zwischen Hellglimmerschuppen. Anhand der idiomorphen Kornformen konnte *Pyrit* festgestellt werden. Anreicherungen von blutrot durchscheinendem *Hämatit* und feinkörnigem, opakem Material sind die grauschwarzen bis violetten Schmitzen, die makroskopisch festgestellt wurden. *Zirkon* kommt in kurzstengeligen, leicht gerundeten, gedrungenen Körnchen vor. *Turmalin* ist ebenso selten wie Zirkon festgestellt worden. Er ist leicht erkennbar mit seinen typischen, gebaucht-dreieckigen Querschnitten und der flaschengrünen, oft zonaren Färbung. *Chlorit* tritt im Ilanzer Verrucano nur sporadisch auf. Meist hat er schwach grünlichen Pleochroismus mit anomaler olivgrüner bis brauner Interferenzfarbe.

2. Röntgenographische Untersuchungen

Da es sich bei der Verrucano-Serie von Ilanz-Obersaxen teilweise um sehr feinkörnige Gesteine handelt, war die Anwendung röntgenographischer Methoden unerlässlich. Insbesondere wurden die Schichtsilikate röntgenographisch genauer bestimmt. Diffraktometrisch wurden die Gesamtgesteinsparagenesen und die Schichtsilikatverhältnisse bestimmt. Im Guinier-Verfahren wurde der Phengitgehalt des Muskowits sowie der Chemismus der Chlorite bestimmt. Die röntgenographischen Daten der Schichtsilikate wurden auch zur Abschätzung von Druck und Temperatur während der alpinen Metamorphose verwendet.

2.1 Röntgendiffraktometrie

Ergebnisse und Diskussion

Es wurden 121 Proben untersucht, die sich pro Gesteinsgruppe der Häufigkeit des Auftretens entsprechend verteilen. In STAUB (1980) finden sich die Einzelwerte der Paragenesen und der Schichtsilikatanteile. Hier wird nur eine Übersicht gegeben. Mit einigen Abweichungen handelt es sich um folgende *Hauptparagenesen*:

Ilanzer-Verrucano und Serizit-Gneise	Qz, Ab, Mu / Kf, Chl, Cc
bunte Verrucano-Schiefer	Qz, Ab, Mu, Chl, Cc, Hä, Kf, Pa
Phyllite	Qz, Ab, Mu, Chl, Pa / Kf, Cc, Hä, Gr
Grünschiefer	Qz, Ab, Mu, Chl / Kf, Cc, Pa, Hä, Epi
Konglomerate mit vulkanischen Komponenten	Qz, Ab, Mu, Chl, Pa / Cc, Hä, Epi
Quarzite und Quarzporphyre	Qz, Ab, Kf, Mu
Spatkalk bei Rueun	Qz, Mu, Cc, Gr

Die Abkürzungen bedeuten:

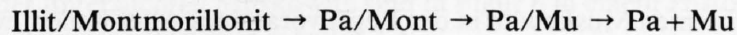
Qz = Quarz	Mu = Muskowit	Cc = Calcit	Epi = Epidot
Ab = Albit	Chl = Chlorit	Hä = Hämatit	
Kf = Alkalifeldspat	Pa = Paragonit	Gr = Graphit	

Die *Schichtsilikatzusammensetzung* ist für die verschiedenen Gesteinsgruppen charakteristisch:

Ilanzer-Verrucano	
Serizit-Gneise	
Quarzite	Muskowit tritt fast immer als einziges Schichtsilikat auf.
Quarzporphyre	
bunte Verrucano-Schiefer	Neben Muskowit ist durchwegs Chlorit vorhanden, in einigen Fällen auch Paragonit.
Grünschiefer	
Phyllite	Auftreten von Muskowit, Chlorit und meist auch Paragonit.
Konglomerate mit vulkan. Komponenten	

Es stellt sich die Frage, warum Paragonit fast nur in den Phylliten und den Konglomeraten mit vulkanischen Komponenten auftritt. WINKLER (1974) gibt für die erste Bildung von Paragonit die Grenze zwischen Anchizone und Grünschieferfazies bei Metamorphose des Barrow-Typen an. Verschiedene Bildungsreaktionen sind bekannt. Wichtig ist für die Bildung von Paragonit immer ein natriumreiches Milieu.

Nach CHATTERJEE (1973) gilt die bei schwacher Diagenese und in der Anchimetamorphose entstehende Paragonit/Montmorillonit-Wechselagerungsstruktur (Allevardit) als metastabiler Vorläufer von Paragonit. Die Bildungsreihe lautet:



In den Gesteinen des Untersuchungsgebietes ist nur noch Mu + Pa anzutreffen, die Wechselagerungsstruktur Pa/Mu konnte in keinem Fall festgestellt werden.

Die von TURNER & VERHOOGEN (1960) definierte Grenze zwischen Grünschiefer- und Amphibolitfazies basiert auf dem sprunghaften Wechsel des Anorthitgehaltes der Plagioklase (Peristeritlücke):

An-Gehalt kleiner als 7%	Grünschieferfazies
	Peristeritlücke
An-Gehalt grösser als 15%	Amphibolitfazies

Die untersuchten Albite haben immer den für Grünschieferfazies typischen geringen Anorthitgehalt.

2.2 Untersuchung anhand von Guinier-Aufnahmen

Aus den Röntgenfilmen geht hervor, dass es sich bei den Muskowiten stets um die $2M_1$ -Modifikation handelt, die als stabilste Modifikation in diesem Metamorphosebereich zu erwarten ist. Die $d(060)$ -Werte streuen von 1.489 bis 1.507 Å, die b_0 -Werte von 8.998 bis 9.045 Å.

Aus den Histogrammen in STAUB (1980) ist ersichtlich, dass die chemische Zusammensetzung der Muskowite in einem relativ weiten Bereich variiert. Der Schwerpunkt (Mittelwert) der $d(060)$ -Werte ist auch von Gesteinsgruppe zu Gesteinsgruppe verschieden. Innerhalb einer Gesteinsgruppe ist aber eine gewisse Kohärenz der $d(060)$ -Parameter festzustellen.

Bei den Gruppen Ilanzer-Verrucano/Serizitgneise und Quarzporphyre/Quarzite liegt der Schwerpunkt von $d(060)$ bei 1.505 Å. Nach GRÄSER & NIGGLI (1966) liegen hier Phengite vor. Die Phengitgrenze nach CIPRIANI (1968) liegt bei 1.5043 Å.

Bei den übrigen Gesteinen liegen die Schwerpunkte der d -Werte merklich tiefer:

- bunte Verrucano-Schiefer $d(060) = 1.503$ Å
- Phyllite 1.501
- Kgl. mit. vulkan. Komp. 1.503
- Grünschiefer 1.501

In diesen Gesteinen liegen also Muskowite mit aluminiumreicherem Chemismus vor, während die zwei ersten Gesteinsgruppen aluminiumärmere, also phengitischere Muskowite aufweisen.

Der durch CHATTERJEE & JOHANNES (1974) bestimmte $d(060)$ -Wert für synthetischen Muskowit $2M_1$ beträgt 1.498 Å. Dieser Wert liegt unterhalb der $d(060)$ -Mittelwerte aller hier bearbeiteten Proben, deckt sich aber gut mit den Werten, die sich bei einigen separierten grobschuppigen Muskowiten ergaben mit einem Schwerpunkt bei $d(060) = 1.497$ Å.

Nach GUIDOTTI & SASSI (1975) wird die Zusammensetzung von Muskowiten nicht nur durch intensive Parameter wie Druck und Temperatur, sondern auch durch den Gesamtgesteinschemis-

mus und die vorliegenden Paragenesen beeinflusst. Die Proben mit der Teilparagenese Muskowit/Paragonit weisen innerhalb einer Gesteinsgruppe immer die aluminiumreichsten Muskowite auf. Da mikroskopisch zwei Muskowit-Generationen unterschieden werden konnten, wurde untersucht, ob sich diese auch röntgenographisch unterscheiden lassen. Ausgesprochen feinschuppiger Serizit bildet den Hauptanteil der Hellglimmer. Er ist parallel zur Schieferung S_1 eingeregelt gewachsen und bildet schieferungsparallel verlaufende Serizithäute.

Vereinzelt findet man grössere Muskowitschuppen, oft verbogen, häufig schräg oder quer zu Schieferungsflächen von S_1 gestellt.

GRÄSER & NIGGLI (1966) haben bei der chemischen Untersuchung von Hellglimmern festgestellt, dass die untersuchten Muskowite in der Regel voralpines Alter haben, während die phengitischen Muskowite und Phengite alpine Neubildungen darstellen.

Mit diesen Resultaten decken sich jene von SASSI (1972). Er untersuchte die $d(060)$ - und die b_0 -Werte von Hellglimmern in niedrigmetamorphen Gesteinen der Ostalpen und fand, dass alpin-metamorphe Hellglimmer immer Phengite, präpermisch metamorphe Hellglimmer immer Muskowite sind.

SATIR & MORTEANI (1979) haben bei der petrographischen und geochronologischen Untersuchung an Hellglimmern der Schwazer Augengneise (Salzburg, Österreich) festgestellt, dass schon im niedrigtemperierten, aber wahrscheinlich druckbetonten ersten Teil der herzynischen Metamorphose Phengite entstanden sind. Diese Feststellung steht in Gegensatz zur bisherigen Erkenntnis, wonach Phengite im Alpenraum immer alpine Neubildungen darstellen.

Zur Unterscheidung verschiedener Muskowit-Generationen im gleichen Gestein können auch die von RIVERS & FYSON (1977) gemachten Beobachtungen herangezogen werden. Sie stellten fest, dass mit zunehmender Metamorphose

- die Korngrösse des Muskowits zunimmt
- die Dicke der Muskowitplättchen zunimmt
- die Anzahl der Muskowitkörner pro Gesteinsvolumen abnimmt.

Diese Feststellungen bestätigen, dass die grossen Hellglimmerschuppen in den Gesteinen des Untersuchungsgebietes zum *alten, herzynisch gebildeten Mineralbestand* gehören.

Sie sind in Amphibolitfazies der präpermischen Metamorphose gebildet worden und liegen nun im Verrucano als alte Bildung detritisch vor, während die feinschuppigen Hellglimmer (Serizit) eine Neubildung in Grünschieferfazies der alpinen Metamorphose darstellen.

Die untersuchten grobschuppigen Muskowite wurden Gesteinsproben der Gruppe Ilanzer Verrucano/Serizitgneise entnommen. Nur in dieser Gruppe konnten grössere Hellglimmer gefunden werden. Aufgrund röntgenographischer Daten lässt sich nach WETZEL (1973) die chemische Zusammensetzung der Chlorite bestimmen. Im Chlorit-Diagramm nach HEY (1954) fallen die untersuchten Chlorite in das Feld der Ripidolite.

3. Zur alpinen Metamorphose des Verrucanos von Ilanz-Obersaxen

3.1 Das Muskowit-Phengit-Geobarometer; Druckabschätzung

Nach SASSI & SCOLARI (1974) kann aufgrund des Phengitgehaltes des Muskowits in pelitischen Gesteinen der Grünschieferfazies der Druck, der während der Metamorphose geherrscht hat, abgeschätzt werden. Die Anwendung dieses Barometers kann nur in Grünschieferfazies erfolgen, in höher metamorphen Gesteinen ist es nicht anwendbar. Da im Untersuchungsgebiet Grünschieferfazies vorliegt, habe ich versucht, das Muskowit-Phengit-Geobarometer anzuwenden.

Bedingung dafür ist das Vorhandensein einer bestimmten Paragenese. Folgende Bedingungen müssen erfüllt sein:

- Das Probematerial darf keinen Margarit, Paragonit oder Pyrophyllit enthalten.
- Hohe Quarz- und Chloritgehalte wirken sich störend aus, indem sie den b_0 -Gitterabstand von Muskowit nach höheren Werten hin verschieben.
- Zu hoher Carbonatgehalt verschiebt b_0 von Muskowit nach tieferen Werten.

Diese Bedingungen wurden durch die Gesteinsgruppe Ilanzer-Verrucano/Serizitgneise erfüllt. Ihre Paragenese mit Mu, Qz, Ab und Cc ist für die Anwendung dieser Methode geeignet.

Die b_0 -Werte der untersuchten Muskowite sind in Figur 6 in einem Histogramm aufgetragen. Die Diskussion der Resultate erfolgt in Kapitel 3.4.

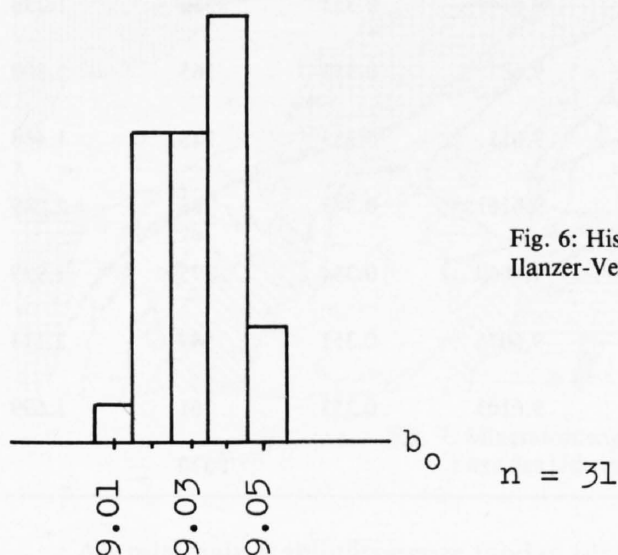


Fig. 6: Histogramm der b_0 -Werte von Muskowiten der Gesteinsgruppe Ilanzer-Verrucano/Serizitgneise

3.2 Das Muskowit-Paragonit-Thermometer; Temperaturabschätzung

Zwischen Muskowit und Paragonit besteht eine breite Mischungslücke, die nach den Untersuchungen von EUGSTER & YODER (1955) und ZEN & ALBEE (1964) mit zunehmender Temperatur kleiner wird, das heisst, dass der Natriumgehalt im Muskowit kontinuierlich zunimmt. Paragenesen mit Muskowit und Paragonit können daher als geologisches Thermometer verwendet werden.

Der Na-Gehalt des Muskowits lässt sich röntgenographisch aus der Lage des (002)-Reflexes ermitteln. Der Ersatz des Kaliums durch Natrium bewirkt eine Verringerung des $d(002)$ -Abstandes.

Zur Berechnung des Paragonitgehaltes in Muskowit wurde die Gleichung von ZEN & ALBEE (1964) verwendet:

$$\text{Mol\% Pa in Mu} = \frac{10.034 - d(002)\text{Mu}}{0.427}$$

Zur Bestimmung des $d(002)$ -Abstandes wurde der (0010)-Reflex ausgemessen, wobei Quarz als interner Standard diente.

Messanordnung:

Cu K, 40kV, 20mA, $1/8^\circ$ pro Minute

Papiervorschub 400 mm/h, TC = 1

Der Messfehler beträgt für den (0010)-Abstand bei fünfmaliger Messung 0.0004 Å. Die Resultate sind in Tabelle 1 zusammengefasst.

Tabelle 1: *d(002)-Daten koexistierender Muskowite und Paragonite und Temperaturen nach ROSENFELD, GOLDSMITH & NEWTON (1969)*

Probe-Nr.	Paragenese	$d(002)_{\text{Mu}}$	Mol-% Pa in Mu	$d(002)_{\text{Pa}}$	$d(002)_{\text{Mu-Pa}}$	Temperatur °C	y
16	Mu, Pa, Chl, Qz, Ab, Cc	9.9565	18.1	9.6075	0.349	395	2.307
35	Mu, Pa, Chl, Qz, Cc, Hä	9.955	18.5	9.6065	0.348	400	2.445
49	Mu, Pa, Chl, Qz,	9.9605	17.2	9.6092	0.351	378	1.938
58	Mu, Pa, Chl, Qz, Ab, Cc	9.9681	15.4	9.6149	0.353	312	1.238
71	Mu, Pa, Chl, Qz, Ab, Cc	9.962	16.8	9.607	0.355	365	1.800
73	Mu, Pa, Chl, Qz, Ab	9.9656	16.0	9.611	0.355	345	1.468
86	Mu, Pa, Chl, Qz, Ab, Cc	9.9593	17.5	9.6161	0.343	386	2.049
293	Mu, Pa, Chl, Qz, Ab, Cc	9.9606	17.2	9.6069	0.354	375	1.929
320	Mu, Pa, Chl, Qz, Ab	9.9586	17.7	9.6075	0.351	389	2.113
327	Mu, Pa, Chl, Qz, Ab, Cc	9.9631	16.6	9.6103	0.353	361	1.699
$\bar{T} 370$							

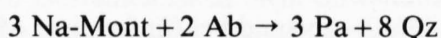
3.3 Die Fazieszugehörigkeit des Untersuchungsgebietes

Nach den mikroskopisch und röntgenographisch bestimmten Mineralparagenesen mit Qz, Ab, Kf, Mu, Chl, Pa, Cc zu schliessen, liegt das Untersuchungsgebiet im niedrigtemperierten Bereich der regionalen Metamorphose, der Grünschieferfazies, in deren tiefsttemperierter Subfazies, der Quarz-Albit-Muskowit-Chlorit-Subfazies nach WINKLER (1974).

Das Untersuchungsgebiet liegt unmittelbar südlich der Interngrenze der Stilpnomelanzone nach NIGGLI (1974). Stilpnomelan, der für die Grünschieferfazies kein kritisches Mineral ist (er tritt bekanntlich schon in der Prehnit-Pumpellyit-Fazies auf und bleibt teilweise bis in die höhergradige Grünschieferfazies beständig) bildet sich nur in tonigen Sedimenten in Fe^{2+} -reichem und Mg-armem System. In den untersuchten Gesteinen konnte kein Stilpnomelan nachgewiesen werden.

Die Chloritoid-Isograde nach NIGGLI (1970) verläuft ebenfalls durch das Untersuchungsgebiet. Die Bildung von Chloritoid erfolgt unter ähnlichen Bedingungen wie jene von Stilpnomelan. Das Fe/Mg-Verhältnis muss gross sein, ebenso der Al-Gehalt, dies bei kleinen Gehalten an K, Na und Ca. Chloritoid tritt daher nie mit Stilpnomelan, auch nicht mit Alkalifeldspat zusammen auf. Auch Chloritoid konnte in den untersuchten Gesteinen nicht nachgewiesen werden. Dass Stilpnomelan und Chloritoid in den vorliegenden Gesteinen fehlen, ist auf den Chemismus der ursprünglichen Sedimente zurückzuführen, der für die Bildung dieser Mineralien offenbar ungeeignet war.

Für die Abgrenzung des Metamorphosegrades gibt es in diesem niedrigmetamorphen Bereich wenig Möglichkeiten. CHATTERJEE (1973) hat die tiefere thermische Stabilität von Paragonit anhand der Reaktion



untersucht.

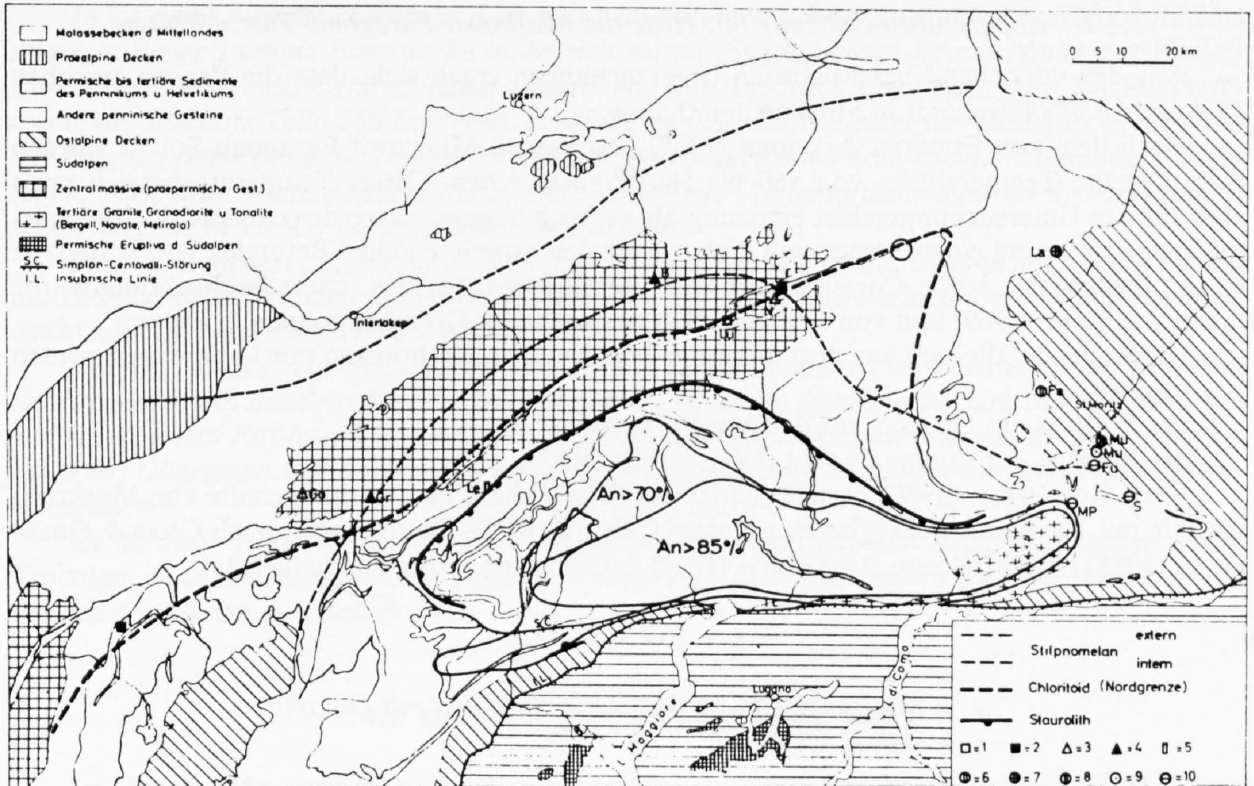


Fig. 7: Mineralzonengrenzen aus NIGGLI (1974)
Lage des Untersuchungsgebietes ○

Als minimale Stabilitätsgrenze fand er für Paragonit 335°C bei 2 kbar. Aufgrund der Untersuchung von Phasenbeziehungen von paragonit- und quarzführenden Gesteinen durch CHATTERJEE zeigte sich, dass bei erreichtem Gleichgewicht die Teilparagenese Paragonit + Alkalifeldspat nicht auftreten sollte, weil die Teilparagenese Muskowit + Albit stabiler ist. Diese Bedingung ist bei den untersuchten Gesteinen stets erfüllt.

Die Teilparagenese Alkalifeldspat + Chlorit, die in einigen Fällen beobachtet werden konnte, weist ebenfalls auf tiefere Grünschieferfazies hin.

Das praktisch vollständige Fehlen von Biotit gibt ebenfalls einen Hinweis darauf, dass das Gebiet in niedriggradiger Grünschieferfazies überprägt ist.

Eine genauere Abgrenzung des Metamorphosegrades ist bei den vorliegenden Mineralparagenesen nicht möglich.

3.4 Diskussion der Resultate

3.4.1 Druckabschätzung nach SASSI & SCOLARI

Wie aus Figur 6 zu entnehmen ist, streuen die b_0 -Werte der Muskowite aus den 31 berücksichtigten Proben von 9.005 bis 9.055 Å. Der Mittelwert liegt bei 9.030 Å, die Standardabweichung beträgt 0.01 Å.

Die relativ starke Streuung der b_0 -Werte kann durch die variable Zusammensetzung der Proben bezüglich Quarz, Alkalifeldspat und Carbonat bedingt sein. Vom Mittelwert 9.030 Å ausgehend, gelangt man nach SASSI & SCOLARI (1974, Fig. 1 u. Tab. 2) in den intermediate-pressure-Bereich in Gesteinen, die aus der Metamorphose des Barrow-Typs bei Drucken von 2 bis 3 kbar hervorgegangen sind. Der Mittelwert von b_0 kommt jenem der Population 4 aus SASSI (1972) von Proben aus dem Permo-Mesozoikum der Ostalpen am nächsten.

3.4.2 Temperaturabschätzung mit Hilfe des Muskowit-Paragonit-Thermometers

Aus den vorstehend beschriebenen Untersuchungen ergab sich, dass die Proben zwischen 15.4 und 18.5% Paragonit in Muskowit enthalten.

Nach dem von EUGSTER & YODER (1955) bestimmten Muskowit-Paragonit-Solvus würden diese Gehalte Temperaturen von 560 bis 580°C entsprechen. Dieser Temperaturbereich muss aber für das Untersuchungsgebiet eindeutig als zu hoch angesehen werden, müsste doch bei dieser Temperatur und einem Druck von 2 kbar nach den experimentellen Befunden von SCHREYER et. al. (1964) längst schon Cordierit und Biotit gebildet worden sein. Diese Beobachtung wurde schon von FREY (1969) und von FRANK (1979) gemacht. Als Gründe kommen in Frage:

- Unterschiede, die sich aus dem Vergleich von Naturbeobachtungen mit Laborexperimenten ergeben,
- der Einfluss des Druckes auf den Mu-Pa-Solvus,
- der Einfluss der fluiden Phasen (CO₂, KWSt. H₂O).

Nach ROSENFELD (1969) besteht jedoch die Möglichkeit, die Natriumgehalte von Muskowiten, die mit Paragonit koexistieren, mit dem Calcit-Dolomit-Thermometer nach GRAF & GOLDSMITH (1955) zu korrelieren. ROSENFELD (1970) hat folgende Beziehung hergeleitet:

$$y = 919.4 - 92.11 x$$

y = Mol% MgCO₃ in Calcit koexistierend mit Dolomit

x = $d(002)$ Muskowit

Die derart ermittelten Temperaturen der Tabelle 1 wurden bei einem Druck von 2.5 kbar (Fig. 3 in GOLDSMITH & NEWTON, 1969) abgelesen. Die so erhaltenen Temperaturen streuen im Bereich von 300 bis 400°C, einem Temperaturbereich, der für das betrachtete Gebiet zu erwarten ist.

4. Zur Geschichte des Bergbaus im Bündner Oberland

4.1 Einleitung

Um über die Bergbaugeschichte des Untersuchungsgebietes Aufschluss zu erhalten, habe ich bei den Archivaren der Gemeinden Obersaxen, Waltenburg und Andiastr – leider ohne viel Erfolg – um Nachforschung nach Schriftdokumenten betreffend Bergbau gebeten. Meine nun folgenden Angaben stützen sich auf PLATTNER (1878), der sämtliche churrätischen Geschichtsquellen durchforscht hat, um Alter, Ausdehnung und volkswirtschaftliche Bedeutung des Bergbaus in Churrätien kennenzulernen. Einige Bemerkungen sind einem Artikel von HEIM (1970) entnommen.

4.2 Die Frühzeit des Bergbaus in der Surselva

Plattners einleitende Bemerkung gilt wohl auch für das Bündner Oberland und für Obersaxen: PLATTNER, Seite 5)

«In Helvetien und Noricum, den Nachbarländern Rätians, ward schon zur Zeit der Römer ein schwunghafter Bergbau, insbesondere auf Eisen, betrieben worden. Von bergmännischer Tätigkeit in Rätien aus so entlegener Zeit ist keine schriftliche Kunde auf uns gekommen. Römische Schmelztigel und uralte Schlacken wurden jedoch vor einigen Jahren von J. A. Natsch in Mels und Konservator Jmmler in St. Gallen auf dem Burghügel von Vilters, dieser ergiebigen Fundstelle keltischer und römischer Altertümer aufgefunden ...

Es ist nicht unwahrscheinlich, dass selbst in einzelnen schwer zugänglichen Tälern Rätians schon in dieser Periode Eisenwerke in Betrieb waren. Spätlateinisch ist der Name des Weilers Canicul im Ferreratal, Caniculi heisst Erzgruben. Der Ausdruck Cunicunis, dem wir im Testamente des Bischofs Tello 766 begegnen, scheint eine fehlerhafte Lesart für Cuniculis zu sein und auf Bergbau (oder Bewässerungsgräben) in den Besitzungen am Vorderrhein, insbesondere Obersaxen, Ruis und Waltensburg hinzudeuten. Bestimmte Andeutungen, dass im 8. Jahrhundert schon Bergbau betrieben wurde, fehlen uns durchaus.»

PLATTNER äussert sich also über die Frühzeit des Bergbaus in Graubünden nur vorsichtig vermutend und stellt fest, dass aus jener Zeit keine schriftliche Überlieferung über Art und Ausmass des bündnerischen Grubenbaus vorhanden sind.

HEIM (1970) sagt zur Frühzeit des Bergbaus in Graubünden: *«Vieles deutet darauf hin, dass der Erzbergbau in Bündens Bergen viel, viel älter ist, als es die überlieferten Urkunden wahrhaben wollen. Von den Kupfer-, Blei- und Zinkvorkommen in Ruis/Andiast und von der Fahlerzlagstätte auf Obersaxen wird vermutet, dass sie ursprünglich schon im 8. Jahrhundert abgebaut worden seien.»*

Es ist also festzuhalten, dass man aus jener Zeit keine sicheren Angaben machen kann. Trotzdem ist es möglich, dass der Bergbau – wenn auch in einem kleinen Rahmen betrieben – in die Zeit der Römer zurückreicht.

4.3 Der Erzbergbau nach dem Jahre 1000

Im Jahre 1354 werden nach PLATTNER erstmals die Erzgruben im Bündner Oberland erwähnt: In der Disentiser Klostergeschichte ist die Rede von einem Streit unter kirchlichen Brüdern um das Silberbergwerk des Abtes von Disentis im Val Medel.*

In einer Urkunde von 1459 im bischöflichen Archiv in Chur verschafft sich der Graf Jos Niclas von Zollern von Amman und Gemeinde (Gerichtsgemeinde) Waltensburg die Bewilligung und das Recht, in ihren Wäldern das zum Betrieb der dortigen Bergwerke nötige Holz zu holen und in der Alp Weiden zu benützen.

Eine Bergwerksordnung für die Herrschaften Rhäzüns und St. Jörgenberg aus dem Jahre 1468 bestätigt, dass im Gebiet des Vorderrheins im 15. Jh. sicher Bergbau betrieben wurde (PLATTNER, S. 26). Eine weitere Quelle zur Bergbaugeschichte jener Zeit liegt im Staatsarchiv Graubünden (MOHR: Darstellung vaterländischer Geschichte, 15. Jh.).

Darin wird der Verkauf der Herrschaft St. Jörgenberg von Graf Jos Niclas von Zollern an das Kloster Disentis 1472 ... *«doch mit Vorbehalt allerlei Erzes, Metal und Bergwerk»* ... erwähnt und weiter: *«1490 Konradin von Marmels kauft die Herrschaft Rhäzüns von den Grafen von Hohenzollern mit Ausnahme aller Bergwerke und Erz, sei es Gold, Silber, Kupfer, Blei oder anderes, wie und wo das in unserer Herrschaft Rhäzüns, Obersaxen und in der Herrschaft St. Jörgenberg liegt oder zu finden ist.»*

Jedenfalls ist hier nach 1500 ein ziemlich reger Bergbau nachgewiesen. Es stellt sich aber immer wieder die Frage, ob und wie erfolgreich die Erzsuche im Laufe der Zeit war. Angesichts der Erzgängen, wie sie heute noch zu finden sind, darf man wohl kaum annehmen, dass der Bergbau im Vorderrheintal jemals erfolgreich und wirtschaftlich betrieben werden konnte.

4.4 Der Erzbergbau nach dem Jahre 1500

Ein erzgeschichtliches Kulturdokument ersten Ranges ist nach PLATTNER zweifellos das erst um die Mitte des 19. Jh. wiedergefundene Verzeichnis der Erzbergwerke des Davoser Bergrichters Christian Gadmer aus dem Jahre 1588, der für den damaligen Regalinhaber, Erzherzog Ferdi-

* Lokalität heute unbekannt

mand von Österreich, die Bergwerke im Bund der zehn Gerichte (Belfort, Davos, Klosters, Castels, Schiers, Schanfigg, Langwies, Churwalden, Maienfeld und Aspermont) zu verwalten hatte. Dieses Verzeichnis beinhaltet 93 Erzgruben, wovon sich allein 7 in den Gemeinden Obersaxen und Ruis befinden.

Obersaxen: Nr. 79 St. Johann am Rhein bei Ruis, 80 St. Peter, wahrscheinlich Vererzung von Affeier.

Ruis: Nr. 81 St. Jakob, 82 St. Johann, Gruben im Andester Tobel, 83 St. Thomas, 84 St. Michael, 85 St. Johann.

Aus den folgenden Jahrhunderten liegen viele Urkunden betreffend Bergbau in Graubünden vor. Es bildeten sich mancherorts Gewerkschaften zur Ausbeutung bereits bekannter Vorkommen und zur Suche nach neuen Erzbauen. Unter den Schriften befinden sich Pachtverträge, Regelungen bezüglich des zur Verhüttung notwendigen Holzschlages und Transportes. (PLATTNER, S. 70)

Zu Beginn des 19. Jh., am 27. Oktober 1804, gründete Alt-Landamann Peter Demenga von Misox (Spezereihändler in Ilanz) eine Bergbaugesellschaft, die wiederum auf privater Basis teils im Oberland, teils in der Landschaft Schams arbeitete.

Aus jener Zeit stammt eine Beschreibung der Cava da Mettal unterhalb Affeier von C. U. v. Salis, die den Zustand der Grube im Sommer 1810 beschreibt (PLATTNER, S. 71): *«Zwei Stunden ob Ilanz, am rechten Rheinufer, unter dem Plateau, auf welchem das Dorf Obersaxen liegt, befindet sich eine steile, kahle Felswand, in welcher sich die Erzlager befinden, auf welche gebaut wurde. Mittelst eines Einfahrtschachtes, der von besagtem Plateau aus 3.5 Lachter niederging, und einer söhligen Auffahrung von 1.5 Lachter hatte man das Lager ausgerichtet, den Bau von dem äussersten nördlichen Punkt des Schachtes an nach Süden verführt und das Feld auf der oberen Strecke auf 33 Lachter erbrochen. Vor Ort dieser Strecke stunden im Juli 1810 2 Zoll mächtige Fahlerze in körnigem Baryt an. Sie wurden verfolgt und versprochen Ausdauer.*

Tiefer unten, wozu das Lager durch Erzverhaue, die teils von den Alten, teils in neueren Zeiten unternommen wurden, zugänglich wurde, war das südliche Feld noch weitere 17 Lachter erlängte; man brach daselbst östlich gegen das Erzlager hinaus und hatte bereits Spuren von Erzen.

Rückwärts vom südlichen Ort der unteren Strecke, ungefähr in der Mitte des Bandes, hatte man zu Tag gegen jene erwähnte steile Felswand hinaus gebrochen und daselbst durch Erweiterung des Gebirges einen Platz zur Aufbereitung und Scheidung der Erze vorgerichtet. Man konnte diese Tagöffnung als den oberen Stollen ansehen, der die Hängebank des Eingangsschachtes 35 Lachter unterteufte. Rückwärts von diesem Stollen, in der Richtung nach Süden, in ungefähr 10 Lachter söhliger Entfernung, wurde das Lager nun streckenweise nach dem westlichen Abfall verhauen, und es wurden daselbst derbe, starke, 4 Zoll mächtige Fahlerze in beinahe ununterbrochener Einlagerung gewonnen.

In 14 Lachter seiger Teufe vor genannter oberer Scheidbank hatte man von Tag aus in ebenjener Felswand, die hier beinahe senkrecht abfällt, und wohin man nur mit viel Mühe und Gefahr gelangen konnte, zwei Versuche gegen das Erzlager unternommen, und auf einem derselben nach einer kurzen Erlängung des Feldes von 2 bis 3 Lachter die Lager mit 2 Zoll mächtigen Fahlerzen edel erbrochen.

In abermaliger, ungefähr 14 Lachter seiger Teufe von eben besagtem mittlerem Stollen war Stunde 37/8 ein tiefer Stollen gegen das Erzlager eingetrieben, und das Gebirg damit auf 22 Lachter Feldes Länge aufgeschlossen worden. Von dem damaligen Feldorte dieses Querstollens sollte man nach den Markscheiderrissen bis auf das Erzlager noch 18 Lachter aufzufahren haben. Man hielt diese Grube für eine der edelsten und auf eine lange Reihe von Jahren gesichert!»

Der Bericht meldet weiter:

«Auch abgesehen von diesem erwünschten, doch noch nicht entschiedenen Ereignis, ist die zur Zeit erwiesene Ausdauer und Mächtigkeit der Erzausbrüche, des für diese Gattung Erz zwar nicht bedeutenden, inzwischen immer reichlichen Gehaltes an Kupfer in Verbindung mit einem nicht unbedeutenden Gehalt an Silber, und vorzüglich der Umstand, dass das Erzlager, durch

jene kleinen Versuchsarbeiten, die seinerzeit zu einem mittleren Stollen die Anlage gaben, und die von dem Fahrschacht an 54, von der Scheidbank Stollen aber 14 Lachter beinahe ganz unverrückter Feldteufe erbringen, bereits edel erfunden worden, von solchem Gewicht, dass insofern Aufbereitungs- und Schmelzarbeiten, vornehmlich letztere, in zweckmässiger Übereinstimmung mit einem wirtschaftlichen Baue stehen, und sich die Angabe bestätigt, dass sich die Erze gegen die Teufe zu in Silber angereichert haben sollen, man sich in einigen Jahren von dieser Grube auf ungezweifelte Ausbeute Rechnung machen darf.»

Der Berichterstatter bemerkt hierzu noch, laut einem Bericht von Dezember 1810 hätten sich die Arbeiten auf Obersaxen über alle Erwartungen bewiesen. Das Lager gewinne an Mächtigkeit und an Silbergehalt mit jedem abgeteuften Lachter. Es ist sicher am Platz, diesen Bericht, der offenbar in einer allzu optimistischen Weise abgefasst wurde, mit einer gewissen Skepsis zu lesen und zu vergleichen mit dem, was diese Grube heute noch darstellt.

Die Beschreibung durch C. U. v. Salis deckt sich, was die Anordnung und Länge der Stollen betrifft, gut mit der heutigen Situation. Allerdings darf man anetrachts der dünnen Erzgächchen, wie sie heute noch anstehen, kaum auf reiche Ausbeute und wirtschaftlichen Abbau hoffen. Deshalb seien folgende kritische Bemerkungen zur Grubenbeschreibung von v. Salis gemacht:

- Die Mächtigkeit des Erzgächchens beträgt nach meinen Beobachtungen heute maximal noch 5 cm (ca. 2 Zoll), wenn man den ganzen Gang samt taubem Material misst.
- Natürlich besteht die Möglichkeit, dass die Vererzung im heute abgebauten Bereich doppelt so mächtig war. Man kann aber feststellen, dass diese grösseren Mächtigkeiten nicht von langer Ausdauer waren. Es gibt heute allerdings nicht mehr den geringsten Hinweis auf 4 Zoll mächtige Fahlerze in ununterbrochener Einlagerung. Der dickste massive Gangabschnitt, den ich finden konnte, ist nur 2 cm dick.
- v. Salis spricht von Baryt als Gangart. Heute kann dagegen nur Quarz als Gangart festgestellt werden. Carbonate und etwas Baryt treten nur sehr untergeordnet auf.
- Die zwei Versuche, die nach v. Salis «von Tagaus» gegen den Fels unternommen wurden, konnte ich im Feld nicht lokalisieren. Möglicherweise sind damit die zwei kurzen und erzleeren Stollen gemeint, die westlich und unterhalb des Hauptstollens vorgetrieben wurden.

Abschliessend folgt die Erläuterung einiger Fachausdrücke, die v. Salis in seinem Bericht verwendet.

Hängebank	Übertägige Anlage, welche die Verbindung zwischen Schachtförderung und übertägiger Förderung herstellt.
Lachter	Längenmass, 1 Lachter = 2.092 m
seiger	vertikal, senkrecht
söhlig	horizontal, in der Richtung einer Sohle
Stunde	früher übliche Einteilung des Gradbogens des Grubenkompass, also eine Richtungsangabe
Zoll	Längenmass, 1 Zoll (") = 2.54 cm

5. Die Erzvorkommen von Affeier/Obersaxen

5.1 Lage im Verrucano

Das Fahlerzvorkommen von Affeier liegt direkt unter der Oberkante der steilen Felswand, die von Obersaxen ins Vorderrheintal hinabfällt. In derselben Zone und unterhalb sowie ostwärts davon gibt es mehrere Uranindikationen. Das Nebengestein ist der Ilanzer Verrucano, der hier das Dach der Verrucano-Serie von Ilanz-Obersaxen bildet.

Den Grubeneingang zur alten Cava da Mettal erreicht man am besten, indem man von Punkt 1255 am neuen Meliorationssträsschen unterhalb Affeier ausgeht. Ungefähr der Höhenkurve auf 1250 m westwärts folgend, erreicht man in ca. 350 m Entfernung den Rand der Felswand, von wo aus man über ein leicht absinkendes, schmales Grasbändchen von ca. 20 m Länge zum Eingangsschacht der Grube gelangt.

5.2 Stollenplan

Das Stollensystem wurde mit Kompass und Meterband vermessen. Das Gefälle der einzelnen Stollenabschnitte ist im Plan mit Pfeilen in Fallrichtung und Neigungswinkel bezeichnet. Stollenpartien mit Versatz sind durch Schraffur gekennzeichnet. Wasserführung im untersten Stollenteil verunmöglichte dort eine genaue Vermessung. Im Plan sind auch die Messwerte von Radioaktivitätsmessungen in cps (SRAT SPP-2-NF) angegeben. Die Skizzen in STAUB (1980) geben ein Bild der Variation des Stollenquerschnittes.

Unterhalb des vermessenen Stollens befinden sich zwei weitere kurze Stollen. Der eine führt vom Fuss der Felswand aus ca. 50 m südwärts in den Fels, wo er mit einem 15 m hohen, unbegehbaren Schacht endet. Dieser Stollen ist nicht vererzt. Nur ein schmales Magnetit-führendes Serizit-Chlorit-Schieferbändchen steht an.

Etwa 10 m höher ist das Mundloch eines weiteren Stollens gelegen, der von aussen her nicht erreichbar ist. Er steht möglicherweise über den Schacht in direkter Verbindung mit dem unteren Stollen.

5.3 Beschreibung der Grubenbauten

5.3.1 *Der Zugang zum Stollen*

Ausgehend von der Annahme, die Vererzung sei schon zur Zeit ihrer Entdeckung so schlecht zugänglich gewesen wie heute, muss man sich fragen, wie das Vorkommen überhaupt entdeckt wurde und auf welchem Wege das Erz fortgeschafft wurde.

Heute sind vom Talgrund aus deutlich grün verfärbte Felspartien zu erkennen. Die grüne Farbe von Kupfer-Sekundärmineralien war sicher schon in früherer Zeit bekannt als ein Indiz für Kupfervererzungen. Deshalb darf man annehmen, das Erzvorkommen sei aus der Ferne erkannt und nachher systematisch gesucht worden. Für die Wegschaffung des Erzes benutzte man wohl den viel einfacheren Weg über die Felswand, indem das auf der Scheidbank (siehe Bericht v. Salis in PLATTNER 1878) schon geschiedene Erz hinuntergeworfen oder abgeseilt wurde. Der heutige Zugang wäre jedenfalls für den Transport von Erz in Hutten oder gar auf Schlitten nicht geeignet.

5.3.2 *Der Schuttkegel am Fuss der Felswand*

Vom Fusse der ca. 80 m hohen Felswand aus, in deren oberstem Teil sich die Grube befindet, breitet sich nach unten ein grosser Schuttfächer aus. Dieser Schuttfächer ist mit niedrigen Pflanzen bewachsen. Man findet darin viel Ausbruchmaterial aus den Stollen, jedoch sehr wenig vererzte Stücke. Das Ausbruchmaterial wurde demnach nach der Scheidung von Erz und taubem Material von den Stollenfenstern aus hinabgeworfen (dazu vgl. Kapitel 4.4).

5.3.3 *Die eigentlichen Grubenbaue*

Der Abbau erfolgte, wie im historischen Kapitel erwähnt, über längere Zeit hin. In den Stollen sind dementsprechend verschiedene Abbauperioden zu unterscheiden:

Der kleinere Teil der Grube, namentlich die ersten 50 Stollenmeter, zeichnen sich durch niedrigen und schmalen Querschnitt aus, der eine Begehung nur in gebückter Haltung erlaubt. Hier

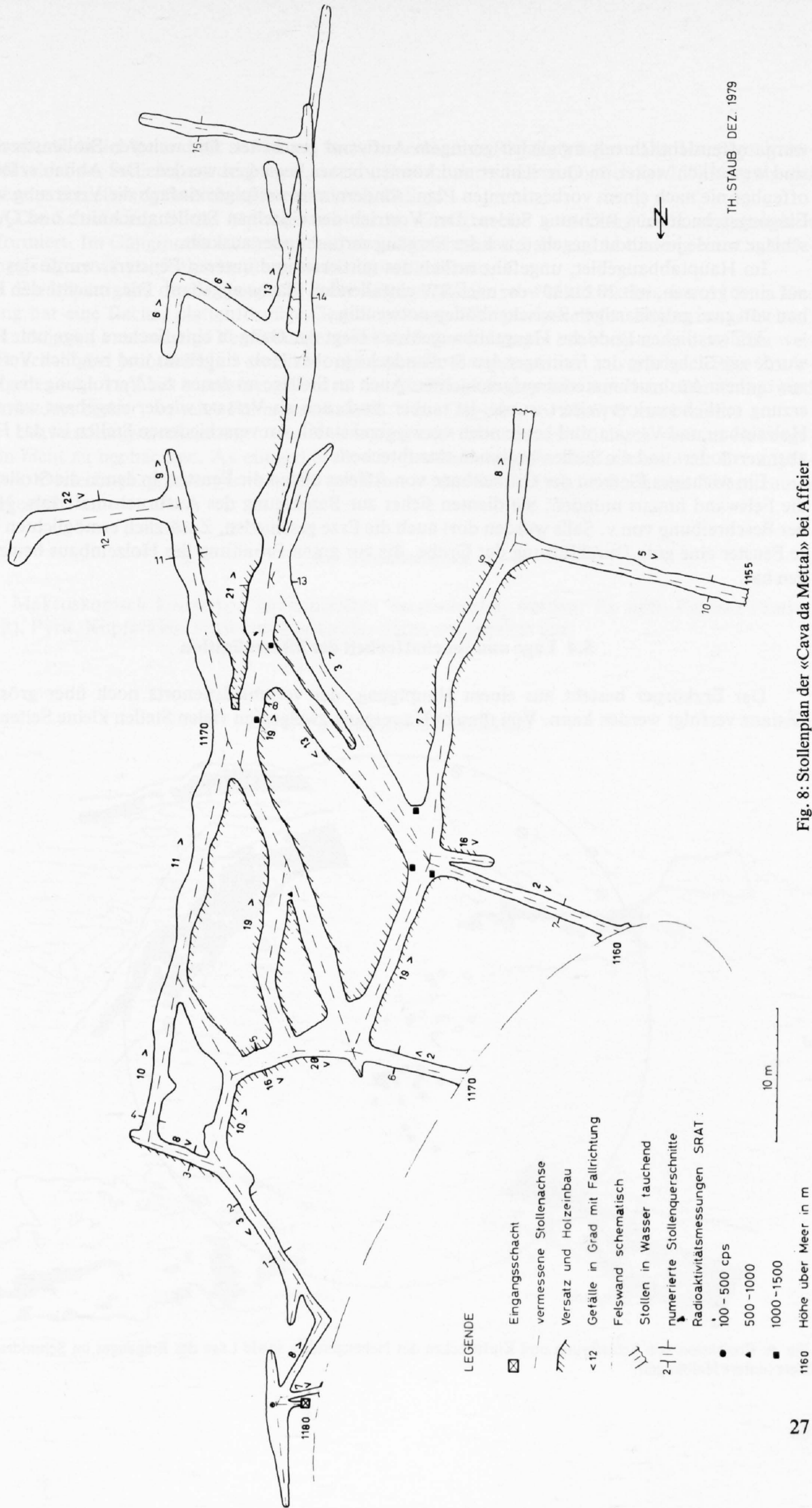


Fig. 8: Stollenplan der «Cava da Mettal» bei Affeier

wurde offensichtlich mit möglichst geringem Aufwand gearbeitet. Die weiteren Stollenstrecken sind wesentlich weiter im Querschnitt und können besser begangen werden. Der Abbau erfolgte offenbar nie nach einem vorbestimmten Plan, sondern man verfolgte einfach die Vererzung vom Eingangsschacht aus Richtung Süden. Der Vortrieb der einzelnen Stollenabschnitte und Querschläge wurde jeweils aufgegeben, wo der Erzgang vertaubt oder auskeilt.

Im Hauptabbaugebiet, ungefähr östlich des mittleren und unteren Fensters, wurde das Erz auf einer grossen, mit 20 bis 30° ca. nach SW einfallenden Fläche abgebaut. Dies machte den Einbau von zwei galerieartigen Zwischenböden notwendig.

Am westlichen Ende des Hauptabbaugebietes biegt der Gang in eine flachere Lage um. Hier wurde zur Sicherung der freitragenden Stollendecke grobes Holz eingebaut und randlich Versatz aus taubem Ausbruchmaterial aufgeschichtet. Auch an Stellen, an denen zur Verfolgung der Vererzung seitlich stark erweitert wurde, ist tauber Ausbruch als Versatz wieder eingebaut worden. Holzeinbau und Versatz sind heute noch vorwiegend stabil. An verschiedenen Stellen ist das Holz aber vermodert und die Stollen beginnen einzubrechen.

Ein wichtiges Element der Grubenbaue von Affeier bilden die Fenster, in denen die Stollen in die Felswand hinaus münden. Sie dienten sicher zur Beseitigung des Ausbruchsmaterials. Nach der Beschreibung von v. Salis wurden dort auch die Erze geschieden. Zusätzlich ermöglichten diese Fenster eine gute Durchlüftung der Grube, die zur guten Erhaltung des Holzeinbaus beigetragen hat.

5.4 Lage und Beschaffenheit der Mineralisation

Der Erzkörper besteht aus einem Hauptgang, der verschiedenenorts noch über grössere Distanz verfolgt werden kann. Von diesem Hauptgang zweigen an vielen Stellen kleine Seitentrü-

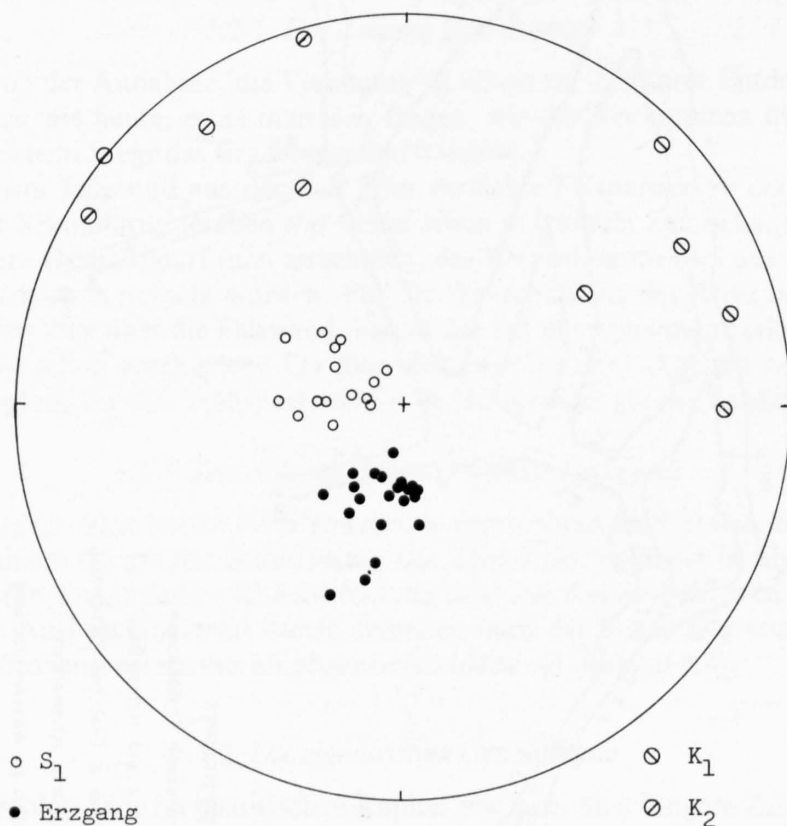


Fig. 9: Projektion von Schieferung und Kluftflächen des Nebengesteins sowie Lage des Erzganges im Schmidtschen Netz (untere Halbkugel).

mer ab, die beliebige und oft auf kurzer Strecke wechselnde Richtung haben. Der Hauptgang verläuft schief zur Schieferung des Nebengesteins. Sein mittleres Fallazimut beträgt 250/30, während jenes der Schieferung im Nebengestein bei 166/22 liegt.

Die Schieferung S_1 des Nebengesteins ist im Grenzbereich zum Gang leicht asymmetrisch deformiert. Im Ganginnern ist sie nicht sichtbar. Schichtsilikate, die zur Abbildung einer Schieferung geeignet wären, fehlen im Gang praktisch vollkommen.

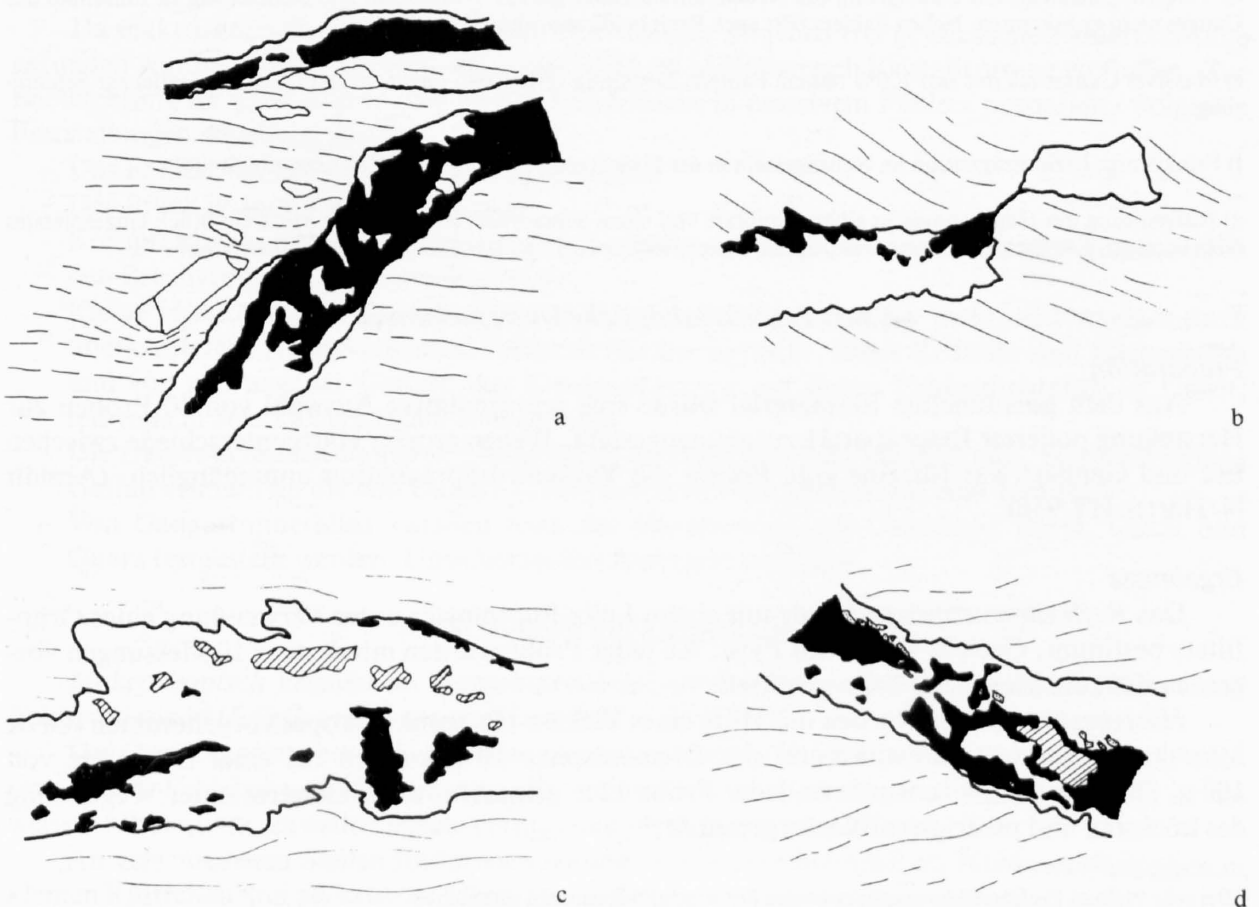
Die Mächtigkeit des Erzganges ist durchwegs gering. Sie schwankt zwischen 1 und 10 cm. Der Gang hat eine flache, plattenförmige Gestalt mit ungefähr planparallelen Begrenzungsflächen. Lokal können knotenartige Verdickungen oder auch Quetschungen beobachtet werden. Über weite Strecken sind jedoch 3 bis 5 cm dicke, planparallele Gangabschnitte zu verfolgen. Eine Zonierung der sehr variabel zusammengesetzten Gangfüllung ist nirgends zu sehen. Der Gang wird überall dort breiter, wo seine Füllung mehrheitlich aus Gangart, vor allem Quarz besteht.

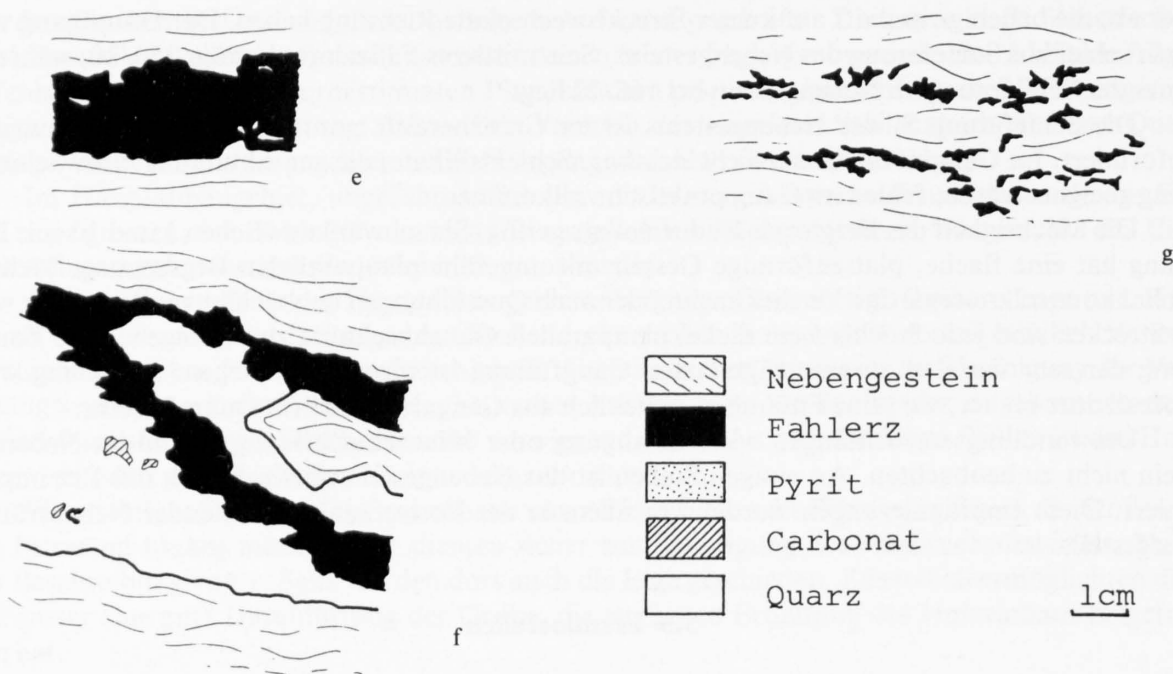
Umwandlungserscheinungen wie Auslaugung oder Mineralneubildungen sind im Nebengestein nicht zu beobachten. An einigen Stellen ist das Nebengestein aber schwach mit Erz imprägniert. Diese Imprägnierungen wurden vor allem in der Fortsetzung auskeilender Nebentrümer festgestellt.

5.5 Erzminerale

Makroskopisch konnten 3 Erzminerale unterschieden werden. Es sind: Fahlerz (Tetradrit), Pyrit, Kupferkies. Pyrit und Kupferkies treten nur spärlich auf.

Fig. 10 a–g: Detailskizzen des Erzganges





a) Neben dem Hauptgang, der fast rechtwinklig zur Schieferung verläuft, ist ein etwas schmaleres Seitentrum sichtbar. Dazwischen liegt eine dünne Erzschnur. Fahlerz tritt als einziges Erzmineral auf, es ist teils asymmetrisch angereichert.

b) Unterbrochener Hauptgang mit schwacher Erzführung. Der Gang verläuft schräg zur Schieferung.

c) Kompliziert verlaufende Begrenzungsflächen in carbonatreichem und erzarmem Gangabschnitt.

d) Vererzung schliesst mit Schieferung des Nebengesteins einen spitzen Winkel ein. Die Schieferung ist innerhalb des Ganges nicht zu erkennen. Neben Fahlerz tritt auch Pyrit in idiomorphen Körnchen auf.

e) Massives Gangstück mit fast 100% reinem Fahlerz. Der Gang verläuft an dieser Stelle praktisch parallel zur Schieferung.

f) Feinkörnige Erzimprägnation im Nebengestein in der Fortsetzung eines auskeilenden Gangabschnittes.

g) Aufspaltung des Hauptganges in einen Hauptast und einen Seitentrum. Rechts in der Mitte ein Stück eingespießtes Nebengestein. Die Dicke des Ganges beträgt an dieser Stelle etwa 5 cm. Der Gang ist hier praktisch taub.

5.5.1 Erzmikroskopische Untersuchungen

Präparation

Aus dem gesammelten Erzmaterial wurde eine repräsentative Auswahl von 40 Proben zur Herstellung polierter Erzpräparate zusammengestellt. Wegen grosser Härteunterschiede zwischen Erz und Gangart war für eine gute Politur die Vakuum-Imprägnation unumgänglich. (Araldit N/Härter HY 956).

Ergebnisse

Das *Reflexionsvermögen* wurde mit einem Leitz-Photometer unter Verwendung eines Grünfilters bestimmt. Geeicht wurde mit Pyrit. An jeder Probe wurden mindestens 10 Messungen vorgenommen, die Messwerte dann gemittelt.*

Härtebestimmungen wurden mit Hilfe eines Vickers-Härtemikroskopes vorgenommen (GNK Microhardnesstester). Einwirkdauer der Diamantspitze 10 Sekunden bei einer Belastung von 100 g. Die Vickers-Härte wurde an jeder Probe 12 × gemessen, die Messwerte unter Weglassung des höchsten und niedrigsten Wertes gemittelt.*

* Bei sehr kleinen Erzkörnchen waren teilweise nur wenige Messungen möglich.

Beschreibung der Erzminerale

Fahlerz

Farbe: grauweiss mit schwachem Stich ins Bräunliche. In Öl grau mit leicht olivgrün-bräunlichem Unterton.

Reflexionsvermögen: Im Mittel aller Proben 30%, gemessene Extremwerte sind 29,8% und 30,8%. In Öl wird das Reflexionsvermögen stark herabgesetzt. Das Fahlerz ist *isotrop*, bei x Nicols vollkommen dunkel. Auf Spalten können rötliche Innenreflexe beobachtet werden.

Vickers-Härte: Im Mittel aller Proben 333, Extremwerte sind 286 und 372.

Pyrit

Farbe: sehr lichtes, fahles Gelb.

Reflexionsvermögen: Die Messwerte schwanken wenig um 48,5%. Zuweilen ist bei x Nicols leichte Anisotropie festzustellen, nach RAMDOHR (1975) können auch Pyrite ohne As anisotrop sein.

Vickers-Härte: der Mittelwert liegt bei 1334, Extremwerte sind 1163 und 1748.

Kupferkies

Farbe: sattes Goldgelb mit schwach grünlichem Stich.

Reflexionsvermögen: ca. 38,4%, war an den meist sehr kleinen Körnchen schlecht messbar.

Vickers-Härte: ca. 173.

Goethit

Farbe: stahlgrau bis grauweiss, zoniert.

Reflexionsvermögen: ca. 20%, bläulich-weisser bis mattgrauer Reflexionspleochroismus, Anisotropie bei x Nicols deutlich.

5.5.2 Raster-Elektronenmikroskop-Aufnahmen

Da makroskopisch und mit normaler Mikroskopie nirgends frei gewachsene Fahlerzkristalle gefunden wurden, wurde versucht, mit dem REM im Mikrobereich Kristallformen zu finden. Zur Beobachtung im REM wurde eine frische Bruchfläche in massivem Fahlerz präpariert. Folgende Feststellungen wurden gemacht:

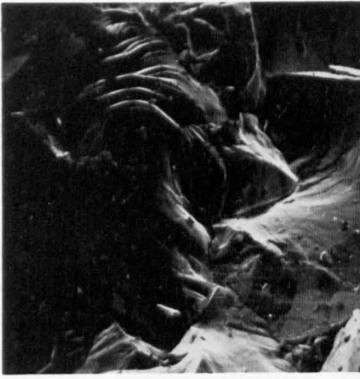
- Das Fahlerz hat keine ausgeprägte Spaltbarkeit
- Der Bruch ist muschelig, stufenartig
- Korngrenzen konnten an einigen Stellen beobachtet werden, an denen das Korngefüge durch den Brechvorgang etwas gelockert war.
- Kleine Hohlräume im Erz (ca. 0.25 mm im Durchmesser) sind mit mehr oder weniger stark überkrusteten, freigewachsenen Fahlerzkristallen bestückt. Diese Kristalle sind flächenreich und von gedrungener Gestalt. Als Krustenüberzüge auf diesen Fahlerzkristallen ist Calcit, teilweise in zwei Generationen zu erkennen.
- Die freigewachsenen Fahlerzkristalle haben Grössen von 0.01 bis 0.15 mm. Ihre vielflächige Gestalt erinnert an die von GRÄSER (1965) beschriebenen Binnite aus dem Binntal VS.
- Von Gangartmineralien konnten nach der Morphologie mit Gewissheit Baryt, Calcit und Quarz festgestellt werden. Unsicher ist das Auftreten von Gips.

5.5.3 Gangart und Gangparagenese

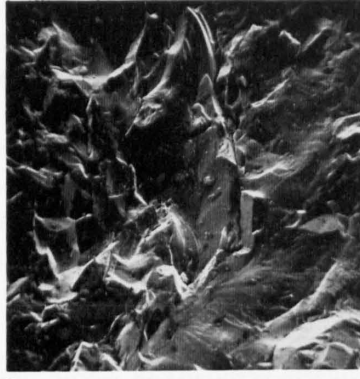
Makroskopisch können im Gangmaterial neben den Erzen *Quarz*, *Carbonate*, *Baryt* und *Feldspäte* sowie *Hellglimmer* festgestellt werden.

Der Quarz macht über 90% der Gangart aus. Untergeordnet treten die Carbonate auf, während Baryt, Feldspat und Hellglimmer nur vereinzelt zu beobachten sind. Der Gangquarz ist ein weisser Milchquarz, zuweilen durch Verunreinigungen bräunlich verfärbt.

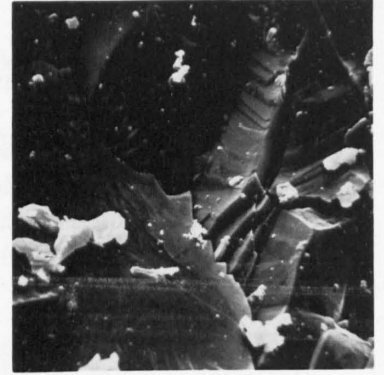
An verschiedenen Stellen findet man *sekundäre Kupferminerale* als Hohlraumfüllungen in kleinen Klüftchen und als krustige Überzüge an Orten, wo Grubenwasser zirkuliert.



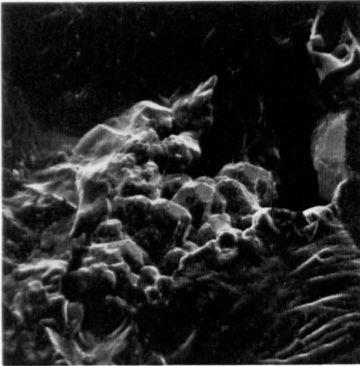
a



b



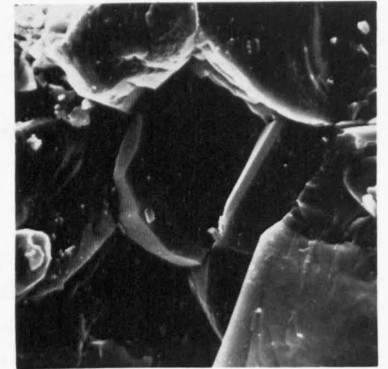
c



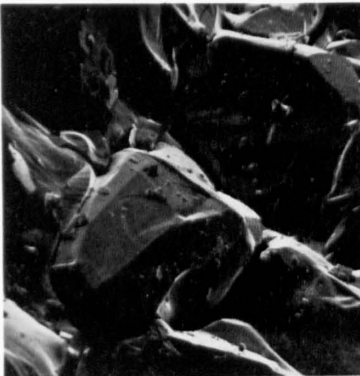
d



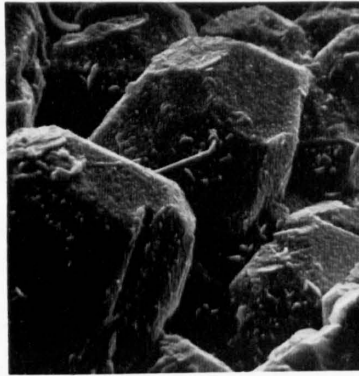
e



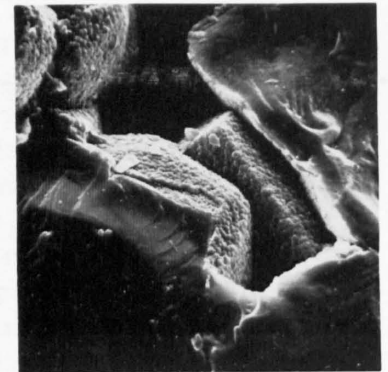
f



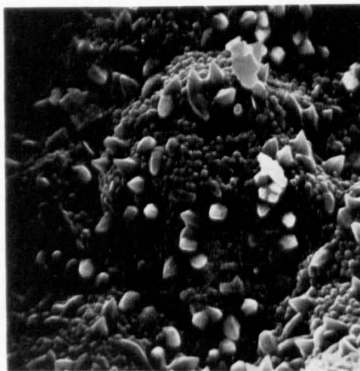
g



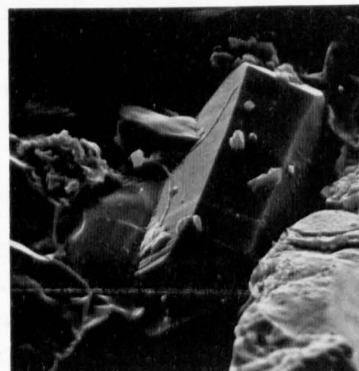
h



i



k



l



m

Fig. 11 a-m: Rasterelektronenmikroskopische Aufnahmen

- a–c) Frische Bruchfläche in massivem Fahlerz. Neben dem muscheligen Bruch (keine Spaltbarkeit) sind zum Teil Korngrenzen zu erkennen. Vergrößerung: a) 200 ×, b) 69 ×, c) 1080 ×
- d) Übersichtsaufnahme eines Hohlraumes, in dem kleine flächenreiche Tetraedritkristalle sichtbar sind. 200 ×
- e) Vielflächige Fahlerzkristalle in kleinem Hohlraum. Die Kristalloberflächen sind hier sauber. 1040 ×
- f) Einzelner Tetraedritkristall in kleinem Hohlraum. 1000 ×
- g) Beim Brechen freigelegte Tetraedritkristalle. Die Korngrenzen sind etwas gelockert worden. 208 ×
- h) Ausschnitt aus Photo d: Leicht überkrustete Erzkristalle. 1040 ×
- i) Überkrusteter Pyritwürfel in kleinem Hohlraum. 1000 ×
- k) Starke Verkrustung von freigewachsenen Erzkristallen durch zwei Generationen von Carbonaten, welche auf den Erzen aufgewachsen sind. 1800 ×
- l) Idiomorpher doppelendiger Quarzkristall in Fahlerz. 536 ×
- m) Büschel eines unbestimmten Minerals (evtl. Gips?). 1076 ×

Ihre Farben variieren in verschiedenen grün-blauen Tönen. Die Sekundärminerale wurden röntgenographisch genauer bestimmt.

Mikroskopisch ist *Quarz* die wichtigste Komponente der Gangart. Er bildet ein ungleichkörniges Mosaik von teils glatt auslöschenden, teils extrem undulierend auslöschenden Individuen. Gegen das Salband hin wird er oft etwas feinkörniger. In Verwachsung mit Fahlerz ist starke Tendenz zu idiomorphen Kornformen zu beobachten. Idiomorphe Pyritkörner in der Gangart werden palisadenartig von Quarz umwachsen.

Bei den Carbonaten handelt es sich um teilweise Fe-haltigen *Calcit* und *Dolomit*. Mit den Carbonaten vergesellschaftet treten *sekundäre Kupferminerale* auf.

Baryt liegt in idiomorphen, leistenförmigen Individuen bis 3 mm Länge vor. Er zeigt keine Deformationserscheinungen wie SAHEURS (1975) sie festgestellt hat. Es handelt sich wahrscheinlich um eine späte Bildung.

Die *Albite* sind polysynthetisch verzwillingt, die Zwillinglamellen oft verbogen. Die Anhalte liegen nach optischen Daten zwischen 5 und 10% An.

Die *Hellglimmer* sind spießig zwischen Erzkörnern eingewachsen, füllen kleine Nester und Zwickel aus.

Die Zusammensetzung der Gangart ist etwa folgende:

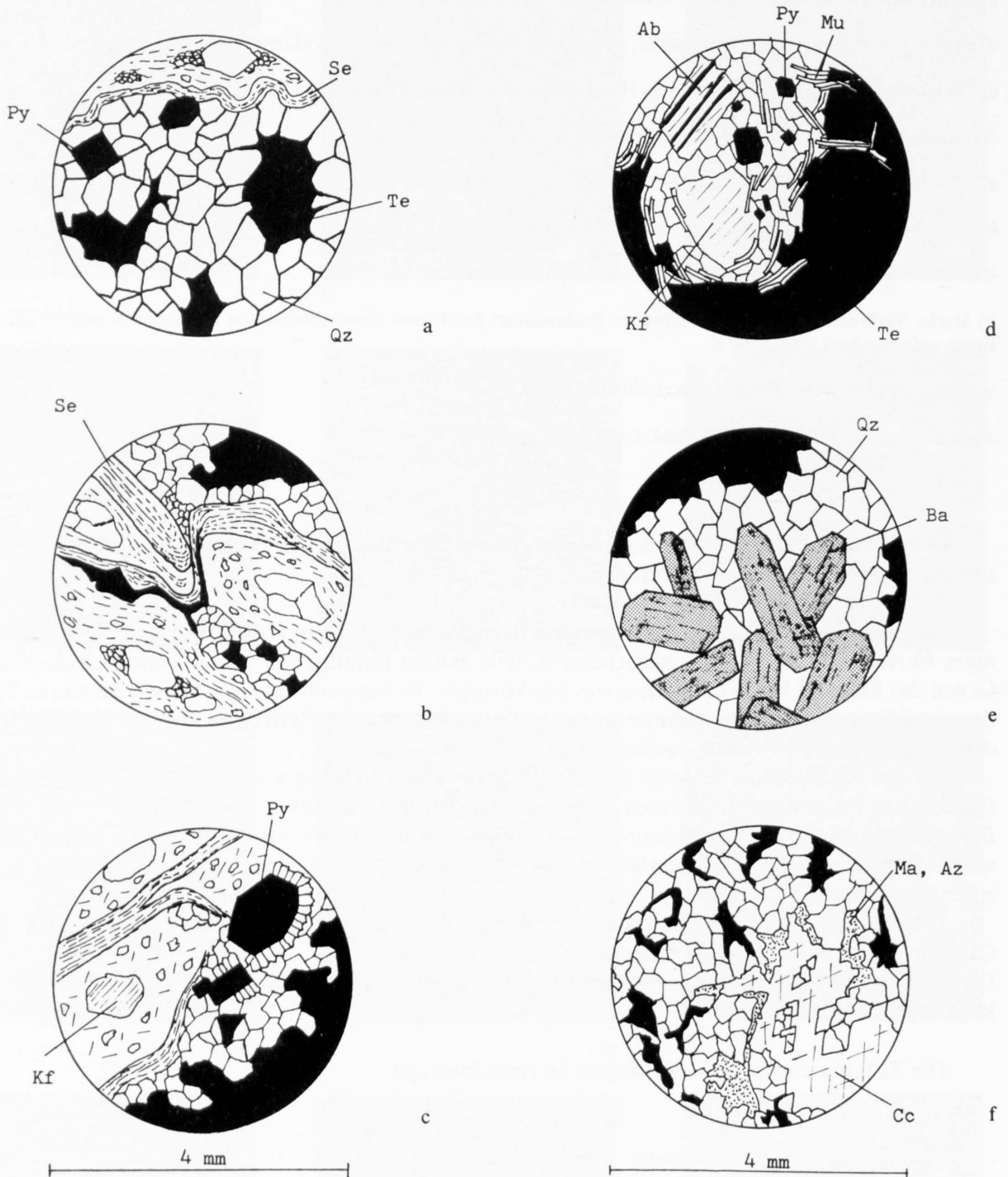
Quarz	70–90%
Carbonate	10–15%
Baryt	–5%
Albit und Hellglimmer	akzessorisch

Zur Illustration dienen die folgenden Dünnschliffskizzen der Fig. 12 a–f.

5.5.4 Röntgenographische Untersuchung der Erzminerale

Für die genauere Untersuchung des Fahlerzes sowie für die Bestimmung der anderen Erze, die nur in kleinen Körnchen vorliegen, und zur Bestimmung der Kupfer-Sekundärminerale wurde im Bradley-Verfahren gearbeitet.

Fig. 12 a-f: Dünnschliffskizzen der Gangart



- a) Das Salband besteht aus Serizit. Als feine Haut bildet es eine schmale Trennfläche zwischen Vererzung und völlig unverändertem Nebengestein.
- b) Derartige Deformationen des Salbandes sind oft zu beobachten. Von unten rechts her ist ein kleiner Seitentrum ins Nebengestein eingespiesst.
- c) Idiomorphe Pyritkörner, die am Vererzungsrand oft auftreten, sind teils von palisadenartig aufgewachsenem Quarz umgeben.
- d) Gangparagenese mit Tetraedrit, Pyrit, Quarz, Muskowit, Albit und Alkalifeldspat.
- e) Untergeordnet tritt an einigen Stellen Baryt als Gangart auf. Der Gangquarz hat starke Tendenz zu idiomorphen Kornformen.
- f) Gangparagenese mit Tetraedrit, Quarz und Karbonat, das stark zersetzt ist und randlich ganz in Malachit und Azurit übergeht.

Das Fahlerz

Die Gitterkonstante a_0 der Fahlerze variiert in Abhängigkeit des Sb-As-Austausches. So können Tetraedrit und Tennantit röntgenographisch unterschieden werden.

GRÄSER (1965) gibt für Fahlerze aus dem Binntal (VS) folgende Gitterkonstanten an:

Tennantit (Ag-haltig, Sb-frei)	$a_0 = 10.23 \text{ \AA}$
Tetraedrit (Ag-haltig, As-frei)	$a_0 = 10.39 \text{ \AA}$

Zur Bestimmung der Gitterkonstanten der Fahlerze wurden die in α_1 - und α_2 -Linien aufgespaltenen Reflexe 844, 10.2.2 und 952 verwendet. Die so an 10 Proben bestimmten Gitterparameter ergaben a_0 -Werte zwischen 10.372 und 10.385 \AA , demnach handelt es sich bei den Fahlerzen von Affeier um ein Mischglied, das dem reinen Tetraedrit nahe steht (Tabelle 4 und 5 in STAUB 1980).

An sekundären Kupfermineralien konnten Azurit, Malachit und Chalkanthit röntgenographisch identifiziert werden.*

5.5.5 Zum Ganggefüge

Allgemeine Beobachtungen

Das Erz ist in unterschiedlichem Masse von Quarz durchsetzt. Die Quarzkörner haben häufig idiomorphe Formen. Es kann im Gang keine Zonierung festgestellt werden, was auf eine einaktige Entstehung hinweist. Der Übergang vom Gangquarz zum Erz ist meist kompliziert verzahnt, er bildet amöbenförmige Linien. Lokal ist beginnende Bildung sulfidischer Intergranularfilme im Gangquarz zu beobachten, wie sie von JENNI (1973) als Remobilisation durch alpine Metamorphose beschrieben werden.

Erz und Gangart sind in unterschiedlichem Masse kataklastisch beansprucht. Während manche Bereiche fast ungestört sind, weisen andere intensive Kataklastenstrukturen auf, die als engmaschige Netze kleiner Risse ausgebildet sind. Kataklastische Zonen im Erz setzen sich auch in den Gangquarz hinein fort.

Kupferkies bildet kleine, rundliche Einschlüsse im Fahlerz. Es handelt sich dabei evtl. um Reliktstrukturen.

Der Pyrit hat ausgesprochen idiomorphe Kornformen. Umgeben von Fahlerz ist er meist zerbrochen. Als Umwandlungsprodukt konnte in Pyrit auf Spalten Goethit bestimmt werden. Fahlerz ist auch als Einschlüsse in Pyrit vorhanden.

Zur Deformation des Gefüges

Nach SPRY (1969) werden Sulfide sehr leicht deformiert. Sie verhalten sich bei Deformation teils plastisch (Bleiglanz), teils spröde (Pyrit). Die Deformation kann innerhalb von Erzgängen sehr stark sein, während sie im Nebengestein kaum sichtbar ist. Allerdings rekristallisieren Sulfide auch sehr rasch. Die Gangart wird allgemein geschont, sie verhält sich anders als Nebengesteine mit gleicher Mineralogie. Posttektonische Rekristallisation ist fast in allen Erzen stark entwickelt. Granoblastisch-polygonale Gefüge haben die Tendenz, die ursprünglichen zu ersetzen. So können nach SPRY die meisten einfach texturierten Erze eine komplexe Vergangenheit haben und bedürfen einer kritischen Interpretation.

Für Gefügeuntersuchungen am Fahlerz musste Strukturätzung vorgenommen werden, da die Einkristallbereiche in diesem isotropen Erz sonst nicht sichtbar sind. Als einzige Methode verlief jene nach GALOPIN & HENRI (1972) positiv, mit Chromsäure in HCl gelöst als Ätzmittel.

An geätzten Erzproben konnte ein nahezu isometrisches, polygonales Korngefüge mit schwacher Tendenz zu idiomorphen Formen nachgewiesen werden. Die Korngrößen variieren zwischen

* GRÄSER (1978) beschrieb Brochantit

0.05 und 0.5 mm. Die Körner sind von gedrungener Form, längliche Einkristallbereiche sind nur selten zu beobachten. Die zahlreichen kleinen Risse, die im Erzpräparat sichtbar sind, setzen sich durch Korngrenzen hindurch, sie sind demzufolge jünger als die Rekristallisation des Erzes. Daraus ist ersichtlich, dass der Gang noch nach der Rekristallisation des Fahlerzes beansprucht wurde. Auch die ausgeprägten Kaktaklasstrukturen setzen sich durch Einkristallbereiche hindurch fort.

Die *Pyrite* haben sich je nach ihrer Umgebung während der Deformation sehr verschieden verhalten. Während Pyritkörner in der Gangart geschont wurden, sind von Fahlerz umgebene Pyrite meist in mehrere Teile zerbrochen und auseinandergedriftet. Das sie umgebende Fahlerz weist das normale polygonale Rekristallisationsgefüge auf. Die Beanspruchung der Pyrite erfolgte demnach vor der Bildung des Rekristallisationsgefüges im Haupterz.

Im *Gefüge der Gangart* sind ebenfalls Deformations-Phänomene festzustellen. So sind die feinlamellierten Albite zum Teil verbogen. Der Gangquarz löscht teilweise stark undulierend aus, was nach VOLL (1969) auf niedrigtemperierte Deformation (Kaltdeformation) zurückzuführen ist. Daneben ist auch Subkornbildung durch Polygonisation bei gleichzeitigem Verschwinden der Undulation weit verbreitet. Der Gangquarz, auch der rekristallisierte, weist grossen Einschlussreichtum auf.

Nach VOLL (1969) führt eine allmähliche Erhöhung der Temperatur auf mindestens 350 °C (Erstauftreten von Stilpnomelan) in Quarz zu Subkornbildung bei gleichzeitigem Verschwinden der Undulation. Nach dem gleichen Autor sind einschlussreiche Quarzrekristallisate typisch für syndeformative Rekristallisation.

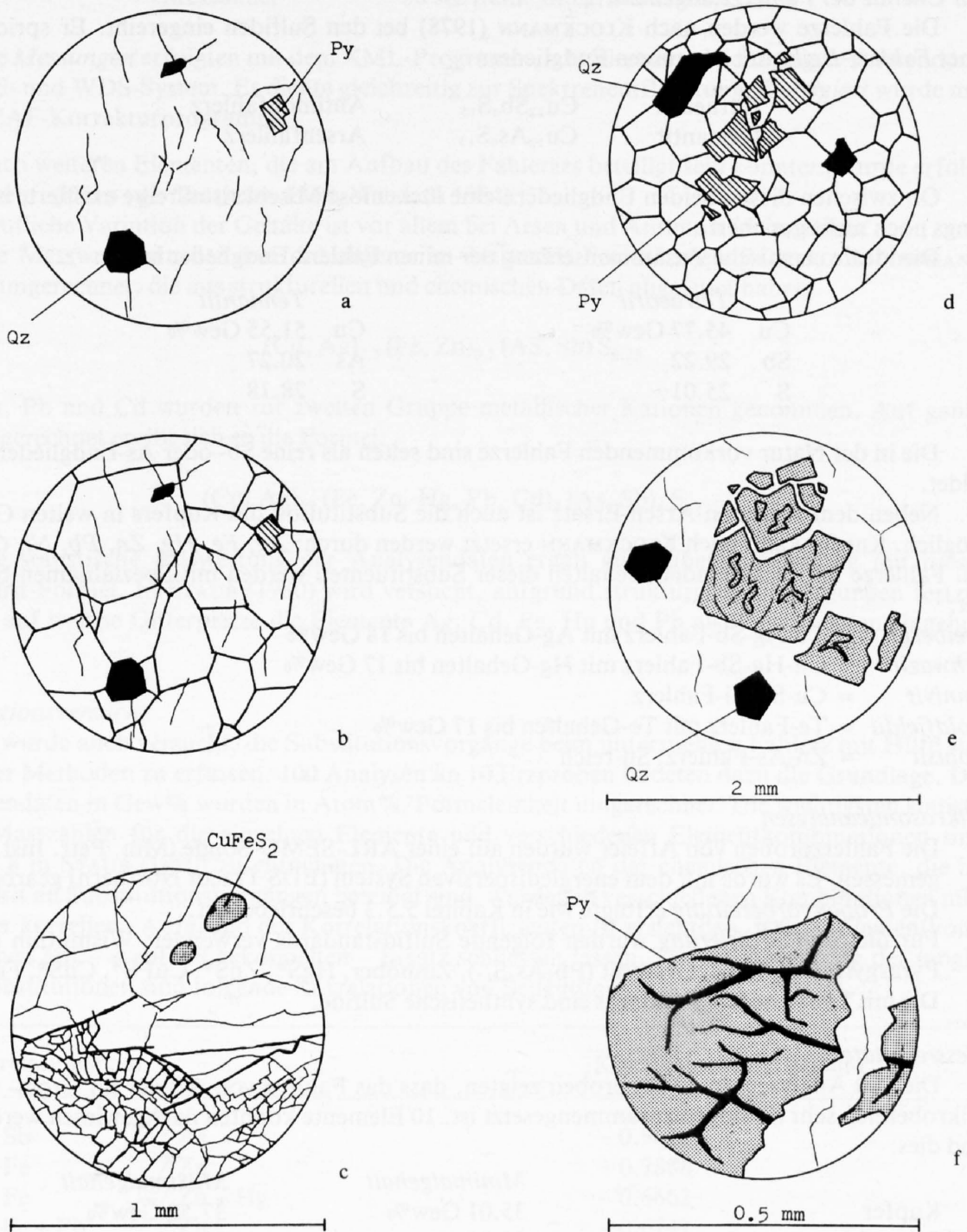
Die *zeitliche Abfolge* der Deformationserscheinungen im Erzgang von Affeier sind im nachfolgenden Schema zusammengefasst:

	<i>Gangquarz</i>	<i>Fahlerz</i>	<i>Pyrit</i>
0	Entstehung des Ganges in einem Füllungsakt		
1	Undulation	Kornlängung?	Kataklase
2	teilweise Rekristallisation	vollkommene Rekristallisation	
3	Kataklase	Kataklase	

Die Frage, warum die Schieferung S₁, die im Nebengestein durchwegs ausgeprägt ist, im Gang selber aber nicht beobachtet werden kann, bedarf noch der Klärung. Aus dem heutigen Ganggefüge würde man nach oberflächlicher Betrachtung annehmen, dass dieser nach der Verschieferung des Nebengesteins entstanden wäre. Dagegen sprechen allerdings verschiedene Argumente:

- Im Gang fehlen Schichtsilikate praktisch vollkommen. Sie wären vor allem dazu geeignet, eine Schieferungsrichtung durch Einregelung nachzuzeichnen.
- Die Anzeichen für eine alpinktonische Deformation des Ganges sind im mikroskopischen wie im makroskopischen Bereich mannigfaltig, wie vorangehend beschrieben wurde.
- Die Tatsache ist mitzuberküßichtigen, dass Sulfide äusserst leicht rekristallisieren und dass auch Quarz schon bei Temperaturen von 350 °C rekristallisiert, wodurch frühere paralleltexurierte Gefüge ausgelöscht werden können.
- Die Verschieferung des Nebengesteins ist im Bereiche des Ganges deformiert.

Fig. 13 a-f: Deformation des Gefüges



- a) Fast reines Fahlerz mit Einschlüssen von Pyrit und Gangart. Im isotropen Haupterz sind ohne Strukturätzung keine Korngrenzen sichtbar. Die kleinen Spalten sind durch späte Deformation entstanden
- b) Polygonales Korngefüge im Fahlerz, durch Strukturätzung sichtbar gemacht (gleiches Präparat wie oben).
- c) Bereich starker Kataklaste im Haupterz. Die rundlichen Einschlüsse bestehen aus Kupferkies (Präparat ohne Strukturätzung).
- d) Zerbrochener Pyrit und Gangart in strukturgeätztem Fahlerz. Die Rekristallisation erfolgte nach der Deformation (Kataklaste) des Pyrites.
- e) Zerbrochener Pyrit mit Einschlüssen von Fahlerz, daneben Einschlüsse von idiomorphem Gangquarz.
- f) Pyritkorn mit Neubildung von Goethit auf Spalten.

5.5.6 Der Chemismus des Fahlerzes von Affeier

Zur Chemie der Fahlerze allgemein

Die Fahlerze werden nach KLOCKMANN (1978) bei den Sulfiden eingereiht. Er spricht von einer *Fahlerz-Reihe* mit den reinen Endgliedern

- Tetraedrit	$\text{Cu}_{12}\text{Sb}_4\text{S}_{13}$	Antimonfahlerz
- Tennantit	$\text{Cu}_{12}\text{As}_4\text{S}_{13}$	Arsenfahlerz

Ob zwischen diesen beiden Endgliedern eine lückenlose Mischkristallreihe existiert, ist allerdings noch nicht gesichert.

Die ideale chemische Zusammensetzung der reinen Fahlerz-Endglieder lautet:

	<i>Tetraedrit</i>		<i>Tennantit</i>
Cu	45.77 Gew%	Cu	51.55 Gew%
Sb	29.22	As	20.27
S	25.01	S	28.18

Die in der Natur vorkommenden Fahlerze sind selten als reine Sb- oder As-Endglieder ausgebildet.

Neben dem Antimon-Arsen-Ersatz ist auch die Substitution des Kupfers in weiten Grenzen möglich. Kupfer kann nach KLOCKMANN ersetzt werden durch: *Ag, Fe, Hg, Zn, Pb, Ni, Co, Ge, Sn*. Fahlerze mit bedeutenden Gehalten dieser Substituenten werden mit Spezialnamen bezeichnet:

<i>Freibergit</i>	= Cu-Ag-Sb-Fahlerz mit Ag-Gehalten bis 18 Gew%
<i>Schwazit</i>	= Cu-Hg-Sb-Fahlerz mit Hg-Gehalten bis 17 Gew%
<i>Annivit</i>	= Cu-Sb-Bi-Fahlerz
<i>Goldfieldit</i>	= Te-Fahlerz mit Te-Gehalten bis 17 Gew%
<i>Colusit</i>	= Zn-As-Fahlerz, Sn-reich

Mikrosondeanalysen

Die Fahlerzproben von Affeier wurden auf einer ARL-SEMQ-Sonde (Min. Petr. Inst. Basel) gemessen. Es wurde mit dem energiedispersiven System (EDS Tracor Northern) gearbeitet.

Die *Probenvorbereitung* erfolgte wie in Kapitel 5.5.3 beschrieben ist.

Für die *Standardisierung* wurden folgende Sulfidstandards verwendet: Wismuthin (Bi_2S_3), Pyrargyrit (Ag_3SbS_3), Gratonit ($\text{Pb}_9\text{As}_4\text{S}_{15}$), Zinnober, HgS^* , ZnS^* , CuPS^* , CdS^* , Fe_7S_8^* .

Die mit * versehenen Standards sind synthetische Sulfide.

Messresultate

Die 100 Analysen an 10 Erzproben zeigten, dass das Fahlerz von Affeier im Gross- und im Mikrobereich sehr homogen zusammengesetzt ist. 10 Elemente konnten nachgewiesen werden. Es sind dies:

	<i>Minimalgehalt</i>	<i>Maximalgehalt</i>
Kupfer	35.01 Gew%	37.58 Gew%
Schwefel	24.06	25.33
Antimon	19.64	25.48
Arsen	2.52	7.12
Zink	3.00	4.61
Eisen	1.78	2.74
Quecksilber	1.76	4.42
Blei	0.52	2.80
Silber	0.00	0.42
Cadmium	0.00	0.64

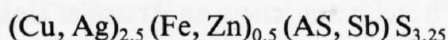
Messbedingungen: Anregungsspannung 20 kV
Probenstrom 20 nA (gemessen auf Cu)
Messdauer 50 sec (reine Integrationszeit)

Die *Messungen* erfolgten mit dem XML-Programm, adaptiert zur gleichzeitigen Verwendung für EDS- und WDS-System. Es diente gleichzeitig zur Spektrenentflechtung. *Korrigiert* wurde mit einem ZAF-Korrekturprogramm.

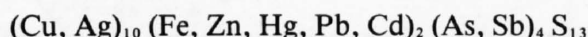
Nach weiteren Elementen, die am Aufbau des Fahlerzes beteiligt sein könnten, wurde erfolglos gesucht. (Dazu vgl. SPRINGER 1969, WÜNSCH 1964).

Deutliche Variation der Gehalte ist vor allem bei Arsen und Antimon festzustellen.

Die Messwerte wurden auf die allgemeine Tetraedrit-Formel nach PAULING & NEUMANN (1934) umgerechnet, die aus strukturellen und chemischen Daten abgeleitet haben:



Hg, Pb und Cd wurden zur zweiten Gruppe metallischer Kationen genommen. Auf ganze Zahlen gerechnet ergibt sich so die Formel:



Die statistische Auswertung der Analysendaten ergab gute Übereinstimmung mit dieser Tetraedrit-Formel. In STAUB (1980) wird versucht, aufgrund struktureller Überlegungen festzustellen, auf welche Gitterplätze die Elemente Ag, Cd, Fe, Hg und Pb als Substituenten eingehen können.

Korrelationsversuche

Es wurde auch versucht, die Substitutionsvorgänge beim untersuchten Fahlerz mit Hilfe statistischer Methoden zu erfassen. 100 Analysen an 10 Erzproben bildeten dazu die Grundlage. Die Analysendaten in Gew% wurden in Atom%/Formeleinheit umgerechnet. Die wichtigsten statistischen Masszahlen für die einzelnen Elemente und verschiedenen Elementkombinationen sind Tabelle 8 in STAUB (1980) zu entnehmen. Die Analysendaten der chemischen Elemente, die im Tetraedrit an Substitutionsvorgängen beteiligt sind, wurden in verschiedenen Kombinationen miteinander korreliert. Aufgrund der Korrelationskoeffizienten ist ersichtlich, welche Elementkombinationen auf – eventuell gekoppelten – Ersatz schliessen lassen. Für die Abklärung der möglichen Substitutionen sind folgende Korrelationen von Bedeutung:

Korrelationspaar	Korrelationskoeffizient r
1. Sb / As	– 0.9622
2. Fe / Zn	– 0.7888
3. Fe / Zn + Hg	– 0.6662
4. Fe + Pb / Zn	– 0.6741
5. Fe + Pb / Zn + Hg	– 0.7106
6. Fe + Pb / Zn + Hg + Cd	– 0.7569
7. Fe + Pb / As	+ 0.6838
8. Fe + Pb / Sb	– 0.6824
9. Zn + Hg + Cd / Sb	+ 0.6236
10. Zn + Hg + Cd / As	– 0.6420
11. As + Fe + Pb / Sb + Zn + Hg + Cd	– 0.9589

Zu den einzelnen Korrelationspaaren:

1. Arsen und Antimon sind am besten korrelierbar. Die negative Steigung von 45° zeigt den bekannten Ersatz von Antimon durch Arsen im Verhältnis 1:1.
- 2.-6. Diese Kombinationsreihe wurde aus der Korrelationsmatrix abgeleitet. Die leichte Verschlechterung der Korrelationskoeffizienten ist wahrscheinlich auf die Summierung der Messfehler bei der gleichzeitigen Berücksichtigung mehrerer Komponenten zurückzuführen.
7. + 8. Aus diesen beiden Korrelationen kann man schliessen, dass der Ersatz von Kupfer durch Eisen und Blei gekoppelt mit jenem von Antimon durch Arsen erfolgt.
9. + 10. Diese Korrelationen zeigen, dass auch der Ersatz von Kupfer durch Zink, Quecksilber und Cadmium gekoppelt mit jenem von Antimon durch Arsen erfolgt (umgekehrte Abhängigkeit).
- 7-10. Der Gehalt an Fe und Pb steigt mit jenem an Arsen, er sinkt mit jenem an Antimon. Der Gehalt an Zn, Hg und Cd steigt mit jenem an Antimon, er sinkt mit jenem an Arsen.
11. Diese Kombination lieferte eine praktisch gleich gute Korrelation wie 1. Dies trotz der gleichzeitigen Berücksichtigung von 7 Komponenten. Die Richtigkeit der Aussagen, die aufgrund der Korrelationen 7. bis 10. gemacht wurden, ist damit gesichert.

Das Silber konnte nicht in diese Korrelationsversuche einbezogen werden, da die Gehalte (abgesehen von einem aberrant hohen Wert) sehr gering und konstant sind.

Für das untersuchte Fahlerz kann aufgrund dieser Korrelationen festgehalten werden, dass eine Affinität zwischen Eisen/Blei und Arsen besteht und eine weitere zwischen Zink/Quecksilber/Cadmium und Antimon.

5.6 Die Uranvererzungen im Raume von Affeier

5.6.1 Vorbemerkungen

Die erste Entdeckung von Uranvererzungen im Vorderrheintal geht auf das Jahr 1958 zurück. Damals hat Dr. A. Fehr im Auftrag der «Studiengesellschaft für die Nutzbarmachung schweizerischer Lagerstätten mineralischer Rohstoffe» zusammen mit Prof. Dr. E. Niggli zirka 200 m östlich des Grubeneinganges der Fahlerzgrube von Affeier an der Aussenkante eines Felsvorsprungs eine Stelle mit hoher Aktivität gefunden. Gleichzeitig wurden auch auf der gegenüberliegenden Talseite bei Andiastr und Waltenburg erste Uranindikationen gefunden. Im folgenden Jahr befasste sich A. Arnold (Min. Petr. Inst. Bern) wiederum im Auftrag der Studiengesellschaft weiter mit diesen Uranvorkommen und fand zwei weitere Indikationen unterhalb Affeier. Das gesamte Gebiet wurde in den folgenden Jahren nach weiteren Fundstellen abgesucht. Dabei stellte sich heraus, dass sich eine vererzte Zone unterhalb des Bergwerks von Affeier nordost- und talabwärts zieht.

In verdankenswerter Weise hat mir Professor Niggli das gesammelte Proben- und Datenmaterial der Studiengesellschaft für die Weiterbearbeitung zur Verfügung gestellt.

5.6.2 Lage der vererzten Zone bei Affeier

Die drei stärksten Vererzungen befinden sich östlich der Fahlerzgrube auf einem markanten Felsvorsprung und nördlich davon, am Fuss der hohen Felswand, in der die Stollen von Affeier liegen. Von hier aus ist die vererzte Zone ENE-wärts bis über den Valaterbach hinaus zu verfolgen. Die nachfolgenden Skizzen von MÜLLI (1960) geben Aufschluss über die topographische Lage und Ausdehnung der Uranvererzungen.

In einiger Entfernung von der genannten Felswand, in der die Fahlerzvererzung von Affeier liegt, am Fussweg von Waltenburg nach Affeier, sind an Sturzblöcken ebenfalls stark erhöhte

Werte gemessen worden. Auch in den Stollen von Affeier sind Anomalien zu finden (siehe Stollenplan). Die Fahlerzvererzung selbst enthält jedoch keine Uranmineralien. Es ist kein Zusammenhang zwischen Uran- und Kupfervererzung festzustellen.

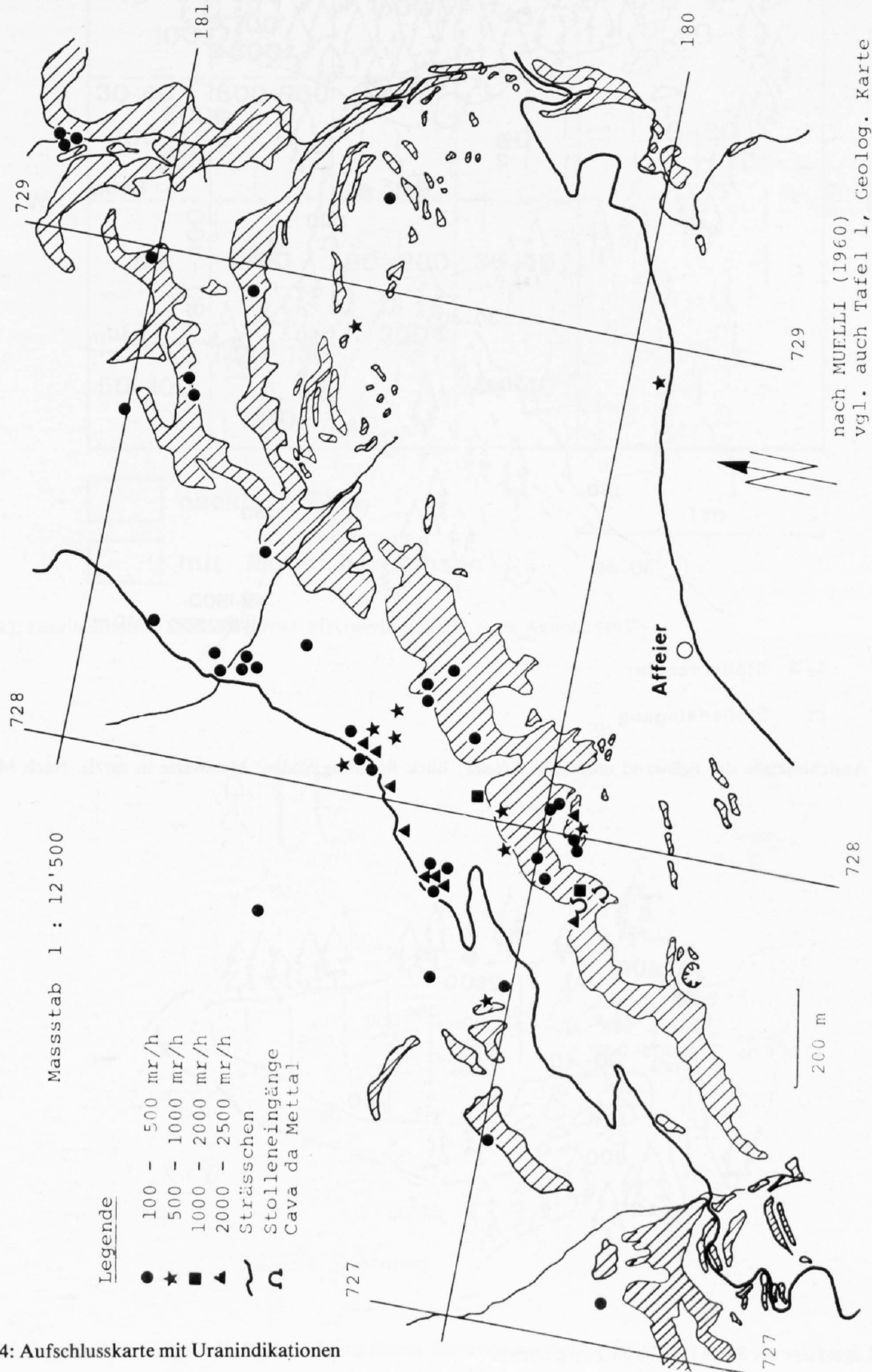


Fig. 14: Aufschlusskarte mit Uranindikationen

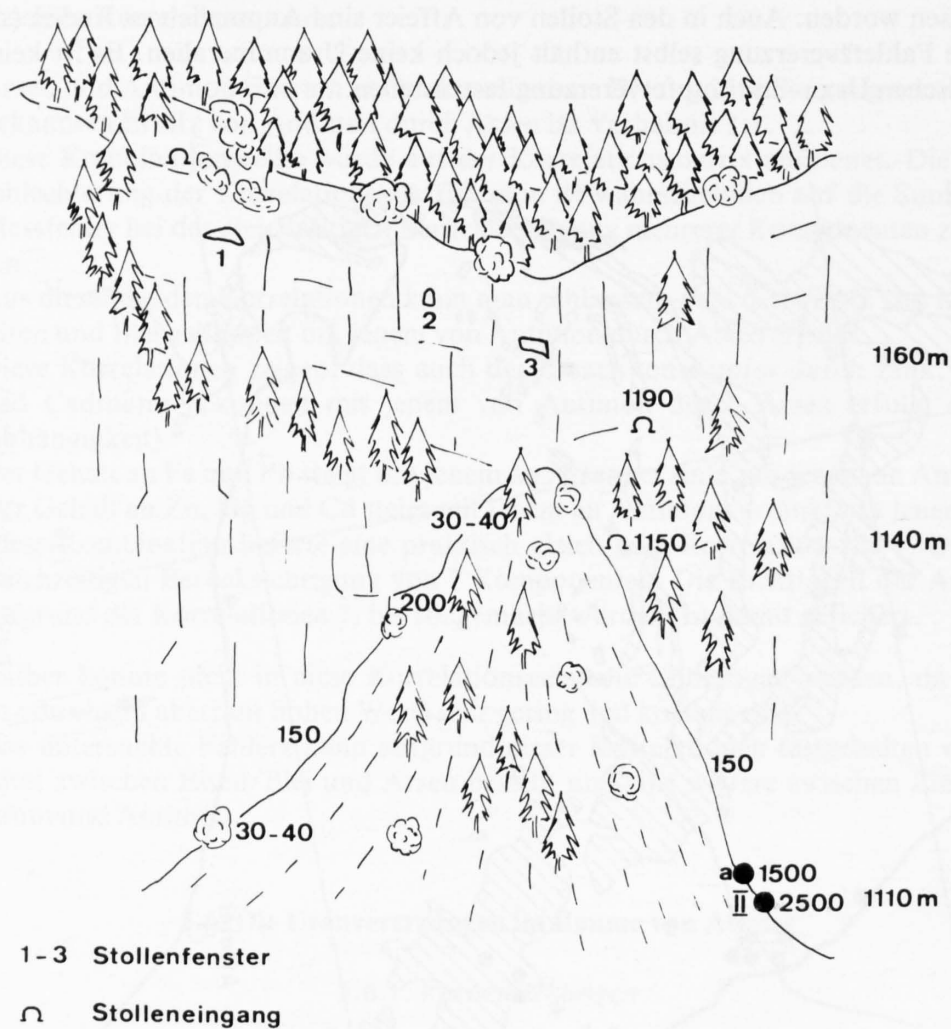


Fig. 15: Ansichtsskizze der Felswand unterhalb Affeier, Blick Richtung Süden. Messwerte in mr/h. Nach MUELLI (1960).

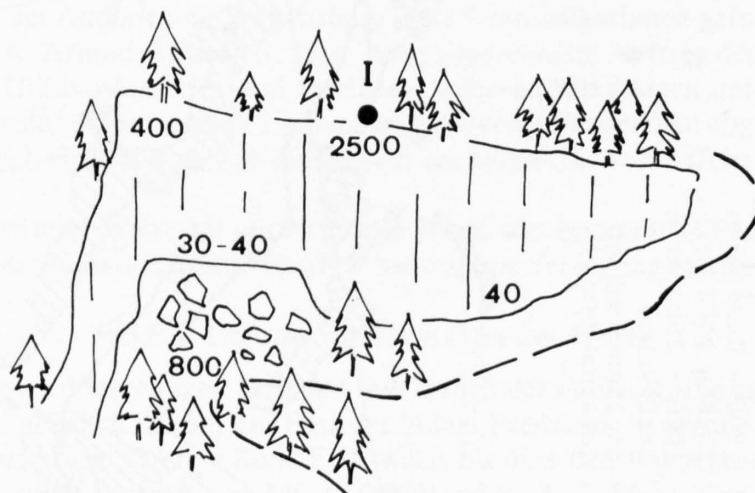


Fig. 16: Lageskizze der Stelle I. Blick Richtung Süden.

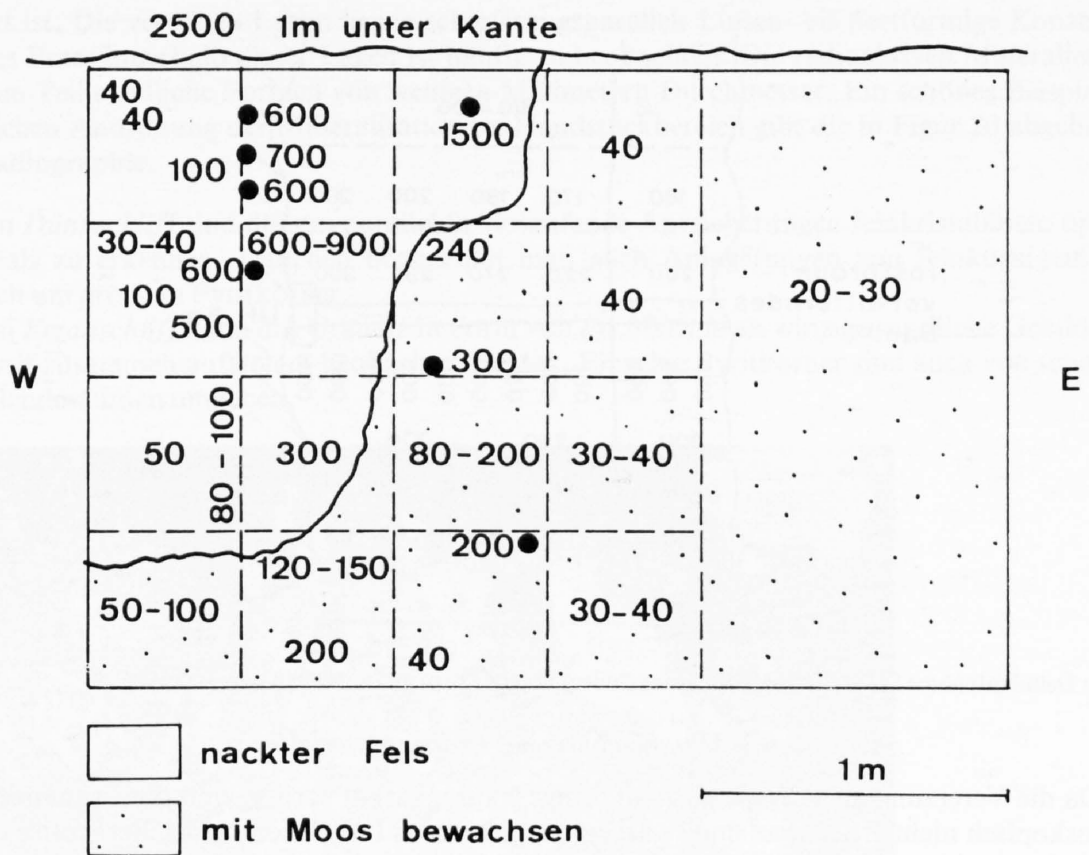


Fig. 17: Detailaufnahme Stelle I. Aufriss. Messwerte in mr/h. Nach ARNOLD (1959).

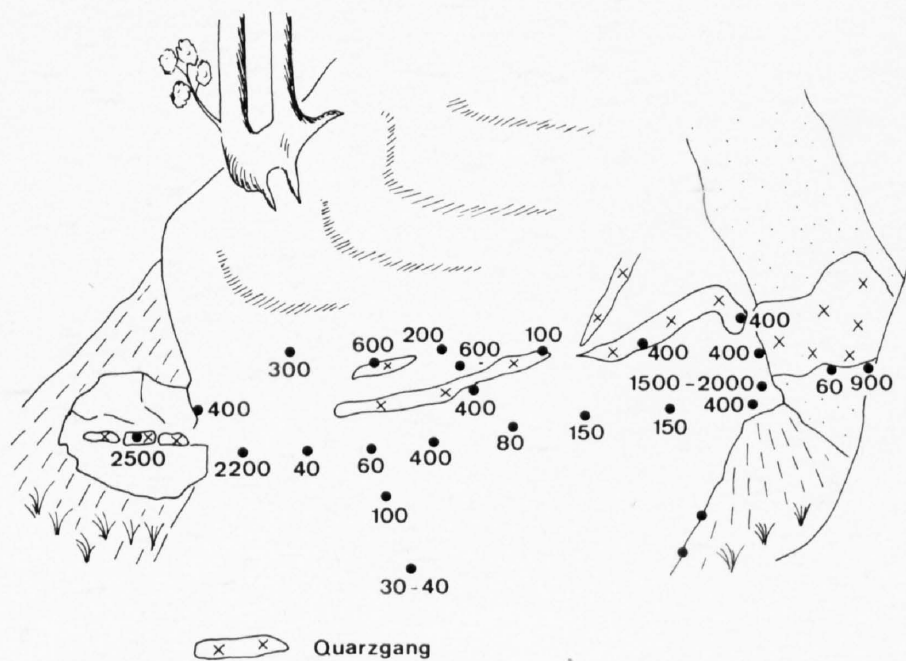


Fig. 18: Detailaufnahme Stelle II. Blick Richtung Süden. Messwerte in mr/h.

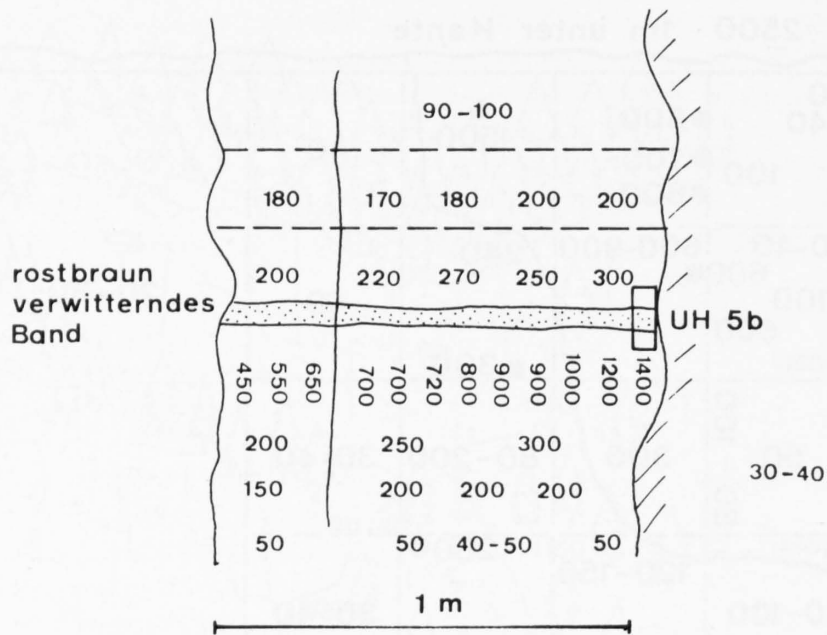


Fig. 19: Detailaufnahme Stelle IIa. Blick Richtung Süden. Messwerte in mr/h. Nach ARNOLD (1959).

5.6.3 Untersuchung des Probenmaterials

Da die Vererzung als ausgeprägt feinkörnige Imprägnation vorliegt und die Uranminerale makroskopisch nicht erkennbar sind, wurden zur genaueren Lokalisierung der Vererzung vorerst *Autoradiographien* gemacht. Sie zeigen, dass das Uranerz in schmalen Horizonten lagig ange-



Fig. 20: Autoradiographie der Probe UH 5b von Arnold

reichert ist. Die vererzten Lagen liegen schieferungsparallel. Linsen- bis nestförmige Konzentration des Erzes innerhalb dieser Lagen ist häufig zu beobachten. Die radioaktiven Mineralien bilden zum Teil rundliche Formen von wenigen Millimetern Durchmesser. Ein schönes Beispiel der räumlichen Anordnung der Mineralisation im Handstückbereich gibt die in Figur 20 abgebildete Autoradiographie.

Im *Dünnschliff* sind dünne, parallel S₁ verlaufende Anreicherungen feinkristallinen, opaken Materials zu erkennen. Daneben beobachtet man auch Anlagerungen von feinkörnigem Erz, randlich um grössere Pyritkörner.

Im *Erzanschliff* kann das Uranerz in Form von *Pechblende* als winzige rundliche Gebilde, die mit Pyrit zusammen auftreten, beobachtet werden. Einzelne Pyritkörner sind auch von schmalen Pechblendesäumen umgeben.

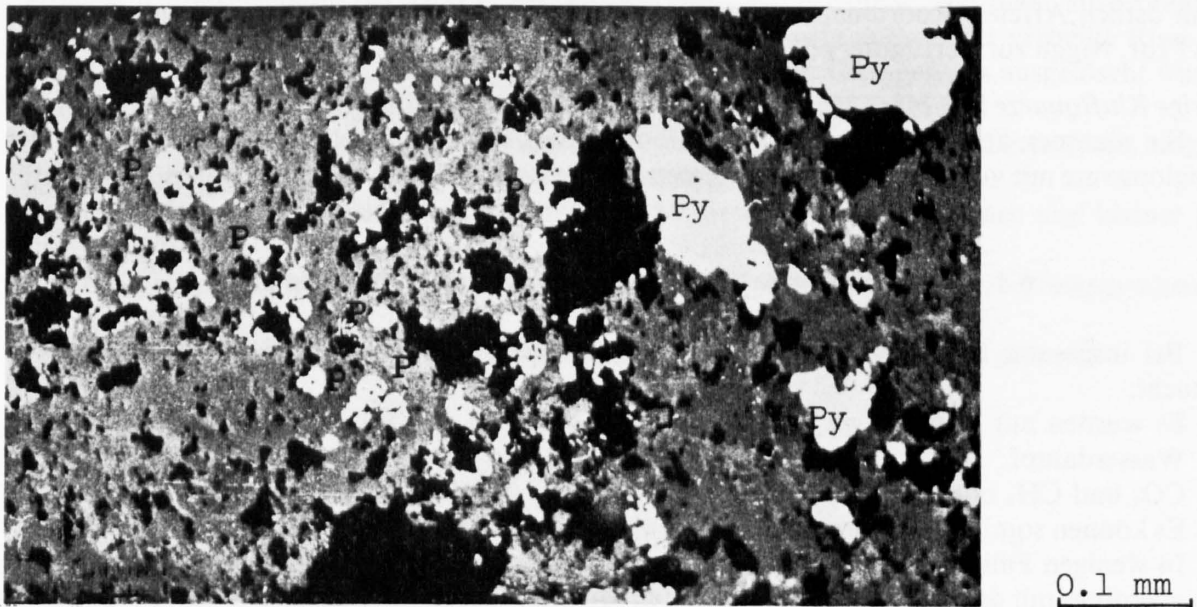


Fig. 21: Photographie eines Erzanschliffes. Py = Pyrit, P = Pechblende

5.6.4 Röntgenographische Untersuchung des Uranerzes

Für eine genauere Charakterisierung des Uranerzes wurden einige Erzproben im Bradleyverfahren geröntgt. Der Feinheit der Vererzung und ihrer Vergesellschaftung mit Pyrit wegen war eine saubere Präparation schwierig. Neben *Pechblende* konnte auch *Brannerit* identifiziert werden.

6. Mikrothermometrische Untersuchungen

Die Zeit der ersten Experimente an Flüssigkeitseinschlüssen geht über ein Jahrhundert zurück. Seit den vierziger Jahren hat sich die Einschlussforschung besonders auf dem Gebiet der Lagerstättenuntersuchung entwickelt. Die neuesten Methoden werden heute auch allgemein zur Lösung petrologischer Probleme angewendet.

Für diese Untersuchungen wurden 5 Quarzproben verwendet:

- Gangquarz aus der Vererzung von Affeier
- Quarz aus einem reinen Quarzgang aus den Stollen von Affeier
- 3 Kluftquarze aus drei verschiedenen Klüften der nächsten Umgebung der Vererzung.

Gangquarz aus der Vererzung

Der milchige Gangquarz ist sehr reich an Einschlüssen, die meist etwa 4 bis 10 μ , selten 15 bis zu 30 μ gross sind.

Zum Vergleich der Einschlüsse in der Vererzung mit jenen in alpinen Klüften wurden verwendet:

Milchiger Quarzgang (TS 292)

Er steht in den Stollen von Affeier schief zur Schieferung des Nebengesteins und ohne direkte räumliche Beziehung zur Vererzung an. Auch dieses Material zeichnet sich durch grossen Einschlussreichtum aus.

Fadenquarz (EN 12662)

Er stammt aus einer kleinen Kluft im Ilanzer-Verrucano aus der Nähe der Vererzung, etwa 3 km östlich Affeier. Koordinaten 730 600/180 980. Diese Probe wurde mir freundlicherweise von Prof. Niggli zur Verfügung gestellt.

Übrige Kluftquarze (TS 248/325)

Sie stammen aus zwei kleinen Klüftchen mit Quarz und Carbonaten aus dem Horizont der Konglomerate mit vulkanischen Komponenten. Koordinaten 730 550/181 740.

6.1 Allgemein gültige Beobachtungen am untersuchten Material

Bei insgesamt über 400 Messungen¹ wurden folgende allgemein gültigen Beobachtungen gemacht:

- Es wurden nur zweiphasige Einschlüsse beobachtet mit den Phasen wässrige Lösung und Wasserdampf.
- CO₂ und CH₄ oder deren Hydrate konnten nie mit absoluter Sicherheit festgestellt werden. Es können somit nur Spuren dieser Verbindungen vorhanden sein.
- In wenigen Fällen waren kleine Festkörper zu beobachten, deren spezifische Eigenschaften allerdings mit den zur Verfügung stehenden Mitteln nicht zu bestimmen waren.
- Die Morphologie der Einschlüsse variiert vom Negativkristall bis zu xenomorphen Formen.
- Die relative Grösse der Blasen variiert bei Raumtemperatur zwischen 5 und 10 Vol%, Extremwerte liegen bei 2 und 25 Vol%.
- Die Schmelztemperaturen liegen im Bereich zwischen -1 und -9 °C.
- Zwischen -200 und +200 °C waren als Phasenübergänge immer zu beobachten:
 - Das Frieren und Wiederauftauen einer flüssigen Phase.
 - Die Homogenisation der zwei Phasen in eine flüssige Phase.

Folgende Schlüsse lassen sich aus diesen Beobachtungen ziehen:

- Die untersuchten Einschlüsse enthalten wässrige Lösungen mit Salzgehalten von ca. 2 bis 14 Gew% NaCl_{aq}.
- Die variable Einschlussmorphologie und die Unterschiede der rel. Blasengrössen lässt darauf schliessen, dass sich nicht alle Einschlüsse unter den gleichen Bedingungen gebildet haben.
- Die Homogenisationstemperaturen von 140 bis 220 °C können als minimale Bildungstemperaturen betrachtet werden. Die wahren Bildungstemperaturen dürften sich unter Berücksichtigung von Korrekturen (Bildungsdruck, Salzgehalt) in einem höheren Temperaturbereich bewegen.

¹ *Apparatives, Messanordnung, Eichung*

Die Messungen erfolgten mit der freundlichen Erlaubnis von Prof. v. Raumer auf der Mikrothermometrieanlage des Mineralogischen Institutes der Universität Freiburg.

Für apparative sowie Fragen der Messtechnik und Eichung gelten die Angaben, die von Poty, et al. (1974) gemacht werden.

- Da die Einschlüsse in der flüssigen Phase homogenisieren, muss die Dichte der eingeschlossenen Lösungen über dem Wert von 0.4 g/cm^3 liegen. Unter Vernachlässigung des Salzgehaltes ergeben sich Dichten von 0.75 bis 0.98 g/cm^3 .

Nachstehend werden nun die Messergebnisse der einzelnen Proben eingehend besprochen.

6.2 Ergebnisse der Messungen am Gangquarz der Vererzung

An mehreren Proben aus dem Erzgang wurden gegen 200 Messungen durchgeführt. Die Variation der Einschlussmorphologie ist hier ausgeprägt. Idiomorph geformte Einschlüsse (Negativkristalle) sind selten. Die Einschlüsse haben grösstenteils einen schlechten Ausheilungsgrad erreicht. Unterschiede in der räumlichen Anordnung der Einschlüsse sind nicht ausgeprägt. Sie bilden einerseits ganze Schwärme, die flächen- oder fächerartig angeordnet verheilte Risse oder alte Korngrenzen abbilden, welche durch Rekristallisation des Ganggefüges ausgelöscht wurden. Andererseits sind sie auch perlschnurartig aufgereiht oder treten einzeln auf.

Eine gewisse Gesetzmässigkeit ergibt sich, wenn man versucht, die Einschlüsse aufgrund ihrer Morphologie und der relativen Blasengrössen zu gruppieren:

- Einschlüsse mit gut verheilten idiomorphen bis hypidiomorphen Formen und kleiner Blase (bis 5 Vol%).
- Einschlüsse mit hypidiomorphen bis xenomorphen Formen und mittleren Blasengrössen (5–7 Vol%).
- Einschlüsse mit xenomorphen Formen und grossen Blasen (8 Vol% und grösser).

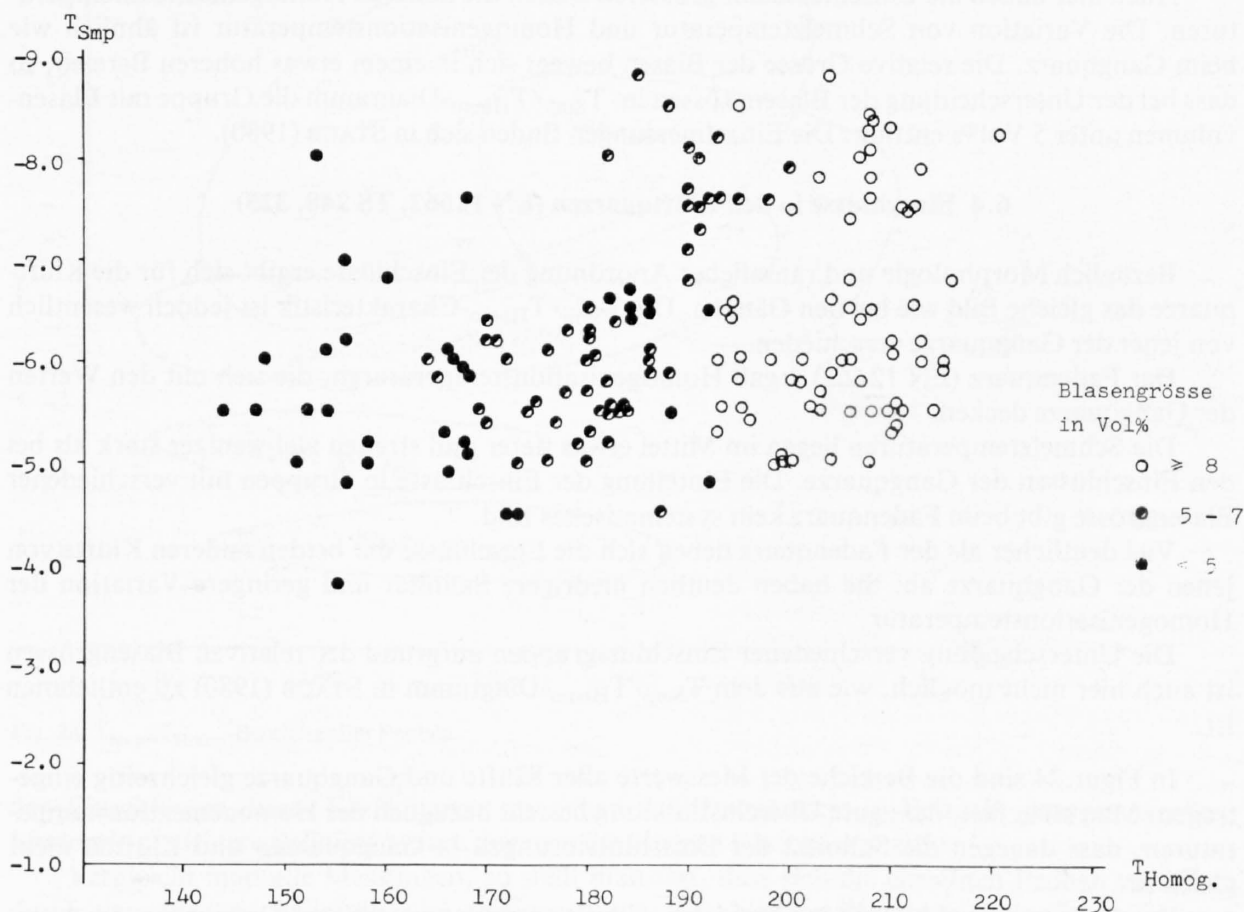


Fig. 22: $T_{\text{Smp}}/T_{\text{Homo}}$ -Diagramm der Messungen am Gangquarz der Vererzung

In Figur 22 sind die Homogenisationstemperaturen gegen die Schmelztemperaturen aufgetragen. Die drei Einschlussgruppen werden mit verschiedener Signatur wiedergegeben.

Aus der Graphik geht hervor, dass die Einschlüsse mit den grössten relativen Blasenvolumen die höchsten Homogenisationstemperaturen haben.

Innerhalb einer Einschlussgruppe nimmt der Salzgehalt mit abnehmender Homogenisationstemperatur ab.

Man könnte diese Einschlussgruppen als verschiedene Generationen von Einschlüssen ansehen, die je unter Zufuhr neuer Fluidlösungen entstanden wären. Zur deutlichen Unterscheidung der Gruppen als verschiedene Generationen fehlen aber genügend morphologische Unterscheidungsmerkmale. Da es sich um Einschlüsse in einem Quarzkorngefüge handelt, fehlen auch die morphologischen Unterscheidungsmerkmale eines einheitlichen Wirtkristalls, wie sie in Klüften gegeben sind. Deshalb glaube ich nicht, dass man hier von Einschlussgenerationen sprechen darf.

Der Zusammenhang zwischen Einschlussmorphologie und relativer Blasengrösse könnte aber auch ganz anders begründet werden: Unter der Annahme, ein Einschluss ändere seinen Chemismus nicht mehr, währenddem er ausheilt (geschlossenes System), ist es möglich, dass durch Einengung des Einschlussvolumens während des Ausheilungsprozesses die Dichte in einem Einschluss zunimmt und damit die relative Blasengrösse abnimmt. Dies würde bedingen, dass Quarz noch mobil ist, währenddem der Einschluss schon ein geschlossenes System bildet.

6.3 Ergebnisse der Messungen am reinen Quarzgang (TS 292)

Wie im Quarz aus der Vererzung ist die Einschlussmorphologie hier recht variabel. Sie reicht von idiomorphen bis zu xenomorphen Formen.

Auch hier haben die Einschlüsse mit grösseren Blasen die höheren Homogenisationstemperaturen. Die Variation von Schmelztemperatur und Homogenisationstemperatur ist ähnlich wie beim Gangquarz. Die relative Grösse der Blasen bewegt sich in einem etwas höheren Bereich, so dass bei der Unterscheidung der Blasengrössen im $T_{\text{Smp}}/T_{\text{Homo}}$ -Diagramm die Gruppe mit Blasenvolumen unter 5 Vol% entfällt. Die Einzelmessungen finden sich in STAUB (1980).

6.4 Einschlüsse in den Kluftquarzen (EN 12662, TS 248, 325)

Bezüglich Morphologie und räumlicher Anordnung der Einschlüsse ergibt sich für die Kluftquarze das gleiche Bild wie bei den Gängen. Die $T_{\text{Smp}}/T_{\text{Homo}}$ -Charakteristik ist jedoch wesentlich von jener der Gangquarze verschieden.

Der Fadenquarz (EN 12662) ergab Homogenisationstemperaturen, die sich mit den Werten der Gangquarze decken.

Die Schmelztemperaturen liegen im Mittel etwas tiefer und streuen viel weniger stark als bei den Einschlüssen der Gangquarze. Die Einteilung der Einschlüsse in Gruppen mit verschiedener Blasengrösse gibt beim Fadenquarz kein systematisches Bild.

Viel deutlicher als der Fadenquarz heben sich die Einschlüsse der beiden anderen Klüfte von jenen der Gangquarze ab. Sie haben deutlich niedrigere Salinität und geringere Variation der Homogenisationstemperatur.

Die Unterscheidung verschiedener Einschlussgruppen aufgrund der relativen Blasengrössen ist auch hier nicht möglich, wie aus dem $T_{\text{Smp}}/T_{\text{Homo}}$ -Diagramm in STAUB (1980) zu entnehmen ist.

In Figur 24 sind die Bereiche der Messwerte aller Klüfte und Gangquarze gleichzeitig eingetragen. Man stellt fest, dass gute Übereinstimmung besteht bezüglich der Homogenisationstemperaturen, dass dagegen die Salinität der Einschlusslösungen in Gangquarzen und Klüften nicht gleich ist.

Der Fadenquarz (EN 12662) überlagert teilweise mit Gangquarz und Quarzgang. Im obersten Bereich der Homogenisationstemperaturen könnte allenfalls eine Übereinstimmung zwischen

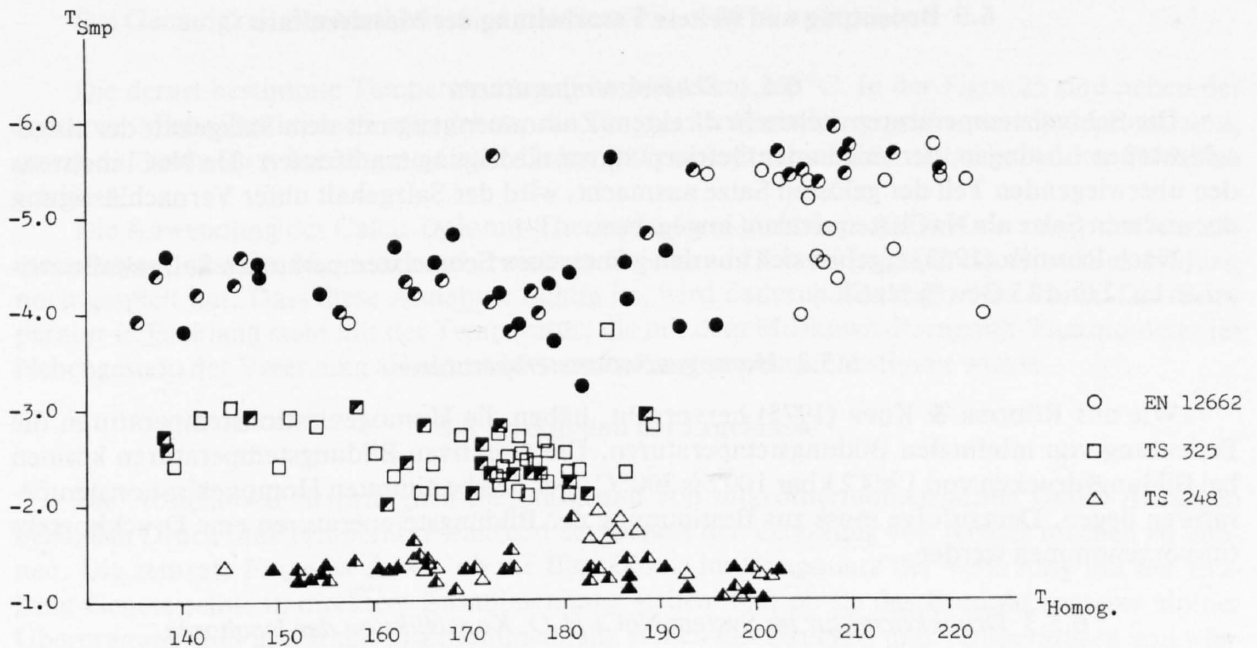


Fig. 23: $T_{\text{Smp}}/T_{\text{Homo}}$ -Diagramm Kluftquarze

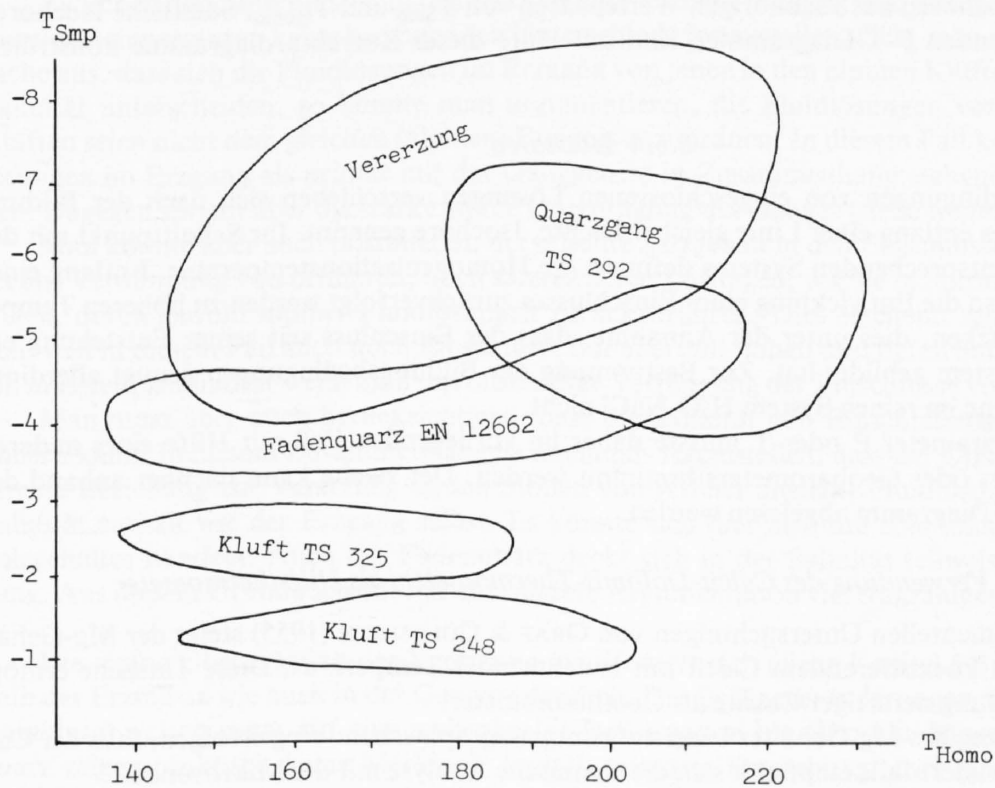


Fig. 24: $T_{\text{Smp}}/T_{\text{Homo}}$ -Bereiche aller Proben

den Einschlüssen dieses Kluftquarzes mit jenen des Quarzganges in Betracht gezogen werden. Eindeutig niedrigere Salinität weisen dagegen die übrigen Kluftquarze auf.

Vergleicht man alle Messungen, so stellt man fest, dass sich die einzelnen Proben vor allem durch verschiedene Salinität, viel weniger durch verschiedene Homogenisationstemperaturen unterscheiden.

6.5 Bedeutung und weitere Verarbeitung der Messresultate

6.5.1 Schmelztemperaturen

Die Schmelztemperaturen stehen in direktem Zusammenhang mit dem Salzgehalt der eingeschlossenen Lösungen, der sich in der Gefrierpunktserniedrigung manifestiert. Da NaCl meistens den überwiegenden Teil der gelösten Salze ausmacht, wird der Salzgehalt unter Vernachlässigung der anderen Salze als NaCl-Äquivalent angegeben.

Nach RÖDDER (1962) ergeben sich aus den gemessenen Schmelztemperaturen Salzgehalte zwischen ca. 2 und 15 Gew% NaCl.

6.5.2 Homogenisationstemperaturen

Wie aus RÖDDER & KOPP (1975) hervorgeht, haben die Homogenisationstemperaturen die Bedeutung von minimalen Bildungstemperaturen. Die effektiven Bildungstemperaturen können bei Bildungsdrücken von 1 bis 2 kbar 100 bis 200°C über den bestimmten Homogenisationstemperaturen liegen. Demzufolge muss zur Bestimmung der Bildungstemperaturen eine Druckkorrektur vorgenommen werden.

6.5.3 Druckkorrektur im System NaCl-H₂O, Konstruktion der Isochoren

POTTER (1977) hat Korrekturdiagramme für die Druckkorrektur der Homogenisationstemperaturen im System NaCl-H₂O für verschiedene Salzgehalte aufgestellt. Diese erlauben die Konstruktion von Isochoren aus zugehörigen Wertepaaren von T_{Smp} und T_{Homo} . Sämtliche Isochoren in den nachfolgenden P-T-Diagrammen sind mit Hilfe dieser Korrekturdiagramme konstruiert worden.

6.5.4 Isochoren

Die P-T-Bedingungen von eingeschlossenen Lösungen verschieben sich nach der Bildung eines Einschlusses entlang einer Linie gleicher Dichte, Isochore genannt. Ihr Schnittpunkt mit der Siedekurve des entsprechenden Systems definiert die Homogenisationstemperatur. Entlang einer Isochore kann also die Entwicklung eines Einschlusses zurückverfolgt werden zu höheren Temperaturen und Drücken, dies unter der Annahme, dass der Einschluss seit seiner Entstehung ein geschlossenes System gebildet hat. Zur Bestimmung der Bildungsbedingungen genügt allerdings die Isochore alleine im reinen System H₂O-NaCl nicht.

Einer der Parameter P oder T musste daher im vorliegenden Fall mit Hilfe eines anderen Geothermometers oder Geobarometers bestimmt werden. Der zweite kann nachher anhand der Isochore im P-T-Diagramm abgelesen werden.

6.5.5 Verwendung des Calcit-Dolomit-Thermometers als Hilfsthermometer

Nach experimentellen Untersuchungen von GRAF & GOLDSMITH (1955) steigt der Mg-Gehalt von mit Dolomit koexistierendem Calcit mit zunehmender Temperatur. Diese Tatsache ermöglicht die Verwendung derartiger Calcite als Geothermometer.

Die Ermittlung des Mg-Gehaltes kann auf röntgenographischem Weg erfolgen, falls der Calcit eisenfrei ist. Andernfalls empfiehlt sich die chemische Analyse mit der Mikrosonde.

Die Anwendung des Calcit-Dolomit-Thermometers war im vorliegenden Fall die Möglichkeit der unabhängigen Temperaturbestimmung. Der Chemismus der im Erzgang mit Dolomit koexistierenden Calcite musste mit der Mikrosonde bestimmt werden, da durchwegs kleine Eisengehalte festgestellt werden konnten.

Zur Berechnung der Temperaturen wurde die von RICE (1977) angegebene Formel verwendet:

$$\text{Log}_{10} X_{\text{MgCo}_3}^{\text{Cc}} = \frac{-1690}{T^{\circ}\text{K}} + 0.795$$

Die Genauigkeit der Methode wird von RICE mit $\pm 20^{\circ}\text{C}$ angegeben.

Die derart bestimmte Temperatur ergab im Mittel ca. 360°C . In der Figur 25 sind neben der Isochore Mineralreaktionen angegeben, die für das Untersuchungsgebiet von Bedeutung sind, sowie die nach RICE berechnete Calcit-Dolomit-Temperatur mit dem entsprechenden Fehlerbereich.

Die Anwendung des Calcit-Dolomit-Thermometers kann hier natürlich nur unter der Annahme erfolgen, dass der Mg-Austausch zwischen Calcit und Dolomit zur Zeit der Einschlussbildung noch gespielt hat. Dass diese Annahme richtig ist, wird dadurch bestätigt, dass die Cc-Dol-Temperatur in Einklang steht mit der Temperatur, die mit dem Muskowit-Paragonit-Thermometer im Nebengestein der Vererzung als alpine Metamorphosetemperatur bestimmt wurde.

6.6 Diskussion der Ergebnisse

Die Absicht war ursprünglich die, aufgrund von mikrothermometrischen Daten Aussagen bezüglich Druck und Temperatur während der Genese der Vererzung von Affeier machen zu können. Die zentrale Frage ist daher, ob die Einschlüsse im Gangquarz der Vererzung mit der Erzgang-Genese selbst in direktem Zusammenhang stehen oder ob sie das Produkt späterer alpiner Überprägung sind und somit in Zusammenhang stehen mit Drucken und Temperaturen von wässrigen Lösungen, die als Folge der alpinen Metamorphose im Untersuchungsgebiet aufgetreten sind.

Zwischen den Einschlüssen in den Klüften und jenen im Erzgang sind bezüglich der Homogenisationstemperaturen keine bedeutenden Unterschiede festzustellen. Geht man aber von der Tatsache aus, dass sich die Fluidlösungen im Erzgang von jenen in den alpinen Klüften deutlich in der Salinität unterscheiden, so könnte man argumentieren, die Fluidlösungen von Vererzung und Klüften seien nicht dem gleichen (alpinen) Ereignis zuzuordnen. In diesem Fall könnten die Fluidlösungen im Erzgang als primär mit der Ganggenese in Zusammenhang stehend betrachtet werden. Dagegen spricht aber die starke alpine Überprägung des Ganges (siehe weiter unten).

Man könnte aber auch postulieren, der erhöhte Salzgehalt in den Einschlüssen der Vererzung sei auf Verdünnung von primären, noch salzreicheren Lösungen, wie sie in Sulfidlagerstätten auftreten, durch Zufuhr alpiner Fluidlösungen zurückzuführen. Dies erscheint sehr unwahrscheinlich, weil in diesem Fall auch noch Einschlüsse mit aberrant hohen und tiefen Salzgehalten auftreten müssten, zumindest wenn man unvollständige Verjüngung der Einschlüsse voraussetzt.

Man muss aber auch berücksichtigen, dass die Salinität von Einschlusslösungen sehr lokal ändern kann. In diesem Zusammenhang ist nochmals festzustellen, dass der Quarzgang, der ohne direkte Beziehung zur Vererzung in den Stollen von Affeier ansteht, Fluidlösungen mit gleicher Salinität enthält wie der Erzgang selbst. Es könnte sich hier also um eine lokale Erhöhung des Salzgehaltes handeln. Auch der Fadenquarz deckt sich in der Salinität teilweise mit der Vererzung. Aus diesem Grunde scheint mir eine andere Argumentation viel tragfähiger:

Die alpine Überprägung der Vererzung manifestiert sich (siehe Kapitel 5.5.5) sowohl innerhalb der Erzmasse wie auch in der Gangart deutlich. Die Gefügeveränderungen (Rekristallisation, Kataklyse) weisen sogar auf eine mehrphasige Deformation hin. Die Fluideinschlüsse im Gangquarz zeigen praktisch keine Merkmale typisch primärer Entstehung. Ihre Anordnung entlang alter Korngrenzen des später rekristallisierten Quarzgefüges zeugt von ihrer Entstehung während der Rekristallisation des Gangquarzes.

Betrachtet man das P-T-Diagramm der Figur 54 (in STAUB 1980), so stellt man fest, dass die Isochoren einen relativ engen P-T-Bereich bedecken. Dass die mittleren Isochoren der Kluftquarze etwas steiler stehen als jene der Quarzgänge ist – einmal abgesehen vom Einfluss der unterschiedlichen Salinität – auch darauf zurückzuführen, dass die Druckverhältnisse in Lösungen, die sich entlang von Korngrenzen in einem Quarzgefüge bewegen, nicht vergleichbar sind mit jenen in Klüften mit freiem Kristallwachstum.

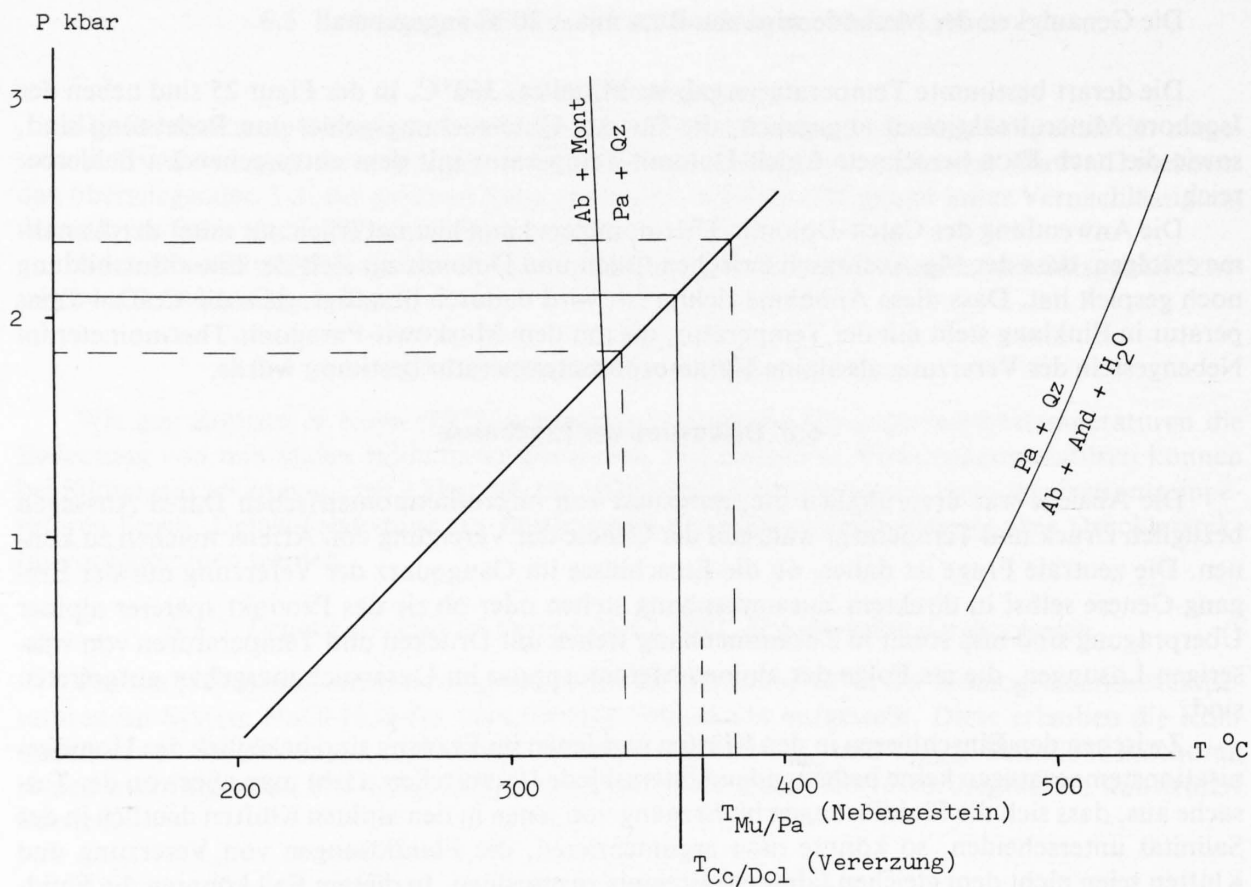


Fig. 25: Isochore zu $T_{\text{Homo}}/T_{\text{SmpH}_2\text{O}}$ der Messungen am Gangquarz der Vererzung mit experimentell bestimmtem P-T-Bereich und für das Gebiet relevante Mineralreaktionen.

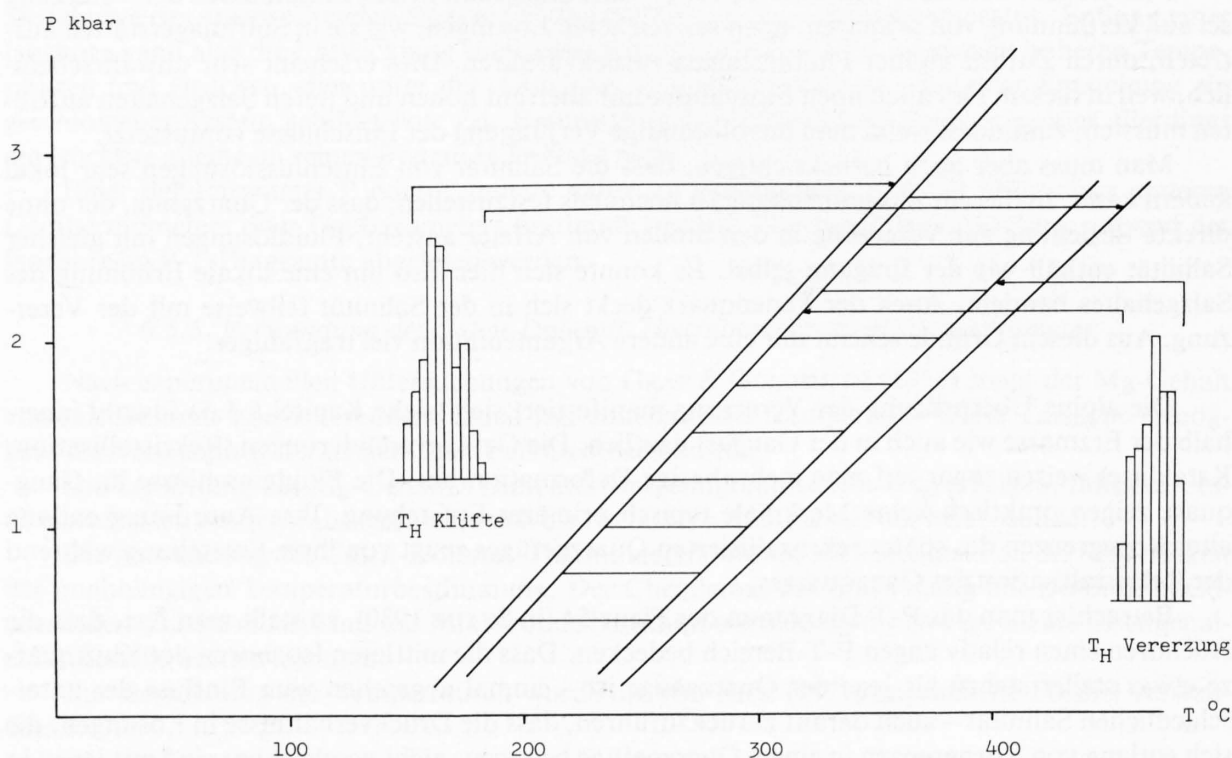


Fig. 26: Isochoren zu den minimalen und maximalen Homogenisationstemperaturen aus Vererzung und Klüften.

Trägt man für Kluftquarze und Vererzung die Isochoren für maximale und minimale Homogenisationstemperaturen und Salzgehalte auf (Figur 26), so liegen die Isochoren der Vererzung in der Mitte des durch Isochoren der Klüfte belegten Feldes. Diese Koinzidenz ist ein wichtiger Hinweis darauf, dass die Fluidlösungen der Vererzung zu den selben alpinen Einschlusslösungen gehören, die in den Kluftquarzen eingeschlossen wurden.

Nachdem nun festgestellt wurde, dass die Einschlüsse im Erzgang nach dessen Genese alpin entstanden sind, wird auch klar, dass zwischen den Temperaturen, die mit Hilfe des Calcit-Dolomit-Thermometers im Erzgang und mit Hilfe des Muskowit-Paragonit-Thermometers im Nebengestein bestimmt wurden, gute Übereinstimmung bestehen muss.

Die mittleren Temperaturwerte beider Methoden liegen nur wenige Grade auseinander. Mit beiden Thermometern wurden also offensichtlich Temperaturen bestimmt, die zum selben Ereignis der alpinen Metamorphose gehören. Gute Übereinstimmung ergibt sich auch bezüglich der Drucke, die für das Nebengestein aus den b_0 -Werten des Muskowits (nach SASSI & SCOLARI 1974) und für den Erzgang aus der Kombination von Mikrothermometrie und Calcit-Dolomit-Thermometer (nach GRAF & GOLDSMITH 1955) bestimmt wurden. Die Druckbestimmungen werden auch gestützt durch das Auftreten von Paragonit, der nach WINKLER (1974) bei einem Druck von 2 kbar bei 370°C gebildet wird.

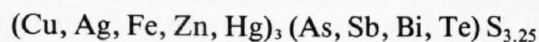
Zudem fallen die Schnittpunkte der Isochoren mit den experimentell bestimmten Temperaturen in den Bereich der Grünschieferfazies und in das Stabilitätsfeld des Paragonites, der in den vorliegenden Gesteinen auftritt.

Die Kombination von verschiedenen Geothermo- und Barometriemethoden liefert also Resultate, die miteinander in Einklang stehen und auch mit der im Felde beobachteten, für niedriggradige Grünschieferfazies typischen Mineralparagenese übereinstimmen. Zusammenfassend kann also festgestellt werden, dass die Anwendung der Mikrothermometrie im vorliegenden Fall keine Aussage über die Entstehungsbedingungen während der Genese der Fahlerz-Vererzung ermöglichte. Dafür gelang es, die alpine Überprägung der Vererzung, die auch aus strukturellen Beobachtungen abgeleitet wurde, auf einem völlig anderen, unabhängigen Weg zu bestätigen.

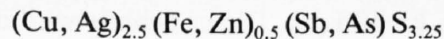
7. Diskussionen

7.1 Der Chemismus des Fahlerzes von Affeier im Vergleich mit anderen Fahlerzanalysen

SPRINGER (1969) konnte anhand von Mikrosonde-Analysen an Fahlerzen verschiedener Herkunft zeigen, dass folgende allgemeine Formel für dieses Mineral gilt:



Er fand jedoch, dass die überwiegende Mehrzahl der Fahlerze der nachstehenden Formel genügt.

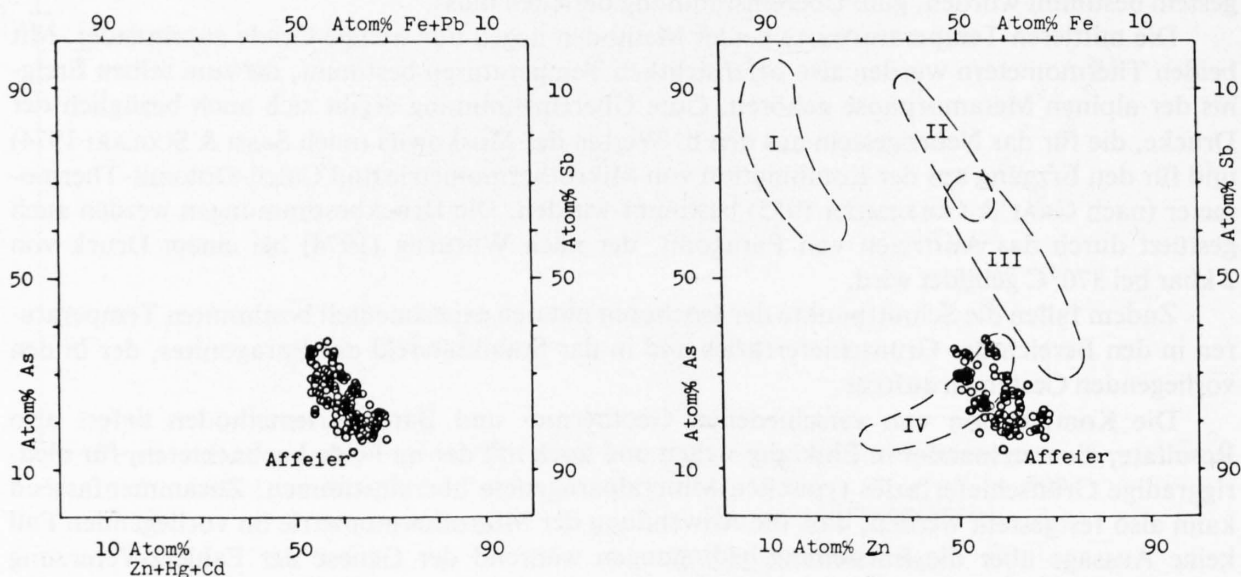


In der Figur 27 ist der Chemismus des Fahlerzes von Affeier zusammen mit einigen Analysen von SPRINGER (1969) in einem Variationsdiagramm dargestellt. Aus dieser Darstellung geht hervor, dass die Mehrheit der von SPRINGER analysierten Fahlerze eine ähnliche Substitutionscharakteristik zeigen wie jene von Affeier, dass also der Ersatz von Cu durch Fe/Zn mit dem Sb-As-Ersatz in gleicher Weise gekoppelt ist.

Der Chemismus der Fahlerze von Kamsdorf (Thüringen) ist jenem des Fahlerzes von Affeier sehr ähnlich, die Substitutionscharakteristik ist allerdings nicht dieselbe.

Die übrigen drei Vorkommen haben einen von Affeier verschiedenen Chemismus, aber die selbe Substitutionscharakteristik wie Affeier. Der Ersatz von Antimon durch Arsen variiert bei den durch SPRINGER analysierten Erzen stärker als beim Fahlerz von Affeier.

In der linken Darstellung in Figur 27 sind bei den Analysen von Affeier neben Eisen und Zink auch noch Blei, Quecksilber und Cadmium berücksichtigt. Der Streubereich der Fahlerzanalysen wird dadurch noch verkleinert. Es wird deutlich, dass Affeier bezüglich der chemischen Homogenität im Vergleich mit anderen Fahlerzvorkommen eine besondere Stellung einnimmt.



I Gornheimer Tal, Odenwald

II Monte Romero, Huelva, Spanien

III Siegerland

IV Kamsdorf, Thüringen

Fig. 27: Variationsdiagramm der Fahlerzchemismen nach SPRINGER (1969)
Analysen von SPRINGER

Aus den Untersuchungen ist ersichtlich, dass die Streuung von Probe zu Probe leicht variiert. Die Streuungscharakteristik ist aber immer gleich. In Übereinstimmung mit CHARLAT & LEVY (1974) kann festgestellt werden, dass auch in Affeier ein Sb-reiches Fahlerz vorliegt. Das Verhältnis von Antimon zu Arsen ist im Mittel aller Analysen etwa 3:1 (Atome pro Formeleinheit). Es handelt sich demzufolge um ein Mischglied, das dem reinen Tetraedrit nahe steht. Dies steht in guter Übereinstimmung mit der röntgenographischen Untersuchung des Fahlerzes (vgl. 5.5.6), auch die Röntgendaten weisen auf Tetraedrit-Chemismus hin.

Die Affinität von Cu zu As und Fe und jene von Ag zu Sb und Zn, wie CHARLAT & LEVY sie fanden, kann bei den Erzen von Affeier nicht festgestellt werden.

Im Gegensatz dazu ist bei Affeier keine Sb-As-Zonierung festzustellen. Aus den Beobachtungen von WU & PETERSEN (1977) könnte aber der Schluss gezogen werden, bei Affeier handle es sich um eine niedrigtemperierte Erzbildung. Dieser Schluss wird durch die Tatsache unterstützt, dass bei Affeier Nebengesteinsveränderungen, die auf die Einwirkung heisser Hydrothermallösungen zurückzuführen wären, vollkommen fehlen.

Abschliessend seien alle in der erwähnten Literatur angegebenen Fahlerzformeln zusammengefasst und jener der Fahlerze von Affeier gegenübergestellt:

SPRINGER (1969)

1) $(\text{Cu, Ag, Fe, Zn, Hg})_{12} (\text{As, Sb, Bi, Te})_4 \text{S}_{13}$

2) $(\text{Cu, Ag})_{10} (\text{Fe, Zn})_2 (\text{As, Sb})_4 \text{S}_{13}$

CHARLAT & LEVY (1974)

(Cu, Ag)₁₀ (Cu, Fe, Zn, Hg)₂ (As, Sb)₄ S₁₃

WU & PETERSON (1977)

(Cu, Ag)_{10-10.5} (Fe, Zn)_{2-2.3} (Sb, As)_{4-4.15} S₁₃

RILEY (1974)

(Ag, Cu)_{9.21-11.44} (Fe, Zn)_{1.59-2.31} (Sb, As)_{3.87-4.43} S₁₃

Fahlerz von Affeier (Darstellung nach RILEY)

(Cu, Ag)_{9.39-10.4} (Fe, Pb, Zn, Hg, Cd)_{1.92-2.07} (Sb, As)_{4.09-4.43} S₁₃

7.2 Zur Genese des Fahlerzvorkommens von Affeier

Die Vererzung von Affeier ist nach ihrer Erscheinungsform zur Gruppe der hydrothermalen Gänge zu zählen.

7.2.1 Form des Erzkörpers

Der Erzkörper bildet einen dünnen, über grössere Distanz durchgehend verfolgbaren Gang. Dieser ist lokal leicht deformiert, teilweise boudiniert, schwach zerschert und ausgedünnt, teilweise auch zusammengestaucht und verdickt. Von diesem Gang zweigen vielerorts schmale Seitentrümer ab, die nur über wenige Meter zu verfolgen sind und beliebige Richtung einnehmen können.

7.2.2 Nebengesteinsveränderungen

Das Nebengestein zeigt im Grenzbereich zum Gang keinerlei Umwandlungserscheinungen wie Auslaugung oder Mineralneubildungen, die auf das Einwirken höherentemperierter Hydrothermallösungen zurückgeführt werden könnten.

Nach BOWEN & GUNATILAKA (1977) sind in Gesteinen, die in Grünschieferfazies überprägt wurden, Nebengesteinsveränderungen durch heisse Hydrothermallösungen oft schlecht zu erkennen, wenn bei der Metamorphose höhere P-T-Bedingungen erreicht wurden, als sie die Gangbildung selbst zur Folge hatte.

Aus diesem Grunde darf im vorliegenden Fall nur mit Vorbehalt auf niedrigtemperierte Entstehung der Vererzung geschlossen werden. Auch die nach SCHRÖCKE (1973) bei tiefen Temperaturen als einzige Umwandlungsspur auftretende Verkieselung des Nebengesteins ist hier in den ohnehin quarzreichen Gesteinen nicht zu beobachten. Der einzige Hinweis auf eine leichte Einwirkung der Erzlösungen auf das Nebengestein ist eine teilweise auftretende, schwache Erzimprägation.

7.2.3 Beziehung des Ganges zu den tektonischen Strukturen der Nebengesteine

Der Gang ist zu keiner tektonischen Struktur seiner Nebengesteine in Beziehung zu bringen. Er steht schief zur Schieferung S₁ und zu den Kluftflächensystemen K₁ und K₂. Die asymmetrische Deformation der Schieferung im Grenzbereich des Ganges weist darauf hin, dass dieser bei der Verschiebung des Nebengesteins schon bestand. Dieselbe Beobachtung machte auch JENNI (1973) bei den Vererzungen am Bristenstock.

Wegen unterschiedlichem mechanischem Verhalten von Gangmaterial und Nebengestein entstand wahrscheinlich die Brechung der Schieferungsrichtung am Salband, wie sie in den Skizzen der Figur 28 andeutungsweise zu erkennen ist.

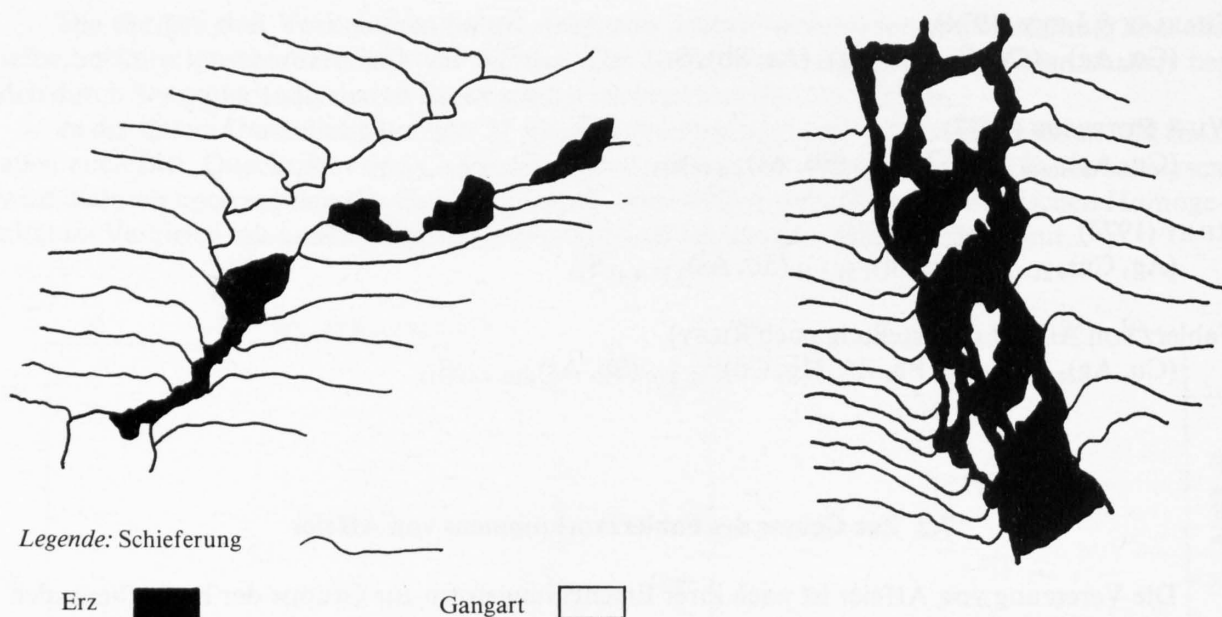


Fig. 28: Deformation der Schieferung am Salband des Ganges

7.2.4 Herkunft der mineralisierten Hydrothermallösungen

Das Wasser von Hydrothermallösungen kann verschiedenen Ursprung haben:

- magmatisch-juvenile Herkunft
- durch Metamorphose freigewordenes Wasser
- meteorisch-vadose Wässer mit Tiefenzirkulation

Zeugen vulkanischer Tätigkeit sind im Verrucano der Schweizer Alpen weit verbreitet. AMSTUTZ (1954) beschreibt die Ergussgesteine im Gebiet des Glarner Freibergs. Auch MILCH (1892) hat schon eine Reihe von Ergussgesteinen aus dem Glarner Verrucano beschrieben. TRÜMPY (1966) erwähnt ebenfalls den Reichtum an Vulkaniten in den älteren Verrucanoformationen, zu welchen der Ilanzer Verrucano gehört.

Es ist also durchaus möglich, dass im Zusammenhang mit diesen vulkanischen Erscheinungen magmatische Hydrothermalwässer aufgedrungen sind und zur Bildung hydrothermalen Vererzungen beigetragen haben. Im Falle von Affeier kann keine direkte Beziehung der Vererzung zu den Vulkaniten festgestellt werden. Die nächstgelegenen Aufschlüsse befinden sich in 2 bis 4 km Entfernung. Es sind die Konglomerate mit vulkanischen Komponenten bei Rueun und die Quarzporphyre (Rhyolithe), die N Waltensburg am Weg nach Andiaast anstehen.

SMIRNOV (1970) hat berechnet, dass bei der Metamorphose von 1 km³ tonigem Sediment rund 100 Mio t Wasser frei werden. Auch bei schwacher Metamorphose, wie sie im Untersuchungsgebiet nachgewiesen werden kann, entstehen grosse Wassermengen (Porenwasser, Dehydrationswasser), die ebenfalls als Quelle hydrothermalen Lösungen in Frage kommen. Auch meteorisches Wasser kann unter entsprechenden hydrogeologischen Bedingungen in tiefe Bereiche eindringen und zur Bildung hydrothermalen Systeme beitragen.

7.2.5 Herkunft der Metalle

Ebenso verschieden wie die Herkunft der wässrigen Lösungsmittel kann auch jene der Metalle sein. Der Metallgehalt kann aus dem Magma stammen, er kann aber auch bei Reaktionen der Metamorphose frei geworden oder primär schon im Porenraum der Sedimente verteilt gewesen sein.

Für die Bildung eines hydrothermalen Ganges wie ihn Affeier darstellt, sind in jedem Fall *Anreicherungsmechanismen* notwendig. Die Erdwärme, insbesondere lokale Wärmequellen, ermöglichen die Bildung von Konvektionsströmungen, die eine grossräumige Herauslösung von Metallen aus dem Gestein und deren Umlagerung und Konzentration bewirken.

7.2.6 Allgemeines zu Kupfervererzungen in ariden Wannen

Die Merkmale dieses weitverbreiteten Vererzungstyps sollen hier in die Diskussion miteinbezogen werden, da es sich bei den Verrucano-Formationen um Redbed-Bildungen handelt. Diese haben im Externbereich des alpinen Orogens ihre typisch rote Farbe behalten, während sie im höhermetamorphen Bereich des Untersuchungsgebietes im Vorderrheintal durch den Einfluss der Metamorphose vergrünt wurden und hier als eigentliche Meta-Redbed-Bildung zu bezeichnen sind.

Die Hauptmerkmale von Kupfervererzungen in Redbed-Formationen sind:

- Die Erze, meist Kupfererze, liegen vorwiegend als schichtgebundene Imprägnationen vor.
- Die Nebengesteine sind mächtige, terrestrisch-innerkontinentale Ablagerungen ariden Klimas; Fanglomerate, Arkosen, Sandsteine, Konglomerate (Festlandschuttmassen) von roter bis rotbrauner Farbe. Die vererzten Zonen sind oft als Folge der Reduktion, die zur Metallausscheidung geführt hat, ausgebleicht.
- Neben Kupfer- und Zinkerzen findet man auch Vanadium-Uran-Erze (Carnotit) sowie Silbererze.
- Das wichtigste Kupfermineral des Redbed-Typus ist Tiefkupferglanz. Verdrängungsreste von Pyrit, Kupferkies und Buntkupfer können auftreten.
- Die Erzkörper haben rundliche und linsen- bis plattenförmige Gestalt.
- Der Transport und die Anreicherung der Erze erfolgt durch Sulfate und Chloride, die in Grundwässern arider Wannen reichlich vorhanden sind.
- Die Erzabscheidung basiert auf Veränderungen der Lösungsbedingungen (Veränderung der Salz- und Metallkonzentrationen durch Verdunsten, Veränderung der Redox- und pH-Bedingungen).

Die Vererzung von Affeier unterscheidet sich in Form und Stoffinhalt deutlich vom eben beschriebenen Redbed-Vererzungstyp. Die Anreicherung der Metalle kann aber trotzdem auf die für Redbed-Bildungen typische Weise erfolgt und die Vererzung später durch das Einwirken eines hydrothermalen Systems umgelagert und gangförmig ausgeschieden worden sein.

7.2.7 Erzparagenese von Affeier

Im Vergleich mit anderen sulfidischen Erzvorkommen in den Alpen fällt bei Affeier die äusserst einfache Erzparagenese auf. Worauf kann sie zurückgeführt werden? Grundsätzlich sind zwei Möglichkeiten gegeben:

- Die Vererzung hat schon primär diese einfache Erzparagenese gehabt.
- Die ursprüngliche (komplizierte) Erzparagenese ist durch die Einwirkung der Metamorphose (Erhöhung von Druck und Temperatur, Zufuhr neuer Fluidlösungen) derart beeinflusst worden, dass eine Verarmung der Paragenese eintrat.

SKINNER et. al. (1972) sowie TATSUKU & MORIMOTO (1973) haben das Dreikomponentensystem Cu-Sb-S im Temperaturbereich bis 500°C untersucht und festgestellt, dass sich das stabile Variationsfeld der Tetraedritzusammensetzung bei steigenden Temperaturen bis 350°C langsam vergrössert und sich gegen 500°C sehr rasch wieder verengt. Daraus ist abzuleiten, dass Tetraedrite in der Lage sind, bei Temperaturen bis etwa 350°C einen grossen Anteil an Fremdelementen aufzunehmen.

Nach BARTON (1967) wird die Stabilität einer bestimmten Phase gegenüber anderer Phasen aus thermodynamischen Gründen erhöht, wenn sie in der Lage ist, mehr Fremdkomponenten auf-

zunehmen. So liesse sich die Vorherrschaft von Tetraedrit gegenüber einer Vielzahl von einfach zusammengesetzten Sulfiden erklären, die sich in kleinen Mengen bei gleichem Gesamtchemismus auch hätten bilden können. Es ist deshalb durchaus denkbar, dass die einfache Erzparagenese schon primär angelegt wurde.

7.2.8 Einfluss der Metamorphose auf die Erzparagenese

JENNI (1973) hat an den Erzen des Bristenstockgebiets eine praktisch vollständige Zerstörung des ursprünglichen Gefüges durch Um- und Rekristallisation festgestellt, die eine Bestimmung der Altersabfolge der überaus reichhaltigen, kata- bis mesothermalen Erzparagenese (Arsenkies, Pyrit, Magnetkies, Zinkblende, Kupferkies, Zinnkies, Bleiglanz und Fahlerz) verunmöglicht. Ausgehend von einer eher hochtemperierten Paragenese mit starker Umwandlung des Nebengesteins muss er annehmen, dass die Metamorphose mit Temperaturen unter 400 °C in diesem Fall nicht zur Neubildung von Erzen geführt hat, dass somit die ursprüngliche Zusammensetzung der Erzparagenese im wesentlichen erhalten geblieben ist. Die Vererzung von Affeier dagegen ist sicher niedrigtemperiert entstanden. Die Temperaturen, die während der alpinen Metamorphose erreicht wurden, sind mit Sicherheit höher als die Bildungstemperaturen und fallen, wie die experimentellen Temperaturbestimmungen (Calcit-Dolomit-Thermometer und Muskowit-Paragonit-Thermometer) zeigen, gerade in den Bereich der grössten Aufweitung des Variationsfeldes stabiler Tetraedrit-Zusammensetzungen bei 350 °C. Es ist deshalb nicht ausgeschlossen, dass die Metamorphose zu einer Verarmung der Erzparagenese geführt hat. Die vollkommene Rekristallisation des Fahlerzes beweist, dass das Erz während der Metamorphose starken Veränderungen unterlag. Die Hinweise auf eine Verdrängung anderer Sulfide durch den heute chemisch äusserst homogenen, polygonal rekristallisierten Tetraedrit sind aber sehr spärlich. Die kleinen rundlichen Chalkopyrit-Relikte, die untergeordnet auftreten, könnten allenfalls als Reste verdrängter Primärerze betrachtet werden.

Man kann sich fragen, ob die Bildung einfacher Paragenesen für den vorliegenden Metamorphosegrad typisch sei.

Die Grünschieferfazies zeichnet sich im untersuchten Gebiet tatsächlich durch einfache und monotone Gesteinsparagenesen aus. Ein direkter Zusammenhang zwischen Paragenese und Metamorphosegrad besteht sicher. Allerdings ist nicht zu übersehen, dass neben Druck und Temperatur auch der Chemismus des Ausgangsmaterials ein wichtiger Parameter bei der Bildung metamorpher Paragenesen eines bestimmten Metamorphosegrades ist. Bezüglich der Vererzung muss deshalb gesagt werden, dass ein Vergleich zwischen normalen Gesteinsparagenesen und reinen Sulfidparagenesen fragwürdig ist.

7.2.9 Deformation des Erzganges während der Metamorphose

Es ist erstaunlich, dass ein so dünner Gang (maximale Dicke ca. 5 cm) trotz der deutlich sichtbaren alpinen Durchbewegung des Nebengesteins noch über eine grössere Strecke (> 120 m) verfolgt werden kann und dass nirgends eine Zerreiassung beobachtet werden kann. Der Grund dafür ist in der gleichmässig durchgreifenden Deformation des Nebengesteins zu suchen, die auf das ganze Gestein einwirkte und so nicht zur Bruchbildung führen konnte. Die schwache Deformation grösserer Gerölle mit Durchmesser bis zu 3 dm, die im Nebengestein der Vererzung, dem Ilanzer Verrucano, zahlreich sind, beweist, dass das gesamte Gesteinspaket nur schwache Deformationen erlitten hat. Auch entlang der beobachteten Kluftflächen-Systeme gab es nur unwesentliche Differentialbewegungen.

Bei affiner Deformation, wie sie im untersuchten Gebiet offenbar stattfand, wird ein Gang nicht zerrissen, kann aber stark ausgedünnt werden. Es ist deshalb möglich, dass der Gang vor der Deformation dicker war.

Die schwache Deformation des Erzganges im makroskopischen Bereich könnte auch als Argument für eine spätalpine Entstehung betrachtet werden. Dagegen sprechen aber deutlich:

- Die mikroskopisch gut sichtbare mehrphasige Deformation, insbesondere die vollkommene Rekristallisation von Erz und Gangart.
- Die alpinen Fluidlösungen, die während der Rekristallisation der Gangart eingedrungen sind.

Aus der Gesamtheit der Beobachtungen kann die Genese der Fahlerzmineralisation von Affeier etwa folgendermassen charakterisiert werden:

Die Vererzung ist epigenetisch voralpin bis alpin und vor der Entstehung der Schieferung S_1 des Nebengesteins als niedrig- bis mitteltemperierte hydrothermale Bildung entstanden. Für die Herkunft und Konzentration der sulfidisch gebundenen Metalle kommen verschiedene Möglichkeiten in Betracht. Eine Anreicherung primär schon im Gestein vorhanden gewesener Sulfide durch Konvektionsströmungen meteorischen Wassers betrachte ich als plausibles Bildungsmodell. Die alpinmetamorphe Überprägung der Vererzung ist aufgrund struktureller Beobachtungen (Rekristallisation, Kataklyse) und mikrothermometrischer Untersuchungen gesichert.

7.3 Genese der Uranmineralisation

Nach ADLER (1974) beruht die Mobilität des Urans auf der Löslichkeit des Uranylions (UO_2^{2+}) in Bodenwässern (Grundwasser, Porenwasser, Metamorphosewasser) und die Ausscheidung des Metalls als Erz wird durch chemische Reduktionsvorgänge bewirkt. Damit wird die Uranerzbildung in Sedimenten vor allem durch eine Reihe von Bedingungen und Umständen bestimmt, unter denen reduzierende Agentien entstehen und akkumuliert werden.

Als reduzierende Agentien kommen in Frage:

- kohlige Substanz (pflanzlicher Herkunft)
- Schwefelwasserstoffe
- Huminsäuren, Bitumen, Erdgas
- Pyrit

Die schichtig-lagige Anordnung und imprägnationsartige Verteilung der Pechblende zusammen mit einem vollkommen unveränderten Nebengestein weisen auf sedimentäre bis epigenetische Entstehung der Uranvererzung hin.

Die Frage, ob die Uranmineralien als Detritus in die Verrucano-Sedimente eingeschwemmt wurden (syndimentäre Entstehung) oder ob sie durch chemische Reaktionen postsedimentär (dia- bis epigenetisch) aus wässrigen Lösungen ausgefällt wurden, ist nicht einfach zu beantworten. Sicher ist, dass zumindest eine Umlagerung des Urans in gelöster Uranyl-Form stattgefunden hat, denn das Uranerz ist heute in schieferungsparallelen, dünnen Häuten angereichert, in Zonen erhöhter Wegsamkeit also, in denen die Zirkulation von Wässern während der Metamorphose bevorzugt stattfand.

In der Folge der alpinen Metamorphose traten in den vererzten Gesteinen auch die zur Fällung des Urans notwendigen reduzierenden Bedingungen ein. Die Beteiligung von Pyrit am Fällungsvorgang manifestiert sich in dessen direkter Vergesellschaftung mit der Pechblende. Pyrit hat als Reduktionsbarriere gewirkt und das Uran aus seiner sechswertigen Uranylform zu vierwertigem UO_2 reduziert. Auch andere Reduktionsmechanismen können am Fällungsprozess beteiligt gewesen sein, sie sind aber heute nicht mehr direkt nachzuweisen. Von besonderem Interesse ist die Beobachtung, dass hier wie bei den Vererzungen der Mürtschenalp in unmittelbarer Nähe voneinander Uran- und Kupfervererzungen auftreten.

BÄCHTIGER (1963) kommt zum Schluss, dass die Kupfer- und die Uranvererzung der Mürtschenalp genetisch nicht in direkten Zusammenhang gebracht werden können. Der gleichen Auffassung bin ich im Falle von Affeier. Hier liegt einerseits eine typisch gangförmige Fahlerz- und andererseits eine schichtgebundene Uranvererzung vor, die räumlich und zeitlich in keinen Zusammenhang gebracht werden können.

Dass Kupfer- und Uranvererzungen in der gleichen Gesteinsformation auftreten, ist offenbar kein Zufall. Nach RACKLEY (1976) besteht ein gewisser genetischer Zusammenhang zwischen Uran- und Kupfervererzungen:

Der wichtigste Faktor für die Mobilisierung, den Transport und die Anreicherung von Uran ist dessen unterschiedliches Lösungsverhalten in Abhängigkeit der Wertigkeit. Im sechswertigen, oxidierten Zustand ist Uran in einem weiten pH-Bereich gut löslich, währenddem es im reduzierten, vierwertigen Zustand praktisch unlöslich ist.

Kupfer wird unabhängig von seinem Redoxzustand durch Schwefelwasserstoffe gefällt, die natürlich nur in reduzierendem Milieu auftreten. Beide Metalle werden somit bei oxidierenden Bedingungen mobilisiert und transportiert, bei reduzierenden Bedingungen gefällt, abgelagert.

Im vorliegenden Fall mussten für die Bildung von Kupfer- und Uranvererzung zwei weitere Bedingungen erfüllt sein:

Für die gangförmige Bildung der Kupfer-Vererzung war eine gewisse Festigkeit des Gesteins notwendig, die Kluftbildungen ermöglichte. Für die Anreicherung des Urans bedurfte es gleichzeitig einer bestimmten Wegsamkeit des Gesteins (Porosität), die die Zirkulation uranhaltiger Wässer erleichterte.

7.4 Vergleich von Affeier mit anderen, ähnlichen Erzvorkommen

Reine Fahlerzvorkommen sind relativ selten und daher nur wenig bekannt. SCHNEIDERHÖHN (1962) gibt aus dem alpinen Bereich nur das Vorkommen von Schwaz (Tirol) an. Nach dem gleichen Autor zeichnen sich die reinen Fahlerzvorkommen immer durch einen gewissen Quecksilbergehalt aus. Sie haben heute wirtschaftlich keine Bedeutung mehr, wogegen sie in früheren Jahrhunderten zu den ökonomisch wichtigen Kupfer-Silber-Vererzungen gehörten und lange Zeit abgebaut wurden. Affeier gehört in diese besondere Gruppe von Fahlerzgängen.

7.4.1 die Fahlerzvorkommen von Schwaz (Tirol)

Die Vererzungen liegen im unterdevonischen Schwazer Dolomit, welcher der nördlichen Grauwackezone angehört (Oberostalpin). Altersbestimmungen sind anhand von Echinodermen- und Korallenfunden durch PIRKEL (1961) gelungen.

Das einzige bergbaulich wichtige Erz war der Schwazit, ein silberhaltiges Antimon-Fahlerz. Nach BERGEAT (1905/6) begann der Abbau 1466. Im Jahre 1523 wurden 55 855 Mark (13 t) Brandsilber gewonnen, im Jahre 1564 gar 202 850 Mark.

Neben feinverteiltem Pyrit sind makroskopisch auch Antimonit, Bornit, Cuprit, Enargit, Kupferglanz, Kupferinding, Kupferkies und Tenorit zu erkennen.

Die Anordnung der Schwazer Vererzungen ist wechselhaft. Neben *schichtgebundenen Vererzungen* können auch *diskordante Gänge* festgestellt werden. Die diskordanten Erzgänge sind die reichsten Mineralisationen. GSTREIN (1979) nimmt an, dass Erzlösungen entlang von alten Reissklüften einer *frühvaristischen Dehnungstektonik* eindringen konnten. *Breccienvererzungen* treten an Bereiche von Zerrüttungszonen gebunden auf. *Vererzung* jüngerer Klüfte kann oft beobachtet werden. Es handelt sich um *alpin entstandene Scherflächen*, die Mobilisate der primären Vererzungen aufnehmen konnten.

LUKAS (1971) stellt aufgrund tektonisch-genetischer Untersuchungen fest, dass die Vererzung am Falkenstein bei Schwaz *in tektonischen Trennflächen* auftritt. Dabei handelt es sich vor allem um *alte, prätriadische Reissklüfte*, untergeordnet um *Scherflächen* einer *jungen, postpermischen Scherungstektonik*. Die jüngeren Vererzungen werden allgemein als Umlagerungen aus den prätriadisch, hydrothermal entstandenen Vererzungen angesehen.

Im Gegensatz zu Affeier treten also bei Schwaz vor allem schichtgebundene Vererzungen auf. Diese sind (wie jene von Affeier) präalpin entstanden, teilweise auch alpin remobilisiert wor-

den. Sie liegen nicht wie Affeier in permischen Konglomeraten, sondern in unterdevonischen Dolomiten und sind im Gegensatz zu Affeier polymineralisch.

7.4.2 *Erzmineralisationen im benachbarten Gebiet des Vorderrheintals bei Waltensburg – Rueun – Andiastr*

Das Blei-Zink-Vorkommen Sul Rhein bei Rueun

Dieses Vorkommen liegt in grünlichen Serizitphylliten der Verrucano-Serie von Ilanz-Ober-saxen. Die Erzminerale sind Zinkblende und Bleiglanz, untergeordnet auch Kupferkies, Fahlerz und Argenit. Quarz und Carbonate bilden die Gangart. Das Erz ist meist feinverteilt oder schnur-artig im Gangmaterial angereichert. Es wurden mehrere diskordante Adern abgebaut. Die Mäch-tigkeit der gangartigen bis linsenförmigen Vererzung wechselt von wenigen Zentimetern bis zu ca. 20 Zentimeter. Die Erzgänge sind stark beansprucht und deformiert. FRIEDLÄNDER (1930) betrachtet das Vorkommen als präalpin mit nachträglicher Rekristallisation und Anreicherung entstanden. Diese Vererzung unterscheidet sich in Erzparagenese und Deformationsgrad deutlich von Affeier: Kupfererze sind nur akzessorisch zu beobachten, und die Deformation der Verer-zung ist viel stärker als bei Affeier.

Die Vorkommen im Val Schmuer nördlich Rueun

Diese Vorkommen liegen in festem, quarzreichem, grünlichem Verrucano (Serizitgneise nach meiner Kartierung). Die Erze sind Kupferkies, Bleiglanz, Arsenkies, Pyrit und untergeordnet auch Fahlerz und Bornit. Die Mineralisationen bilden hier nur lokale, linsen- bis taschenförmige Anreicherungen. Die Gangart ist Quarz. Nach ihrer Vergesellschaftung stellt FRIEDLÄNDER (1930) die Mineralisationen des Val Schmuer zu den Lagerstätten im Verrucano, die als metamorphe, telemagmatische bzw. hydrothermale Bildungen aufgefasst werden können. Der genannte Autor stellte aber auch Vererzungen fest, welche ungestört und konkordant im Verrucano liegen und daher vielleicht als synsedimentäre, vulkanische Bildungen (bedded veins) anzusehen sind. Diese Vererzungen unterscheiden sich also sowohl in ihrem stofflichen Inhalt als auch nach der Entste-hung von der Vererzung bei Affeier.

Die Uranmineralisationen von Waltensburg

In den schwach metamorph überprägten Konglomeraten und Breccien von Waltensburg gibt es diffus im Gestein verteilte, teils auf Korngrenzen und Geröllen angereicherte und auf Äderchen Krusten bildende, kryptokristalline Pechblende. Botryoidale Strukturen, wie sie für hydrother-mal gebildete Vorkommen typisch sind, fehlen. Die Genese dieser Vorkommen ist die gleiche wie jene der Uranvorkommen bei Affeier. Die Abscheidung des Urans aus wässrigen Lösungen erfolgte in Gegenwart von Pyrit, der als Reduktionsbarriere wirkte und dazu führte, dass Uran aus seiner sechswertigen Uranylform zu vierwertigem, schwerlöslichem Uran reduziert und als Pechblende randlich um Pyritkörner ausgefällt wurde.

Die Uranvorkommen nördlich Trun

Nach KRAMERS (1973) liegen diese Mineralisationen in Paragesteinen des Tavetscher Zwi-schenmassivs, welche eine herzynische Metamorphose in der Amphibolitfazies und eine retrogra-de alpine Metamorphose in der Grünschieferfazies erlitten haben.

Das Uranerz ist hauptsächlich Pechblende und etwas Uraninit. Es liegt in Schmitzen und Boudins im cm-Bereich vor. Die Pechblende ist teils feinverteilt, teils bildet sie botryoidale Struk-turen. Begleitminerale sind Quarz, Chlorit, Serizit, Pyrit, Magnetit, Hämatit, Kupferkies, Blei-glantz, Zinkblende, Tetraedrit, Cobaltit, Linneit, Molybdänglanz, gediegen Silber und Arsen.

Diese Paragenese spricht zusammen mit der mikroskopischen Struktur der Vererzung für eine hydrothermale Entstehung.

Ein voralpines Alter der Mineralisation wird durch eine starke alpine Katakklase – in Zusam-menhang mit der Verschiebung – belegt. Das Bildungsalter wurde anhand von Uran-Blei-Alters-bestimmungen als herzynisch bestimmt.

Bei der Genese wird an einen relativ hochtemperierten hydrothermalen Absatz gedacht. Dabei wurden wahrscheinlich die in der Mineralisation vorhandenen Metalle bei der herzynischen Metamorphose aus benachbarten Paragesteinen herausgelöst. Die alpine Metamorphose verursachte meist nur kataklastische Beanspruchung der Mineralisation, teilweise traten aber auch unter Einfluss alpiner Mobilisatmassen Lösungs-, Verdrängungs- und Umlagerungserscheinungen auf.

Die Uran-Blei-Altersbestimmungen ergaben einen alpinen Bleiverlust. Er ist bei Proben in Mobilisaten grösser als bei Proben ausserhalb der Mobilisate, ist aber nirgends vollständig.

Im Gegensatz zu Affeier stehen bei Trun zum Teil massive Uranerze an. Sie sind voralpin, im Spätpaläozoikum entstanden. Die alpine Metamorphose bewirkte starke Kataklastik und teilweise Stoffumlagerung.

7.4.3 Die Kupfer- und Uranmineralisationen der Mürtschenalp

Die Mineralisationen der Mürtschenalp wurden von BÄCHTIGER (1963) bearbeitet. Sie liegen wie jene von Affeier in permischen Sedimenten des Verrucanobeckens. BÄCHTIGER konnte zwei verschiedene Vererzungen unterscheiden:

- Eine Uranvererzung, an germanotype Strukturen, das sog. Walcherensystem, gebunden.
- Eine Kupfervererzung, an beginnende alpinotype Strukturen, das SW-NE-verlaufende Spontalsystem, gebunden.

Beide Vererzungen führen, im Gegensatz zu Affeier, eine sehr reichhaltige Erzparagenese:

Pechblende-Paragenese

Rutil, Anatas, Pechblende, Brannerit, Arsenkies, Melnikovit-Pyrit, Pyrit, Bravoit, Zinkblende, Millerit, Linneit, Bleiglanz, Blei-Sulfosalz, Kupferkies, Fahlerz, Covellin und Uransekundärminerale.

Bornit-Paragenese

Hämatit, ged. Silber, Pyrit, Molybdänglanz, Bleiglanz, Betschinit, Fahlerz, Kupferkies, Wismutglanz, Tenorit, Wittichenit, Bornit, Kupferglanz, Stromeyerit, Covellin, Malachit und Azurit.

Wo sich Pechblende- und Kupfermineralisation durchdringen, entstand ein Uran-Kupfer-Mischerz.

Die Mineralisationen der Mürtschenalp sind Imprägnationen von diskordanten Klüften und Ruschelzonen sowie Füllungen von diskordanten und konkordanten Offenspalten, wobei die diskordanten gegenüber den konkordanten Imprägnationen und Gängen vorherrschen. Die Erzminerale sind meist dispers im Nebengestein (graues und schwarzes Gebirge) verteilt, bilden aber auch Nester und Knoten oder erfüllen haardünne bis zentimeterdicke Gängchen und Spalten. Die Frage der Genese der Mineralisationen der Mürtschenalp ist insofern problematisch, als sowohl Kriterien für eine sedimentäre, als auch solche für eine hydrothermale Genese gefunden wurden.

Für *sedimentäre Genese* sprechen nach Auffassung des Autors folgende Befunde:

- Die Vererzungen sind stratigraphisch ziemlich eng begrenzt.
- Bei beiden Paragenesen gibt es konkordante, linsenförmige Erzimprägnierungen, die stratigraphischen Horizonten entsprechen könnten.
- Die Pechblende-Paragenese ist teilweise tieftemperierte, sie führt Melnikovit-Pyrit, Bravoit (Ni-haltiger Gelpyrit), Pechblende in Gelstrukturen und Fe-arme Zinkblende. Pechblende und Pyrit sind also wahrscheinlich kolloidale Fällungen.
- Es könnte sich um Vererzungen in ariden Wannen handeln, die zur Bildung von Erzlösungen und -Lagerstätten ausgesprochen günstige Bedingungen aufweisen.

Für *hydrothermale Genese* sprechen folgende Beobachtungen:

- Imprägnierungen von diskordanten Klüften und Ruschelzonen herrschen gegenüber konkordanten Erzkörpern eindeutig vor.
- Es sind zwei tektonische Gangsysteme mit unterschiedlicher Paragenese (Pechblende- und Bornit-Paragenese) festgestellt worden.
- Die beiden Gangsysteme haben verschiedenes Alter. So konnte im Sondierstollen «groses Chalttal» eine Überlagerung beider Systeme und Mineralisationen erkannt werden (Pechblende-Paragenese NS-System älter, Bornit-Paragenese SW-NE-System jünger).
- In 10 km Entfernung findet man im südlich gelegenen Kärpfgebiet intrusive und effusive Laven mit Kupfermineralisationen.

Nach Gegenüberstellung und Abwägung der genannten Argumente schliesst BÄCHTIGER auf aszendente, meso- bis epithermale Genese mit Rejuvenation, wobei bei der Pechblende-Paragenese noch sedimentäre und bei der Bornit-Paragenese subvulkanische Einwirkungen festzustellen sind.

Literaturverzeichnis

(*) Im Text zitierte Literatur

- ADLER H. H. (1974): Concepts of Uranium-Ore Formation in Reducing Environments in Sandstones and other Sediments. – Proc. of IMA-Symposium Athens 1974, 141–168. (*)
- ALBEE A. L. (1962): Relationships between the Mineral Association, Chemical Compositions and Physical Properties of the Chortite Series. – Amer. Miner. 47, 851–870.
- AMSTUTZ G. C. (1974): Spilites and Spilitic Rocks. – Inst. Union of Geol. Sci. Series A No. 4, Springer, Berlin.
- AMSTUTZ G. C. (1954): Geologie und Petrographie der Ergussgesteine im Verrucano des Glarner Freibergs. – Vulkaninstitut Immanuel Friedländer, Zürich, 1954. (*)
- ANGER G. & NIELSEN H. (1966): Sulfur Isotopes in the Rammelberg Ore Deposit. – Econ. Geol. 61, 511–536.
- BÄCHTIGER K. (1963): Die Kupfer- und Uranmineralisationen der Mürtschenalp, Kt. Glarus. – Beitr. Geol. Schweiz. geotechn. Serie, 38. Lfg. (*)
- BÄCHTIGER K. (1981): Erzvorkommen und erster urgeschichtlicher Bergbau im Bündner Oberland. – Bergknappe, Zeitschrift über Bergbau in Graubünden und der übrigen Schweiz, 81/1 14–22.
- BÄCHTIGER K., BAYER G. & CORLETT M. (1968): Komponenten der Enargit-Gruppe als paragenetische Bestandteile der Kupfervererzung im Röti-Dolomit der Alp Tobelwald im Murgtal (Kt. Glarus). – Schweiz. min. petr. Mitt. 48, 832–835.
- BAILEY E. H. & STEVENS R. E. (1960): Selective Straining of K-Feldspar and Plagioclase on Rock Slabs and Thin Sections. – Amer. Miner. 45.
- BARTON P. B. (1969): Thermochemical Study of the Fe-As-S-System. – Geochim. and Cosmochim. Acta 33, 841–857.
- BARTON P. B. ET AL. (1963): Equilibrium in Ore Deposits. – Min. Soc. Amer., special paper 1/1963, 171–185.
- BARTON P. B. & SKINNER B. J. (1967): Sulfide Mineral Stabilities. In: Geochemistry of Hydrothermal Ore Deposits (Herausgeber: Barnes H. L.), Holt, Reinhart & Winston, New York. (*)
- BERGEAT A. (1905–06): Die Erzlagerstätten. – Verlag Arthur Felix, Leipzig. (*)
- BOWEN R. & GUNATILAKA A. (1977): Copper, its Geology and Economics. – Applied Science Publ. Ltd., London. (*)
- CAMERON E. N. (1961): Ore Microscopy. – Wiley & Sons, New York.
- CHARLAT M. & LEVI C. (1974): Substitutions multiples dans la série tennantite-tetraedrite. – Bull. soc. fr. Miner. Crist. 97, 241–250. (*)
- CHATTERJEE N. D. (1973): Low-Temperature Compatibility Relations of the Assemblage Quarz-Paragonite and the Thermodynamic Status of the Phase Rectortite. – Contr. Min. Petr. 42. (*)
- CHATTERJEE N. D. & JOHANNES W. (1974): Thermal Stability and Standard Thermodynamic Properties of Synthetic $2M_1$ – Muscovite $KAl_2[AlSi_3O_{10}(OH)_2]$. – Contrib. Mineral. Petrol. 48, 89–114. (*)
- CIPRIANI E. (1971): Metamorphic White Micas, Definitions of Paragenetic Fields. – Schweiz. min. petr. Mitt. 51/1.
- CIPRIANI C. F. P. ET AL. (1968): La composizione delle miche chiare in rapporto con le costanti reticolari e col grado metamorphico. – Rend. soc. ital. Min.-Petr. 24, 153–187. (*)
- CISSARAZ A. (1965): Einführung in die allgemeine und systematische Lagerstättenlehre. – Schweizerbart'sche Verlagsbuchhandlung, Stuttgart.
- CLARK L. A. (1960): The Fe-As-S-System: Phase Relations and Applications. – Econ. Geol. 55, 1348–1381; 1631–1652.
- EDENHARTER A. (1976): Fortschritte auf dem Gebiet der Kristallchemie der Sulfosalze. – Schweiz. min. petr. Mitt. 56, 195–217.
- EUGSTER H. & YODER H. (1955): Synthetic and Natural Muscovites. – Geochim. and Cosmochim. Acta 8. (*)
- EVAMY B. D. & SHERMAN D. J. (1962): The Application of Chemical Straining Techniques to the Study of Diageneses in Limestones. – Proc. Geol. Soc. London 10.
- FEHR A. (1956): Petrographie und Geologie des Gebiets zwischen Val Zavrägia – Piz Cavel und Obersaxen – Lumbrein. – Diss. Zürich.
- FISCHER W. (1961): Gesteins- und Lagerstättenbildung im Wandel der Wissenschaft. – Schweizerbart'sche Verlagsbuchhandlung, Stuttgart.
- FRANK E. (1979): Metamorphose mesozoischer Gesteine im Querprofil Brig-Verampio: Mineralogisch-petrographische und isotopengeologische Untersuchungen. – Diss. Bern. (*)
- FRENCH B. M. (1966): Some Geological Implications of Equilibrium between Graphite and a C-H-O-Gasphase at High Temperatures. – Rev. Geophys. 4.
- FREY M. (1969): Die Metamorphose des Keupers vom Tafeljura bis zum Lukmaniergebiet. – Beitr. geol. Karte Schweiz, NF 137. (*)
- FREY M. (1970): The Step from Diagenesis to Metamorphism in Pelitic Rocks during Alpine Orogenesis. – Sedimentology 15.
- FRIEDLÄNDER C. (1930): Erzvorkommen des Bündner Oberlandes und ihre Begleitgesteine. – Beitr. Geol. Schweiz, geotechn. Serie, 16. Lfg. (*)
- FUCHS R. & WAGNER W. (1972): Verrucano-Symposium Wien 1969. – Mitt. Ges. der Bergbau- und Geologiestud. 20, Wien.
- GALOPIN R. & HENRY N. F. M. (1972): Microscopic Study of Opaque Minerals. – Heffer & Sons, Cambridge. (*)
- GEHLEN K. (1965): Neuere Methoden der Erforschung der Genese von Erzlagerstätten. – Zschr. f. Erzbergbau u. Hüttenwesen, Bd. 18, Heft 10, 536–543.
- GOLDSCHMITT V. M. (1970): Geochemistry. – Oxford Univ. Press 1970, 274–278.

- GOLDSMITH J. R. & NEWTON R. (1969): P-T-x-Relations in the System CaCO_3 – MgCO_3 at High Temperatures and Pressures. – Amer. Journ. of Sci. 267-A, 160–190. (*)
- GRÄSER S. (1965): Die Mineralienfundstellen im Dolomit des Binnntals. – Schweiz. min. petr. Mitt. 45. (*)
- GRÄSER S. & NIGGLI E. (1966): Zur Verbreitung der Phengite in den Schweizer Alpen. – Etages tectoniques 1966. (*)
- GRÄSER S. (1978): Sekundärminerale auf Kupferlagerstätten. – Schweizer Strahler II/1978, 446. (*)
- GRAF D. L. & GOLDSMITH J. R. (1955): Dolomite – Magnesian Calcite Relations at elevated Temperatures and CO_2 – Pressures. – Geochim. and Cosmochim. Acta 7, 109–128. (*)
- GSTREIN P. (1979): Neuerkenntnisse über die Genese der Fahlerzlagerstätte Schwaz (Tirol). – Min. Dep. 14, 185–194. (*)
- GUIDOTTI C. V. & SASSI F. P. (1975): Muscovite as a Petrogenetic Indicator Mineral in Metamorphosed Pelites and Semipelites. – Journ. of Petr. 1975. (*)
- HADITSCH J. G. & MOSTLER H. (1969): Die Fahlerzlagerstätte auf der Gratel Spitze – Arch. Lagerstättenforschung in den Ostalpen (Leoben) 9, 169–194.
- HALM E. (1947): Die Kupfer-Wismut-Lagerstätten im Val d'Anniviers. – Beitr. Geol. Schweiz, geotechn. Serie, 22. Lfg.
- HEER O. (1865): Die Urwelt der Schweiz. – Zürich 1868.
- HEIM A. (1878): Untersuchungen über den Mechanismus der Gebirgsbildung im Anschluss an die geologische Monographie der Tödi-Windgällen-Gruppe. Text und Atlas (2 Bände), Basel 1878.
- HEIM B. (1970): Bergbau des Bündner Oberlandes. – Terra Grischuna 70/5. (*)
- HEY M. H. (1954): A Review of the Chlorites. – Mineral. Mag., London. Vol. 30, 277–292. (*)
- HOLLAND H. D. (1967): Gangue Minerals in Hydrothermal Deposits. In: Barnes H. L. (1967): Geochemistry of Hydrothermal Ore Deposits. – Holt, Reinhart & Winston, New York, 382–436.
- HÜGI TH. (1945): Gebirgsbildend wichtige Carbonate und deren Nachweis mittels Färbemethoden. – Schweiz. min. petr. Mitt. 25, 114–140.
- HÜGI TH. (1941): Zur Petrographie des östlichen Aarmassivs (Bifertengletscher, Limmernboden, Vättis) und des Kristallins von Tamins. – Schweiz. min. petr. Mitt. 21, 1–120.
- HUTTENLOCHER H. F. (1934): Die Erzlagerstätten der Westalpen. – Kümmerly & Frey, Bern. (*)
- ILAVSKY J. (1976): Stratiform Copper Deposits of the Western Carpathians, CSSR. – Econ. Geol. 71, 423–432.
- JENNI J. P. (1973): Die Vorkommen von Bleiglanz, Kupferkies und Zinkblende des Bristenstocks (UR). – Beitr. Geol. Schweiz, geotechn. Serie, 53. Lfg. (*)
- KLOCKMANN (1978): Lehrbuch der Mineralogie (16. Aufl., Herausgeber: Ramdohr P. & Strunz H.). – Enke Verlag, Stuttgart. (*)
- KRAMERS J. D. (1973): Zur Mineralogie, Entstehung und alpinen Metamorphose der Uranvorkommen bei Trun (GR). – Beitr. Geol. Schweiz, geotechn. Serie, 52. Lfg. (*)
- KÜNDIG E. & DE QUERVAIN F. (1953): Fundstellen mineralischer Rohstoffe der Schweiz. – Kümmerly & Frey, Bern. (*)
- LEMMLEIN G. C. & KLEVSTOV P. V. (1961): Relations among the Principal Thermodynamic Parameters in the System H_2O – NaCl . – Geochemistry 2, 148–158.
- LUKAS W. (1971): Tektonisch-genetische Untersuchungen der Fahlerzlagerstätte am Falkenstein bei Schwaz. – N. Jb. Geol. Paläont. Mh. 47, 63. (*)
- MERCOLLI I. (1979): Le inclusioni fluide nei noduli di Quarzo dei marmi dolomitici della regione del Campolungo (TI). – Diss. ETH Zürich. (*)
- MILCH L. (1892): Beiträge zur Kenntnis des Verrucano. – Verlag Veit & Co., Leipzig. (*)
- MORGAN B. A. (1970): Mineralogy and Geochemistry of Non-Marine Evaporites. – Min. Soc. Amer., special paper 3/1970.
- MORGAN B. A. (1977): Tetrahedrite Stability Relations in the Cu-Fe-Sb-S-System. – Amer. Miner. 62, 1101ff.
- MÜLLI H. (1960): Bericht über die Messungen der Radioaktivität bei Obersaxen und in einigen Lagerstätten Mittelländens. Bericht z. Hd. der Studiengesellschaft für die Nutzbarmachung schweizerischer Lagerstätten mineralischer Rohstoffe (Dezember 1960). (*)
- MULLIS J. (1975): Growth and Conditions of Quarz Crystals from Val d'Illiez. – Schweiz. min. petr. Mitt. 55, 419–430.
- NABHOLZ W. (1948): Das Ostende der mesozoischen Schieferhülle des Gotthardmassivs im Vorderrheintal. – Eclogae Geol. Helv. 41. (*)
- NABHOLZ W. & VOLL G. (1963): Bau und Bewegungen im gotthardmassivischen Mesozoikum bei Ilanz. – Eclogae Geol. Helv. 57.
- NIGGLI E. (1944): Das westliche Tavetscher Zwischenmassiv und der angrenzende Nordrand des Gotthardmassivs. – Schweiz. min. petr. Mitt. 24.
- NIGGLI E. (1970): Alpine Metamorphose und alpine Gebirgsbildung. Fortschr. Miner. 47/1, 16–26.
- NIGGLI E. (1974): Alpine Metamorphose von Erzvorkommen der Schweizer Alpen. – Schweiz. min. petr. Mitt. 54, 595–608. (*)
- OBERHOLZER J. (1933): Geologie der Glarner Alpen. – Beitr. geol. Karte Schweiz, NF 28. (*)
- PALACHE CH., BERMAN H. & FRONDEL C. (1946): The System of Mineralogy. – Wiley & Sons, New York.
- PARKER L. (1973): Die Mineralfunde der Schweiz. – Wepf & Co., Basel.
- PAULING L. & NEUMAN E. W. (1934): The Crystal Structure of Binnite and the Chemical Composition and Structure of Minerals of the Tetrahedrite Group. – Z. Krist. 88, 54–62. (*)
- PETRASCHEK W. E. (1961): Lagerstättenlehre. – Springer, Berlin.
- PHILIPSBORN H. (1964): Erzkunde. – Enke Verlag, Stuttgart.
- PIRKEL H. (1961): Geologie des Triasstreifens und des Schwazer Dolomits südlich des Inn zwischen Schwaz und Wörgl. – Jb. geol. Bundesanstalt Wien, 104. (*)

- PLATTNER P. (1878): Geschichte des Bergbaus der östlichen Schweiz. – Sprecher & Plattner, Chur. (*)
- POTTER R. W. (1977): Pressure Corrections for Fluid-Inclusion Homogenisation, Temperatures based on the Volumetric Properties of the System NaCl-H₂O. – Jour. Research US Geol. Survey, 77/5, 603–607. (*)
- POTY B. P., STALDER & WEISSBROD (1974): Fluid Inclusion Studies in Quarz from fissures of Western and Central Alps. – Schweiz. min. petr. Mitt. 54, 717–752. (*)
- POTY B. P. ET AL. (1970): Kryometrische Bestimmung der Salz- und Gasgehalte eingeschlossener Lösungen in Quarzkristallen aus Zerrklüften der Schweizer Alpen. – Schweiz. min. petr. Mitt. 50, 141–154.
- POUBA Z. & STEMPEK M. (1967): Problems of Hydrothermal Ore Deposition. – Schweizerbart'sche Verlagsbuchhandlung, Stuttgart.
- QUERVAIN F. DE (1969): Die nutzbaren Gesteine der Schweiz. – Kümmerli & Frey, Bern.
- RACKLEY R. I. (1976): Origin of Western-States Type Uranium Mineralisation. In: Wolf K. H.: Handbook of Stratabound and Stratiform Ore Deposits. – Elsevier, New York. (*)
- RAMDOHR P. (1975): Die Erzminerale und ihre Verwachsungen. – Akademie-Verlag, Berlin. (*)
- RIBBE P. H. (1974): Sulfide Mineralogy. – Min. Soc. Amer., short course notes 1, 1974.
- RICE J. M. (1977): Progressive Metamorphism of Impure Dolomitic Limestone in the Marysville Aureole, Montana. – Amer. Jour. Sci. 277, 1–24. (*)
- RILEY J. F. (1974): The Tetrahedrite-Freibergite-Series with References to the Mount Isa Pb-Zn-Ag-Orebody. – Min. Dep. 9, 117–124. (*)
- RIVERS T. & FYSON W. K. (1977): Shape, Size and Orientation of Muscovite Crystals in a Schist of Variable Metamorphic Grade. – Can. Jour. of Earth Sci. 14/2. (*)
- ROEDDER E. (1962): Studies of Fluid Inclusions I. – Econ. Geol. 57; (1963): Studies of Fluid Inclusions II. – Econ. Geol. 58. (*)
- RÖDDER E. (1967): Fluid Inclusions as Samples of Ore Fluids. In: Geochemistry of Hydrothermal Ore Deposits (Herausgeber: Barnes H. L.). – Holt, Reinhart & Winston, New York.
- ROSENFELD J. L. (1970): Rotated Garnets in Metamorphic Rocks. – Geol. Soc. America, special paper 129/1970.
- SAHEURES J. P. (1975): Geochemische Perspektive im Gebiet der Blei-Zink-Baryt-Lagerstätten bei Trachslauten (Bern Oberland, Schweiz). – Beitr. Geol. Schweiz. geotechn. Serie, 55. Lfg. (*)
- SASSI F. (1972): The Petrological and Geological Significance of the b₀-Values of Potassic White Micas in Low-Grade Metamorphic Rocks. – Tschermaks min. petr. Mitt. 18. (*)
- SASSI F. & SCOLARI A. (1974): The b₀-Value of Potassic White Micas as a Barometric Indicator in Low-Grade Metamorphism of Pelitic Schists. – Contr. Min. Petr. 45. (*)
- SATIR M. & MORTEANI C. (1979): Kaledonische, herzynische und alpidische Ereignisse im Mittelostalpin nördlich der westlichen Hohen Tauern, abgeleitet aus petrographischen und geochronologischen Untersuchungen. – Geol. Rdsch. 68/1, 1–40. (*)
- SAURIRAIAN S. & KENNEDY G. C. (1962): The System H₂O-NaCl at elevated Temperature and Pressure. – Amer. Journ. Sci. 260/2, 115–141.
- SCHNEIDERHÖHN H. (1941): Lehrbuch der Erzlagerstättenkunde. – Fischer Verlag, Jena.
- SCHNEIDERHÖHN H. (1962): Erzlagerstätten, Kurzvorlesungen. – Fischer Verlag, Stuttgart. (*)
- SCHNEIDERHÖHN H. & RAMDOHR P. (1931): Lehrbuch der Erzmikroskopie. – Bornträger, Berlin.
- SCHREYER W. & YODER H. S. JR. (1964): The System Mg-Cordierite – H₂O and Related Rocks. – N. Jb. Min. Abh. 101, 271–342. (*)
- SCHRÖCKE H. (1973): Grundlagen der magmatogenen Lagerstättenbildung. – Enke Verlag, Stuttgart. (*)
- SCHULZ O. (1972): Unterdevonische Baryt-Fahlerz-Mineralisationen und ihre steilachsige Verformung im Grosskogel bei Brixlegg. – Tschermaks min. petr. Mitt. 18, 114–128.
- SKINNER B. J. ET AL. (1972): Studies of the Sulfosalts of Copper III Phases and Relations in the System Cu-Sb-S. – Econ. Geol. 67, 924–938. (*)
- SMIRNOV V. I. (1970): Geologie der Lagerstätten mineralischer Rohstoffe. – Deutscher Verlag für Grundstoffindustrie, Leipzig. (*)
- SMITH G. E. (1976): Handbook of Stratabound and Stratiform Ore Deposits. – Elsevier Publ. Comp., Amsterdam.
- SPRINGER G. (1969): Electronprobe Analysis of Tetrahedrite. – N. Jb. f. Min. Monatshefte 1969/1, 24–37. (*)
- SPRY A. (1969): Metamorphic Textures. – Pergamon Press, Oxford. (*)
- STANTON R. L. (1972): Ore Petrology. – McGraw-Hill, London.
- STAUB TH. (1980): Mineralogisch-petrographische Untersuchungen an den Erzvorkommen von Affeier und ihrer Umgebung im Verrucano von Ilanz – Obersaxen (GR). – Diss. Bern. (*)
- TATSUMI K. & MORIMOTO N. (1973): Composition Variation and Polymorphism of Tetrahedrite in the Cu-Sb-S-System below 400°C. – Amer. Miner. 58, 425–434. (*)
- TRÖGER W. E. (1969): Optische Bestimmung gesteinsbildender Mineralien. – Schweizerbart'sche Verlagsbuchhandlung, Stuttgart.
- TRÜMPY R. (1966): Considerations générales sur le Verrucano des Alpes Suisses. – Atti del Simposio sul Verrucano Soc. Toscana Sci. Nat., Pisa 1966. (*)
- TURNER F. Y. & VERHOOGEN J. (1960): Igneous and Metamorphic Petrology. – McGraw-Hill, New York. (*)
- UITENBOGAARDT W. (1951): Tables for Microscopic Identification of Ore Minerals. – Princeton University Press.
- VOLL G. (1969): Klastische Mineralien aus den Sedimentserien des Schottischen Highlands. – Habil. Berlin. (*)
- WEAST R. C. (1976): Handbook of Chemistry and Physics. – CRC-Press, Ohio.

- WETZEL R. (1973): Chemismus und physikalische Parameter einiger Chlorite aus der Grünschieferfazies. – Schweiz. min. petr. Mitt. 53. (*)
- WINKLER H. G. F. (1974): Petrogenesis of Metamorphic Rocks. – Springer Verlag, Berlin. (*)
- WINTERHALTER R. U. (1930): Zur Petrographie und Geologie des östlichen Gotthardmassivs. – Schweiz. min. petr. Mitt. 10.
- WU I. & PETERSEN U. (1977): Geochemistry of Tetrahedrite and Mineral Zoning at Casapalca, Peru. – Econ. Geol. 72, 993–1016. (*)
- WÜNSCH B. J. (1964): The Crystal Structure of Tetrahedrite. – Z. Krist. 119, 437–453. (*)
- WYSSLING L. (1950): Zur Geologie der Vorabgruppe. – Diss. Zürich. (*)
- ZEN E-AN & ALBEE A. L. (1964): Coexistent Muscovite and Paragonite in Pelitic Schists. – Amer. Miner. 49. (*)
- ZEN E-AN (1960): Metamorphism of Lower Paleozoic Rocks in the Vicinity of the Taconic Range in the Westcentral Vermont. – Amer. Miner. 45.

GEOLOGISCHE KARTE DES GEBIETES VON ILANZ - OBERSAXEN - WALTENSBURG / GR

aufgenommen in den Jahren 1974 - 1978 durch Thomas Staub
Massstab 1 : 12 500

