

Disseminierte Kupfererze im Perm des Montafon (Vorarlberg)

von H. Angerer, J.G. Haditsch, W. Leichtfried und
H. Mostler⁺)

Zusammenfassung

Die Vererzungen im Gebiet des Montafon sind, entgegen bisheriger Meinungen, sowohl genetisch, als auch zeitlich aufgliederbar. Einmal sind es disseminierte Kupfererze, die an Ignimbrite permischen Alters gebunden sind, zum anderen Mal sedimentäre Barytmineralisationen, die in enger Verbindung mit sauren Subvulkanen stehen. Beide Mineralisationen sind intrapermischen Alters. Weiters konnten eine sedimentäre Kupfervererzung skythischen Alters und eine silberhältige Kupferkies-Fahlerz-Gangvererzung jungalpidischen Alters nachgewiesen werden. Von den aufgezählten Vererzungen wurde nur zur Genese der disseminierten Kupfervererzungen Stellung bezogen. Da die Vererzung ausschließlich auf Ignimbrite beschränkt ist, die mit ihnen verbundenen Quarzporphyre jedoch nicht vererzt sind, wurden die Ignimbrite einer speziellen Untersuchung unterzogen. Die in ihrer Mächtigkeit (0,4-20 m) stark schwankenden Ignimbrite treten entweder als dicht erscheinende, einsprenglingsarme Gesteine oder in Form von bunten, kugelig struierten Gesteinen auf. Erstere zeichnen sich durch besonders gut erhaltenes Glasscherbengefüge mit verschiedenem Verschweißungsgrad, letztere durch sphärische Gebilde (Pseudosphärolithe) aus.

Die in den Ignimbriten auftretende Kupfervererzung ist eine disseminierte, wobei festgehalten werden muß, daß dem Begriff Dissemination keine genetische Bedeutung zukommt. Die Erze sitzen entweder in der Zwickelfüllung zwischen den einzelnen

⁺) Anschriften der Verfasser: cand.geol. Hans Angerer, Institut für Geologie und Paläontologie, Universitätsstraße 4, A-6020 Innsbruck; Univ.-Prof. Dr. J.G. Haditsch, Montanuniversität, A-8700 Leoben; cand.geol. Wolfgang Leichtfried, Institut für Geologie und Paläontologie, Universitätsstraße 4, A-6020 Innsbruck; Univ.-Prof. Dr. Helfried Mostler, Institut für Geologie und Paläontologie, Universitätsstraße 4, A-6020 Innsbruck

Glasscherben, oder aber sie verdrängen diese zum Teil. Die Kupfer-Molybdängehalte entsprechen völlig den Werten, die LOWELL & GUILBERT 1970 für typische porphyrische Kupferlagerstätten angeben. Lagerstätten dieses Typs werden in den letzten Jahren stets in Zusammenhang mit einem Subduktionsvorgang (Inselbogentyp einerseits, Andentyp andererseits) gesehen. Auch auf dieses Problem wird kurz eingegangen.

Anschliffuntersuchungen gekoppelt mit Dünnschliffauswertungen lassen auf folgende Genese der disseminierten Kupfererze aus dem Montafon schließen: Über eine intrapermische, mehrphasige Protoerzbildung (Vergrünung der Pyroklastite und erste Pyritbildung wie darauffolgende Kupfervererzung unter Anhalten der Pyritausscheidung bzw. eine etwas zeitverschobene Bornitbildung etc.) kam es mit deutlich zeitlicher Verschiebung (alpidisch) zu einer starken Kataklyse und Veränderung des Protoerzes in cementativen Kupferglanz, Covellin und Malachit.

Summary

Against previous opinions mineralizations in the Montafon are classifiable genetically as well as temporally. On the one hand there are disseminated copper ores combined with Permian ignimbrites, and on the other hand sedimentary baryte-mineralizations in close connection with acidic volcanos. Proof was furthermore established of skythic sedimentary copper-mineralizations and of young alpidic chalcopyrite-tetraedrit veins. Of all mineralizations named only the genesis of the disseminated copper-mineralizations is being dealt with. As mineralization is exclusively restricted to ignimbrites and the quartz porphyry they are combined with is not mineralized, the ignimbrites were examined very closely. The ignimbrites with their thickness varying strongly (0,4 to 20 m), either appear as close-grained rocks with few phenocrysts or as coloured, globularly structured rocks. The former are characterized by extremely well preserved vitroclastic fabric with varying degrees of welding and the latter by spherical formations (pseudospherolitic crystallization).

The copper-mineralization occurring in the ignimbrites is a disseminated one. In this connection it has to be stated that the term dissemination does not have any genetic significance. The ores are either situated in the interstitial filling in between the vitroclastic parts or they displace them somewhat. The copper-molybdenum contents correspond completely with the values of typical porphyric copper ore deposits given by LOWELL & GUILBERT 1970. During the last few years ore deposits of this kind have always been regarded in connection with subduction (island-arch-type at the one hand, Andes-type at the other). This problem, too, is being dealt with in brief.

Thin section examinations together with polished section analyses suggest the following genesis of the disseminated copper ores in the Montafon: After, in several phases, intrapermian proto-ore had been formed (propylisation of the pyroclastics, first formation of pyrite and subsequent mineralization of copper while pyrite was still being separated, and the temporally

shifted formation of bornite etc.) with a distinct shifting in time (alpidic) a strong cataclasm occurred and the proto-ore was transformed to cementative chalcocite, covellite and malachite.

Inhalt

1. Einleitung und Problemstellung
 2. Kurzer historischer Überblick
 3. Saure magmatische Gesteine permischen Alters
 - 3.1. Quarzporphyre
 - 3.2. Ignimbrite
 - 3.3. Chemismus der sauren magmatischen Gesteine
 4. Vererzung (an Ignimbrite gebundene disseminierte Kupfererze)
 5. Ablauf und Alter der Vererzung
 6. Zur Genese der sauren Vulkanite und der darin auftretenden disseminierten Kupfererze
- Danksagung
Literatur

1. Einleitung und Problemstellung

Die ersten Spuren einer Bergbautätigkeit auf Kupfer und Silber im Montafon gehen schon auf das 11. Jahrhundert zurück, wie im folgenden Kapitel näher ausgeführt werden soll. Die Kupfervererzung im Montafon gab aber auch schon früh Anlaß für wissenschaftliche Untersuchungen. Trotz der Aktivität um die Erforschung der Lagerstätten dieses Raumes fehlte doch eine echte Darstellung der Beziehungen zwischen den eigentlichen Vererzungen und den geologischen Verhältnissen. Man beschränkte sich auf Feststellungen, daß die Kupfervererzung im Altkristallin, aber auch in paläozoischen Sedimenten und in der basalen Trias auftritt. Diese Art der Feststellung mußte unweigerlich zur Auffassung führen, nachdem auch untertriadische Gesteine von der Vererzung betroffen waren, daß diese auf jeden Fall alpidisch sein müßte. Das Auftreten einer Kupfergangvererzung in der Nähe tektonischer Bahnen hat die vorangegangenen Bearbeiter in der Richtigkeit dieser Auffassung noch bestärkt.

Als die seit 1974 bestehende Arbeitsgruppe, der die oben angeführten Autoren angehören, den Montafoner Raum im Maßstab 1:10 000 aufzunehmen begann, galt das alpidische Alter für die Kupfervererzung als gesichert. Im Zuge der Geländearbeiten konnte bald festgestellt werden, daß die bisher überlieferte Auffassung einer unitaristischen Vererzung nicht aufrecht zu erhalten war, sondern daß bei der Lagerstättenbildung verschiedene Prozesse wirksam waren, die auch zeitlich voneinander getrennt abliefen.

In Vorbereitung stehenden Arbeiten vorgreifend, sollen hier die einzelnen Erzmineralisationen kurz festgehalten werden.

- 1) Disseminierte Kupfererze, an Quarzporphyre permischen Alters gebunden (intrapermische Vererzung).
- 2) Sedimentäre Barytmineralisation in sandigen Tonschiefern mit syngenetischer Karbonatfällung, die in engem Konnex zu den obengenannten Quarzporphyren steht (intrapermische Vererzung).
- 3) Sedimentäre Kupfervererzung in Sandsteinen triadischen Alters (intraskythische Vererzung).
- 4) Silberhaltige Kupferkies-Fahlerz-Gangvererzung an Bewegungsbahnen gebunden, die eine junge Schuppentektonik verursachen (jungalpidische Vererzung).

In dieser Studie wird nur auf die disseminierte Kupfervererzung eingegangen. Obwohl die Spuren dieser Vererzung auch schon früh erkannt bzw. öfters von kartierenden Geologen (A.R. SCHMIDT 1879, O. AMPFERER 1934) erwähnt wurden (die starke Malachitführung ist nicht zu übersehen), hat man hiebei immer wieder ohne nähere Angaben von Gründen, und weil man die Natur des Erzträgers nicht erkannte, diese mit der Gangvererzung in Verbindung gebracht und sie damit zu den alpidischen Lagerstätten gezählt. Möglicherweise hat auch das Auftreten der Vererzung in unmittelbarer Nähe zu den Raibler Gipsen, also eine mehr oder minder tektonische Begrenzung, diese Art der Zuordnung noch bekräftigt. Man hat es allerdings nicht der Mühe wert gefunden, das Erscheinungsbild der Vererzung einer näheren Betrachtung zu unterziehen, sonst hätte man zumindest feststellen müssen, daß

jede Spur einer Gangart fehlt und dieses wiederum hätte den Anstoß zu weiteren Überlegungen geben müssen.

Ziel dieser Arbeit war es, die ausschließlich an permische Quarzporphyre gebundene Vererzung zunächst in ihrer räumlichen Verbreitung zu erfassen bzw. die an der Lagerstättenentwicklung beteiligten Erze bis ins Detail zu untersuchen, um eine einigermaßen gesicherte genetische Deutung geben zu können. Ebenso war es ein Anliegen der Autoren, die im Westabschnitt der Ostalpen auftretenden permischen Quarzporphyre einer genauen petrographischen Analyse zu unterziehen.

2. Kurzer historischer Überblick

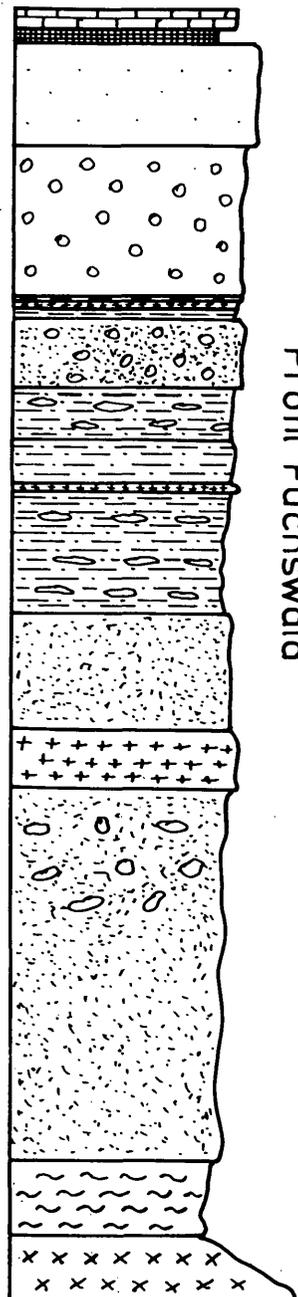
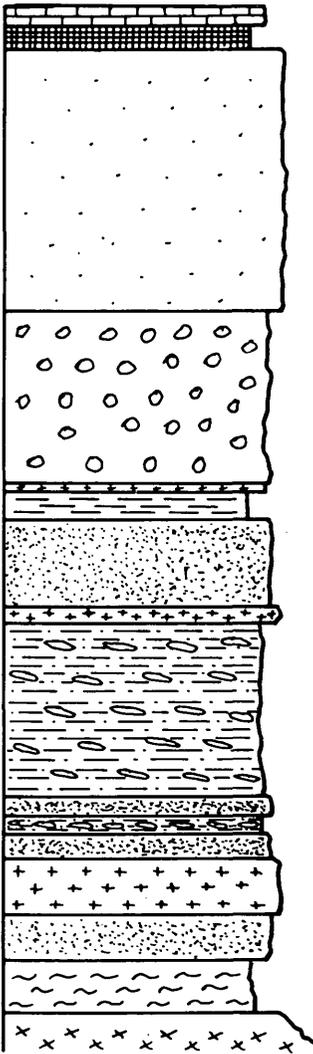
Eine ausführliche Beschreibung der Geschichte des Montafoner und umliegenden Bergbaues wird in einer anderen Arbeit erscheinen (H. ANGERER, J.G. HADITSCH & H. MOSTLER 1976). Hier sei deshalb die örtliche Bergbaugeschichte nur kurz gestreift.

Der Bergbau Vorarlbergs zählt zu den ältesten schriftlich belegten im Gebiet der Ostalpen. Die ältesten Urkunden über ihn sind die St. Gallener aus den Jahren 814 und 820 und das rhätische Reichsurbar von 842.

Im 11. und 12. Jh. wurde das obere Illtal, wohl durch Bergleute, besiedelt. Der Name "Montafon" tauchte zum ersten Mal in einem Schriftstück vom 13.10.1319 auf, in dem von einer "Silbergrube oder einem Berg, genannt Montafune" ("argentifodina seu mons dictus Montafune") die Rede ist. Auch dieser Name hat einen engen Bezug zum Bergbau. Aus dem Rhätoromanischen ableitbar, bedeutet er entweder "Hinterberg" (munt = Berg, davon = hinten), das heißt die letzte (und nicht zu steile) Erhebung hinter der letzten Siedlung, der letzten Grube, oder "durchlöcherter Berg", "Grubenberg" (munt tovun)⁺.

In einer weiteren Urkunde (vom 31.5.1355) werden Knappen ("Silber") erwähnt.

⁺) "Montafon" ist erst etwa seit dem 17. Jahrhundert der geographische Begriff, den wir heute gebrauchen. Dazu St. MÜLLER (1925: 38): "... der Name wanderte ...mit dem Bergbau. Letzterer begann in Dalaas, setzte sich von hier aus einerseits gegen den Arlberg fort, andererseits wanderte er über den Kristberg nach Silbertal und Bartholomäberg bis ins Rellstal. Während aber der Klostertaler Zweig bald verdorrte (vielleicht im Schwabenkriege 1499), blühte der andere noch über hundert Jahre; auch an anderen Orten des oberen Illtales entstanden neue Bergbaue und so schränkte sich der Name bald auf diese ein. Auch die allmählich dichter werdende Besiedlung wirkte in dem Sinne der fortschreitenden Präzisierung allgemeiner Ortsbezeichnungen."



Legende:

- | | |
|---------------------|---|
| Musselkalk | Tonschiefer od. Sandsteine mit Karbonatkonkretion |
| Rauhwaacke | Sandsteine mit Breccien |
| Quarzit | Tonschiefer |
| Konglomerat | Quarzporphyr |
| Sandstein | Oberkarbon |
| sandige Tonschiefer | Kristallin |

Abb.2

Nach einer Blüte im 15. Jh. und in der ersten Hälfte des 16. Jh. kam es zu einem Niedergang und, wohl auch durch den Dreißigjährigen Krieg bedingt, zu einem vorläufigen Ende der Bergbautätigkeit. Zwar kam es um 1730 zu einem Wiederaufleben des Grubenbetriebes auf dem Bartholomäberg, doch war dieses, wie auch das in unserem Jahrhundert, nur von sehr kurzer Dauer.

Die in dieser Arbeit behandelten Vererzungen scheinen bis heute nahezu völlig unbekannt geblieben zu sein. Lediglich eine kleine Halde vor einem unansehnlichen, alten und verwachsenen Schurf im nördlichen Gehänge des Rellstales (im sogenannten Marktobel) zeugt von einer früheren Suchttätigkeit und nur zwei Bemerkungen A.R.SCHMIDTs (1879: 350) und O. AMPFERERS (1934: 15, Fig. 1) deuten auf Kupfererzspuren auf der "Alpe Villefau" und im "Marktobel" hin. Alle anderen über das Rellstal und seine Vererzungen gemachten Äußerungen (St. MÜLLER 1925: 38; J. MÜLLER 1929: 44, 1930: 1; O. AMPFERER 1932: 41; O. REITHOFER 1939: 66; O.M. FRIEDRICH 1953: 392) beziehen sich offensichtlich nur auf die Vererzungen südlich des Rellsbaches. Auch die Karte von W. HEISSELR.OBERHAUSER-O.REITHOFER-O.SCHMIDEGG (1965) belegt nur die gerade erwähnten Gangvererzungen.

3. Saure magmatische Gesteine permischen Alters

Im Zuge der geologischen Detailaufnahmen des Montafons konnte festgehalten werden, daß die bisher nur an wenigen Punkten bekanntgewordenen Quarzporphyre (O. REITHOFER, K. MIGNON), die bis vor kurzer Zeit durchwegs als Quarzporphyrgänge aufgefaßt wurden (von H. MOSTLER 1972 als solche widerlegt) eine wesentlich stärkere Verbreitung haben. Wenn wir von den wenigen Gängen bzw. subvulkanischen Bildungen absehen, sind es, wie Abb. 1 (siehe Beilage) zeigt, drei Quarzporphyrlagen, die sich zum Teil als Ergüsse, zum Teil als Ignimbrite bzw. Schweißstufe zu erkennen gaben. Die Mächtigkeit der einzelnen Lagen schwankt zwischen 0,4 und 20 m; vorwegnehmend sei hier schon gesagt, daß nur die Ignimbrite vererzt sind. Der Nachweis von Ignimbriten ist ein weiterer Beleg dafür, daß die von O. REITHOFER als Ganggesteine angesprochenen Quarzporphyre nicht zu Recht bestehen. Die tatsächlich angetroffenen Quarzporphyrgänge dagegen wurden von O. REITHOFER weder in den Aufnahmeberichten erwähnt, noch in der Karte des Rhätikons ausgeschieden.

Das Alter der Quarzporphyre, deren lithostratigraphische Position aus Abb. 2 und 3 hervorgeht, läßt sich zwar nicht exakt erfassen, wenngleich ihr intrapermisches Alter außer Zweifel steht. Das durch Pflanzenfunde gesicherte Oberkarbon im Liegenden und die in das Skyth eingestuftten Quarzite im Hangenden untermauern diese Auffassung. Die von H. MOSTLER 1972 versuchte lithostratigraphische Korrelation läßt es uns möglich erscheinen, die Quarzporphyre einer Auswirkung der saalischen Phase zuzuschreiben und damit als dem Rotliegenden zugehörig zu betrachten.

3.1. Quarzporphyre

3.1.1. Megaskopische Beschreibung

Die Quarzporphyre erweisen sich im Gelände als kompetente Schichten und als Härtlinge und können selbst bei starker Vegetations-

bedeckung im Gelände meist als morphologisch hervortretende Rücken verfolgt werden. Lokal, wie z.B. im Profil zum Freschlaukopf (Abb. 3) ist eine absätzigige Quarzporphyrlage zwischen der unteren und der (mittleren) Ignimbitlage entwickelt. Hier sei gleichzeitig vermerkt, daß im Bereich westlich des Rellshüsli (Abb. 1) die Schichtfolgen invers liegen. Bei dem dem Rodund-Ausgleichsbecken nächstgelegenen Quarzporphyr (Abb. 1) handelt es sich um einen Gang.

Untere Quarzporphyrlage

Ihre Mächtigkeit schwankt zwischen 5 und 20 m. Im unteren Rellstal (Golmerbachmündung) wird sie von der Rellstalstörung abgeschnitten. Die maximale Mächtigkeit erreicht sie im Fuchswald und nimmt dann weiter nach E hin ab (siehe Abb. 1).

Zum Großteil ist der Quarzporphyr grün gefärbt, lediglich oberhalb der Einmündung des Glomerbaches in den Rellsbach zeigt er sehr häufig einen Farbumschlag von grün auf rot und umgekehrt, wobei bei den rotgefärbten Quarzporphyren die chloritisierten Bereiche in der Grundmasse immer als bis mehrere mm breite dunkle Fetzen hervorstechen. Die Feldspäte erreichen als größte Einsprenglinge maximal 2 mm Länge und sind meist leicht gelblich gefärbt, während die Quarze im frischen Bruch in dunklerer Farbe glasig glänzend erscheinen.

Die Verwitterung verleiht dem Gestein oft eine leicht gelblich-braune Färbung, die sich mit dereigentlichen grünen oder roten Gesteinsfarbe fleckenhaft vermischt. Sehr viele mm-dünne Quarz- oder Karbonatadern durchziehen das Gestein.

Mittlerer Quarzporphyr

Seine Mächtigkeit schwankt im W zwischen 2 und 12 m (im Profil des Verspeller, Abb. 3, erreicht sie ausnahmsweise 15-20 m), nimmt im mittleren Rellstal 5 m ab, geht im Fuchswald und am Bartholomäberg auf 2 m zurück und keilt schließlich im E aus. Er erweist sich im mittleren Rellstal im frischen Bruch als sehr massig, einsprenglingsfrei und von weißlichgrauer Farbe, während die Verwitterungsfarbe gelblich bis dunkelbraunrot ist. Auffallend ist hier die Kupferkiesführung, etwas weiter östlich sind es (kurz bevor er von der Rellstalstraße passiert wird) noch Spuren von Malachit⁺), während von hier ab weiter gegen E hin keine Vererzung mehr beobachtet werden konnte. Der Quarzporphyr verfärbt sich nun (grüne bis grau-grüne Färbung) und zeigt Einsprenglinge bis maximal 1 mm Größe, wobei die Feldspäte wiederum weiß bis gelblich sind und die Quarze glasig erscheinen. Gelegentlich ist der Porphyr auch dunkelgrün gefleckt; die Grünfärbung wird durch Chlorit verursacht. Die Verwitterungsfarbe ist hier gelblichgrün bis bräunlich. Im frischen Bruch zeigt der (subvulkanische) Quarzporphyr des Verspeller eine braunrote Farbe und ist durch Kupferglanz schwarz gefleckt.

⁺) Es handelt sich hier um Ignimbite, die aus der Quarzporphyrlage hervorgehen.

Oberer Quarzporphyr

Die Mächtigkeit schwankt zwischen 0,4 m im W und 2 m im Pfaffentobel im E. Es konnten an einzelnen Aufschlüssen vier verschiedene Lagen festgestellt werden, die aber intern ungeschichtet sind. Im W ist er sehr feinkörnig, aber noch als Tuff erkennbar, während er weiter nach E zu dichter wird, hier aber, schon makroskopisch feststellbar, bis zu cm-große Fremdgesteinseinschlüsse zeigt. Die Farbe variiert zwischen graugrün und graurot. Die Verwitterungsfarbe ist gelblichgrün bis gelblichrot mit kleinen grünen Flecken, wobei die herauswitternden Feldspäte gelblich bis rötlich hervorstechen.

Quarzporphyrgang

Diese Porphyrtart unterscheidet sich schon makroskopisch sehr deutlich von den anderen. Im frischen Bruch zeigt das Ganggestein dunkelgraurote bis schon fast violette Färbung. Die Verwitterungsfarbe ist ebenfalls graurot. Die Einsprenglinge sind sehr zahlreich und werden bis 5 mm groß. Die Feldspäte zeigen graugelbe bis überwiegend helle rötliche Färbung, während die Quarze milchigweiß bis glasig aussehen. Zahlreiche kleine, mit Quarz verheilte Fiederrisse durchziehen das Gestein.

3.1.2. Mineralbestand

Als Hauptmineral der Porphyre erweist sich der Quarz. Er tritt sowohl als primär magmatische Ausscheidung, als auch als sekundäre Bildung in verschiedenen Typen auf.

Quarz

Einsprenglingsquarze zeigen eine stark variable Kornform von schön ausgebildeten Dihexaedern bis zu langgestreckten Splittern. Häufig können auch kataklastisch zertrümmerte Quarzeinsprenglinge beobachtet werden, die mit Pflasterquarz wieder zu einem großen Aggregat zusammengefügt sind oder durch die Grundmasse auseinandergedrängt wurden. Kennzeichnend für diese Einsprenglingsquarze ist die primär-magmatische Korrosion, die sich in der Abrundung von Kristallecken und -kanten, wie auch in Form von Korrosionsbuchten und -schläuchen, die mit Grundmasse gefüllt sind, zeigt.

Die Grundmasse bildet oft einen schmalen Hellglimmer-, Quarz- oder Karbonatsaum um die Einsprenglinge. Die Spaltrisse wurden in den Einsprenglingen entweder mit Mosaikquarz oder Karbonat verheilt.

Die Auslöschung der Quarze ist zum Großteil undulös, allerdings mit verschiedener Intensität, wobei langgestreckte Splitter sowie kataklastisch zerschlagene Einsprenglinge die stärkste Undulosität aufweisen- Lediglich solche mit Dihexaeder- oder einer annähernd gleichen Form erweisen sich als nicht undulös oder schwach undulös.

Verdrängungen von Quarzeinsprenglingen durch Karbonat konnten sehr vereinzelt beobachtet werden.

Die Quarze sind zwar öfters leicht pigmentiert, erweisen sich aber in Bezug auf Einschlüsse äußerst arm. Es handelt sich dabei

um Apatitnadelchen, kleinste Opazitkörnchen und vereinzelt Zirkon und Biotit.

Grundmassequarz

Es handelt sich dabei um eine postmagmatische Umwandlung aus vulkanischem Glas. In mikrokristallinen Bereichen zeigt er enge Verwachsung mit kleinen Hellglimmern und Feldspäten. In stark verkieselten Zonen verdrängt er die anderen Gemengteile und bildet lappige, etwas verzahnte Granoblasten, die in einem späteren Stadium zu kleinen Feldern von Mosaikquarzen zusammentreten können.

Chalzedon

Wurde äußerst selten als Kavernen- und Spaltenfüllung beobachtet und konnte aufgrund der optischen Orientierung als Chalzedon im engeren Sinne bestimmt werden. Zusammen mit Pflasterquarzen als Rißfüllung ist der die jüngste SiO_2 -Bildung in den Porphyren.

Feldspäte

Alkalifeldspateinsprenglinge sind stets häufiger als solche von Plagioklasen. Die Alkalifeldspäte werden an den Kornrändern immer stärker korrodiert als die Plagioklase. Korrosionsbuchten und -schäuche kann man an beiden Feldspäten beobachten. Umsetzungserscheinungen, die in ihrer Intensität sehr unterschiedlich sein können, sind in allen Proben feststellbar. Die Plagioklase erweisen sich hierbei immer beständiger als die Alkalifeldspäte. Die Umwandlungen gehen entweder vom Kornrand oder von Spaltrissen aus und können so weit führen, daß lediglich nur noch aufgrund der Kornform auf einen vorbestandenen Alkalifeldspat geschlossen werden kann. Es liegen also zuletzt Pseudomorphosen von Hydroglimmer (selten) oder Karbonat (bis zu 3,4% des Gesamtbestandes des Porphyrs) nach Feldspäten vor. Die Umwandlungsprodukte sind Hellglimmer, Quarz, Chlorit und etwas Calcit. Dolomitideoblasten treten bei besonders starker Karbonatisierung auf.

Häufig läßt sich auch eine Perthitisierung der Alkalifeldspäte beobachten, die im Ganggestein am ausgeprägtesten ist. Es handelt sich um Flecken- bis Aderperthite, die bis zur Ausbildung von Schachbrettalbiten führen. Daß diese Perthite schon reine Albite sind und sich im Chemismus von Plagioklas (Albit) praktisch nicht unterscheiden, ergab sich aus einigen Elektronenstrahlmikroanalysen (siehe Tab. 1).

Ganz allgemein erfolgt eine Albitisierung der Kalifeldspäte nach E. TRÖGER (1967) durch Austausch von K-Ionen durch Na-Ionen unter wesentlicher Belassung der Orientierung des ursprünglich während des Sanidinstadiums gebildeten AlSi_3O_8 -Gerüstes. In den vorliegenden Fällen ist die Kalium-Komponente schon zur Gänze ausgetauscht, denn in der Analyse entpuppten sich die im Habitus als Kalifeldspäte ansprechbaren Minerale als reine Albite. Auch die Plagioklase stellten sich immer als reine Albite mit einem An-Gehalt von 0-Prozent heraus, was schon auf primär ziemlich saure Plagioklase (Albite bis Oligoklase) rückschließen läßt (siehe Tab. 2).

An Einschlüssen treten in den Feldspäten vor allem Apatit, etwas Opazit und Zirkon auf. Zweimal konnten auch Einschlüsse von Biotit nachgewiesen werden.

Na	10,1	11,6	10,1	11,7	10,8	11,5
Si	68,8	68,4	67,5	68,6	68,7	68,3
Ca	0,04	0,08	0,02	0,1	0,03	0,04
Mg	0,01	0	0,01	0,02	0,01	0,01
Fe	0,03	0,05	0,16	0,02	0,06	0,05
Al	20,7	20,4	20,0	20,6	20,2	20,4
Cr	0	0,01	0	0	0	0,01
Mn	0,01	0,01	0	0	0	0,02
K	0,18	0,06	0,59	0,08	0,1	0,03
Ti	0,01	0	0	0	0	0
Total%	99,88	100,61	98,38	100,51	99,9	100,36

Tab. 1: Perthite nach der ESMA

Na	11,8	9,8	11,3	11,5	11,2	11,0	11,8
Si	68,4	68,6	69,0	68,9	68,3	67,7	68,3
Ca	0,02	0,06	0,01	0,04	0,03	0,04	0,02
Mg	0,01	0,02	0	0	0	0,01	0
Fe	0,05	0,03	0,05	0,08	0	0,04	0
Al	19,4	20,2	20,8	20,4	19,8	20,4	19,8
Cr	0,01	0	0	0,01	0,01	0,01	0
Mn	0	0	0	0,01	0,02	0,01	0
K	0,06	0,09	0,05	0,05	0,09	0,04	0,06
Ti	0	0,01	0	0	0	0	0
Total%	99,75	98,81	101,21	100,99	99,45	99,31	99,98

Tab. 2: Plagioklase nach der ESMA

Biotit

Er macht 0 bis 5% des Gesamtbestandes der Porphyre aus und bildet die erste Generation in der frühmagmatischen Ausscheidungsfolge, da er als Einschluß in Quarz- und Feldspateinsprenglingen vorkommt. Seine Korngestalt ist meist idiomorph und die Kornränder wurden von der Grundmasse stets angelöst. Er ist stark pleochroitisch (hellrotbraun). Zum Rand hin wurde er meist ausgebleicht; gelegentlich entstanden dabei Opazitsäume. Ansätze von Chloritisierung sind stets erkennbar. Die Chloritisierung kann bis zur vollständigen Umwandlung der Biotite geführt haben. Als Zerfallsprodukte wurden außerdem Quarz und örtlich auch Karbonat beobachtet. Der Biotit führt zahlreiche Einschlüsse von Apatit, Titanit, Hämatit, Zirkon und selten Rutil- (Sagenit-) Gitterung.

Na	0,06	0
Si	33,8	30,5
Ca	0,11	0,05
Mg	14,7	13,5
Fe	12,0	17,6
Al	24,0	26,6
Cr	0	0
Mn	0,12	0,07
K	1,66	0,15
Ti	0,84	0,35
Total%	87,29	88,42

Tab. 3: Zwei ESM-Analysen von gut erhaltenen Biotiten des Quarzporphyrganges vom Bartholomäberg (Fuchswald).

Karbonate

Sie treten als Füllung von Rissen, in der Grundmasse eingelagert, als Pseudomorphosen von Feldspat und in mengenmäßig geringen Teilen als Umwandlungsprodukt von Feldspäten und Biotiten auf. Zeigen die Karbonate gegenüber Feldspäten öfters ein poikilitisches Verdrängungsgefüge, so treten sie in der Grundmasse als schön idiomorphe Einzelkristalle diffus, verteilt oder zu großen Aggregaten gehäuft auf. Analysen auf Ca, Mg, Fe und Mn und auflichtmikroskopische Untersuchungen nach Ätzung mit Aluminiumnitratlösung ergaben, daß es sich hierbei meist um Fe-reiche Dolomite und seltener um Calcite handelt.

Die Grundmasse

Die Grundmasse der Quarzporphyre (außer der Ignimbrite) ist stets mikrofelsitisch bis Kryptokristallin ausgebildet. Sie besteht überwiegend aus Quarz-Feldspat-Aggregaten und Flaserzügen von Hellglimmer, die oft ein pseudofluidales Gefüge vortäuschen. Die Grundmasse zeigt manchmal infolge stärkerer Pigmentierung einen bräunlichgrauen Farbton. Karbonatisierte und chloritisierte Bereiche sind häufig zu beobachten. An Akzessorien treten die schon vorher erwähnten auf. Im Quarzporphyrtuff ist die Grundmasse feinkörnig, aus deutlich erkennbaren Mineralkörnern (unterschiedlicher Korngröße) bestehend. Im Quarzporphyrgang ist sie stets von kryptokristalliner Ausbildung.

3.1.2. Gefügetypen

Unterer Quarzporphyr

Es überwiegen hier Gefügetypen mit deutlicher Einregelung der Einsprenglinge, was wahrscheinlich durch die vorherrschenden länglichen Kornformen bedingt ist. Manchmal tritt das porphyrische Gefüge stark in den Hintergrund.

Hellglimmerschlieren sind eine nicht seltene Erscheinung.

Mittlerer Quarzporphyr

Die Gefügetypen hängen hauptsächlich von der Kornform ab: Bei Überwiegen von länglichen, leistenförmigen Einsprenglingen oder Kristallsplittern ist immer eine deutliche Einregelung zu beo-

bachten. Wo hingegen mehr isometrische Kornformen vorherrschen - was beim vorliegenden Material häufig der Fall ist - ist eine Einregelung nur noch andeutungsweise festzustellen. Schlierenbildung kommt nur sehr selten vor. In einer Probe wird ein schon stark verwischtes vitroklastisches Gefüge angedeutet.

Oberer Quarzporphyr bzw. Quarzporphyrtuff

Die zahlreich vorliegenden länglichen Fremdgesteinsfetzen bewirken ein deutliches Parallelgefüge. Durch die starke Entwicklung von Hellglimmerflaseren kommt es örtlich zu einer schlierigen Ausbildung. Der pyroklastische Charakter ist nur noch in einem Fall erkennbar (unverschweißte Scherben mit wirrer Lagerung). Bemerkenswert sind Interngefüge an Ignimbritvorkommen. Die Einsprenglinge sind überwiegend gleichkörnig. Übergänge von Ignimbriten zu Quarzporphyrtuffen wurden bekannt.

Quarzporphyrgang

Die Einsprenglinge sind nur sehr schwach bis andeutungsweise eingeregelt. Lediglich die Glimmerblättchen sind deutlich parallel angeordnet. Eher selten ist eine nicht sehr starke Schlierenbildung zu beobachten. Die Einsprenglinge sind sehr ungleichkörnig und überwiegend isometrisch. Zum Teil liegen leichte Deformationserscheinungen vor (verbogene Glimmerblättchen, protoklastisch beeinflusste Einsprenglinge).

3.1.4. Prinzipielle mineralogische Unterschiede zwischen den einzelnen Quarzporphyren

Unterer Quarzporphyr

Er ist gekennzeichnet durch 50-70% Grundmasse. Die Karbonatisierung erfaßt 2,7 bis 33% des Gesamtgesteinsbestandes. Die Grundmasse weist mikrofelsitisches bis überwiegend kryptokristallines Gefüge auf. Zudem ist sie stets schwach chloritisiert; es ist kein Glasscherbengefüge vorhanden.

4,6-10% der Einsprenglinge sind Quarze, 3,5-17% Alkalifeldspäte und 1-4% Plagioklase (die Zahlen beziehen sich jeweils auf den Gesamtgesteinsbestand). Daraus ergab sich ein zwischen den einzelnen Proben schwankendes Alkalifeldspat/Plagioklas-Verhältnis von 3-6. Gekennzeichnet ist der Porphyr außerdem durch relative Fremdgesteinsarmut (0-0,9%).

Mittlerer Quarzporphyr

Im W handelt es sich dabei um einen Ignimbrit, der nach E in einen Lagerporphyr übergeht. Im W zeigt die Grundmasse eutaxitisches und teilweise sphärolitisches Gefüge, während sie nach E hin mikrofelsitisch bis kryptokristallin ausgebildet ist. Im W schwankt der Grundmasseanteil zwischen 67 und 88% und ist relativ wenig karbonatisiert (2-15% des Gesamtbestandes).

Aus dem hohen Grundmasseanteil ergibt sich ein niedriger Einsprenglingsgehalt, wobei die Quarze zwischen 1,5-5%, Alkalifeldspäte zwischen 2,7 und 11% und die Plagioklase zwischen 1,3 und 3,6% ausmachen. Das für jede Probe berechnete Alkalifeldspat/Plagioklas-Verhältnis ergab 1,4-2,8. Bemerkenswert ist für diesen Porphyr das Fehlen von Fremdgesteinen.



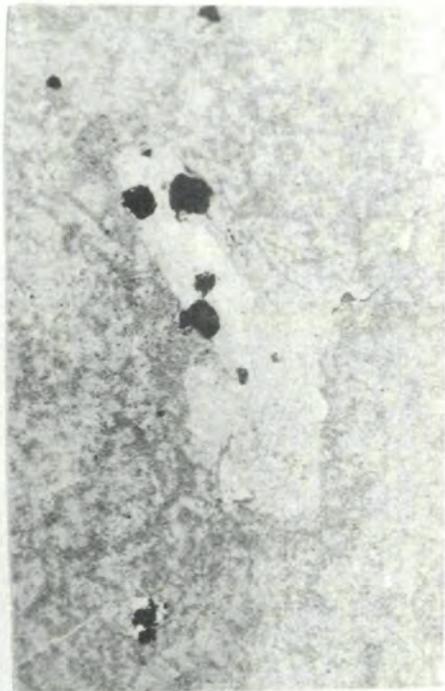
1



2



3



4

Fototafel 1: Abb. 1-4)

Fototafel 1: Abb. 1-4

Abb. 1: Inmitten leicht verschweißter Glasfragmente befindet sich ein leicht serizitisierte Orthoklaseinsprengling. Die Scherben sind entlang ihrer Oberflächen miteinander verschweißt, jedweder Porenraum ist eliminiert worden. Sie sind deutlichst parallel gelagert und zu längeren Strähnen ausgezogen, sodaß ein Fluidalgefüge vorgetäuscht wird. Die Scherben schmiegen sich an die Kanten und um die Ecken des Einsprenglings herum und bilden ein eutaxitisches Gefüge.

Abb. 2: Zeigt Dünnschliffaufnahme am Quarzporphyrgang am Bartholomäberg. Quarz-, Alkalifeldspat- und Plagioklaseinsprenglinge in mikro- bis kryptokristalliner Grundmasse, die äußerst stark pigmentiert ist und dieselben bei + Nic. dunkel erscheinen läßt. Die Feldspäte zeigen Korrosionsbuchten und randliche Auflösungserscheinungen. Die Alkalifeldspäte sind deutlich perthitisiert.

Abb. 3: Zwei stärker serizitisierte Orthoklaseinsprenglinge in einer kryptokristallinen Grundmasse. Es sind deutlich Korrosionsbuchten zu erkennen.

Abb. 4: Orthoklaseinsprengling in einer dicht verschweißten, nahezu homogenen Grundmasse. Die Scherben sind nur noch selten und dann undeutlich als solche zu erkennen. Der Orthoklaseinsprengling ist größtenteils mit einem lichtbraunen bis rosa Hydroglimmeraggregat erfüllt, welches wiederum von größeren Pyritkörnern verdrängt wird. Links unten befindet sich ein Quarzgranulat mit Pyritkörnern.

Fototafel 2: Abb. 1-6

Abb. 1: Schwach verschweißter Ignimbrit: In einer glasigen Matrix (Glasstaub) befinden sich wirr gelagerte Scherben, die kaum deformiert sind und nur an ihren Berührungspunkten aneinander haften. Das Gestein ist reichlich von größeren und kleineren Pyritkörnchen durchsetzt.

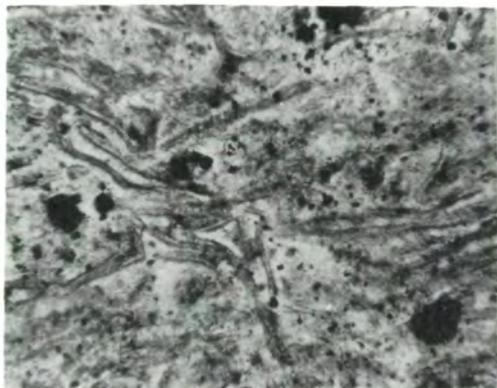
Abb. 2: Ein schwach verschweißter Ignimbrit: Die Scherben heben sich nicht sehr deutlich von der glasigen Matrix ab, trotzdem ist deren ursprüngliche Form noch erkennbar. Bemerkenswert ist ein halbkreisförmiges, undeformiertes Glasfragment in der linken Bildhälfte, welches ein Bruchstück eines Bläschens darstellt.

Abb. 3: Ein Ignimbrit mit geringem Verschweißungsgrad, der sich aus vorwiegend plättchenförmigen Scherben zusammensetzt, die \pm parallel angeordnet sind. Die Glasfragmente haften nur selten aneinander. In der Bildmitte sind noch zwei Porenräume erkennbar (dunkelgraue Bereiche), die mit einem nicht mehr auflösbaren Aggregat aus Hydroglimmer angefüllt sind.

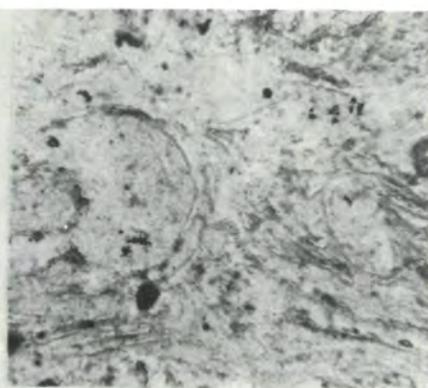
Abb. 4: Ein etwas stärker verschweißter Ignimbrit-Typ, dessen Scherben nur mehr undeutlich zu erkennen sind und teilweise in die glasige Matrix übergehen.

Abb. 5: Vollständig verschweißter Ignimbrit aus einer Zone dichter Verschweißung. Die Scherben sind geplättet und elongiert (lithostatischer Druck). Trotz der starken Kompression sind die ursprünglichen Formen der Scherben teilweise noch erkennbar, wie z.B. bei dem an beiden Enden gegabelten Fragment im linken oberen Bildteil. Auffallend ist die fehlende Durchstäubung und Pigmentierung.

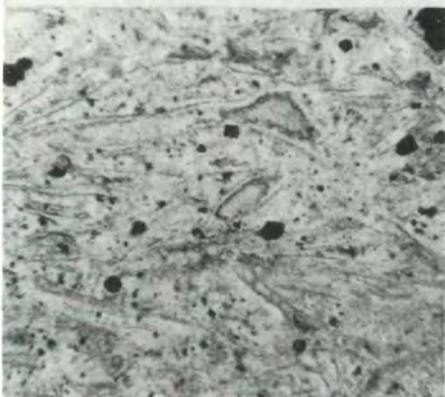
Abb. 6: Ein nur schwach verschweißter Ignimbrit, der überwiegend aus plättchenförmigen, \pm parallel gelagerten Scherben besteht, die nur selten an ihren jeweiligen Berührungspunkten miteinander verschweißt sind. Der Deformationsgrad ist gering, was durch das nur leicht zusammengepreßte Bläschen rechts oben bewiesen wird. Der Dünnschliff ist stark von Pyritkörnchen durchsetzt.



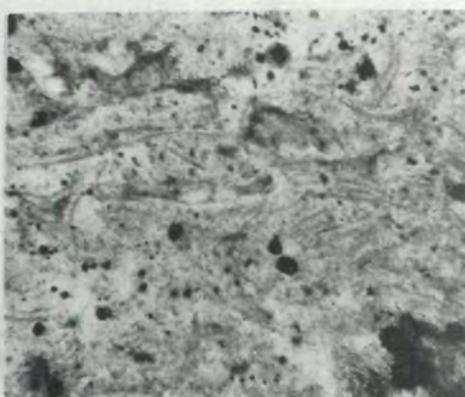
1



2



3



4



5



6

Fototafel 2: Abb. 1-6

Oberer Quarzporphyr

Er ist im W als Ignimbrit ausgebildet, geht dann im mittleren Rellstal in einen Kristalltuff und weiter im E, am Bartholomäberg, in einen Lapillituff über. Dies äußert sich natürlich auch im Fremdgesteinsbestand, der in den Proben von 2% im W bis auf 65% im E ansteigt. Die Fremdgesteine können verschiedenster Herkunft sein. Zum Großteil handelt es sich um ältere mitgerissene Ignimbrite, die Glasscherbengefüge und Sphärolitbildung zeigen, und um Tonschieferfetzen. Bei den Porphyrkomponenten treten auch solche auf, die zum Großteil aus feinleistigen, sperrig angeordneten Plagioklasen bestehen. Die Plagioklase dieser "Plagioklasite" wurden mit der Mikrosonde analysiert, weil der Verdacht auf basische Vulkanite bestand; sie ergaben reine Albite.

Außerdem konnten noch Kristallinkomponenten und Gneisfragmente festgestellt werden. Die Grundmasse zeigt im W bei den Ignimbriten Glasscherbengefüge, während sie im Tuff im E feinkörnig ausgebildet ist. Außerdem ist sie sehr wenig karbonatisiert (0,1-4% des Gesamtbestandes).

Quarzporphyrgang

Dieser wird durch den hohen Gehalt an intratellurischen Einsprenglingen, die hier bis 5 mm groß werden können, charakterisiert. Daraus ergibt sich eine relative Armüt an kryptokristalliner Grundmasse, die zwischen 48 und 53% des Gesteins ausmacht. Der Einsprenglingsanteil liegt bei 20% Quarz, bei 15-19% Alkalifeldspat und bei 5-11% Plagioklas (jeweils bezogen auf das Gesamtgestein). Das Alkalifeldspat/Plagioklas-Verhältnis beträgt hier 1,4-4%.

Kennzeichnend für diesen Porphyr ist der relativ hohe Biotitgehalt von 2,2-5%, wie er sonst in keinen, von uns erfaßten Vulkaniten festgestellt werden konnte. Der Karbonatgehalt liegt zwischen 0,3 und 3% und leitet sich fast ausschließlich von den mit Karbonat verheilten Rissen ab.

3.2. Ignimbrite

3.2.1. Megaskopische Beschreibung der Ignimbrite

Südlich der Alpe Lün, im östlichen Bereich der "Lüner Bliesen", befindet sich auf 2060 m SH ein Ignimbritvorkommen, das konkordant roten Tonschiefern zwischengeschaltet ist. Die Ignimbrite bilden dort eine deutliche Gehändestufe und sind etwa 4,5 m mächtig. Sie sind nicht einheitlich ausgebildet, sondern erlauben folgende grobe Untergliederung:

Die hangende Partie ist maximal 1,8 m mächtig. Das Gestein ist dicht, die Anwitterungsfarbe ist grau bis bräunlich (brandenartig), manchmal sind Malachitanflüge zu beobachten. Die frische Bruchfläche hat eine hellgraue Farbe; ab und zu ist fein verteilter Kupferkies zu sehen.

Ohne scharfe Grenze folgt eine maximal 2 m mächtige Partie, die durch sphärische Gebilde charakterisiert ist, welche dem Gestein ein pseudokonglomeratisches Aussehen verleihen. Der Durchmesser

der "Kugeln", die vielfach hohl sind, liegt zwischen 0,5 und 5 cm. Die Größe der "Kugeln" nimmt gegen das Liegende hin etwas zu. Ihr Verband zueinander ist größtenteils locker, sodaß sie sich leicht aus dem Gestein lösen lassen. Die Anwitterungs- und die frische Farbe sind graugrünlich. Malachitanflüge konnten nicht beobachtet werden.

Die liegendste Partie, die aus der vorigen allmählich hervorgeht, ist wieder kompakt ausgebildet und ca. 70 cm mächtig. Anwitterungs- und frische Farbe sind ein helles Graugrün.

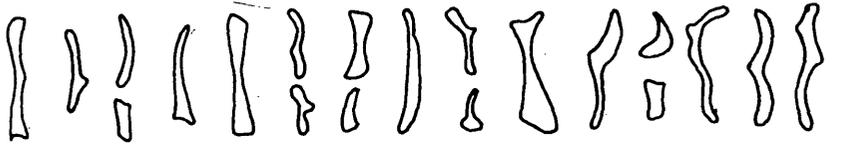
Ein anderes Ignimbritvorkommen befindet sich in dem SW-NE-verlaufenden Graben N der Alpe Lün (1660 m SH). Das Gestein bildet zum Graben parallel verlaufende steile Wände oder Rücken. Die frische und auch die Anwitterungsfarbe sind überwiegend grün; seltener ist ein schwach violetter Farbton zu sehen. Auffallend sind hier dunkelgrüne Gesteinspartien, welche reichlich weißliche Kügelchen mit Durchmessern bis maximal 2 mm führen, dann aber auch Gesteinspartien mit den oben erwähnten sphärischen Gebilden. Letztere haben Durchmesser von 2-3 cm und sind auf der frischen Bruchfläche blaßviolett gefärbt. Meist sind die "Kugeln" hohl.

Ein weiteres größeres Ignimbritvorkommen ist bei 1740 m SH in einem E-W-verlaufenden Seitengraben des Sacktobels aufgeschlossen. Auch hier ist, wie beim ersten obengenannten Vorkommen, eine Gliederung wahrzunehmen:

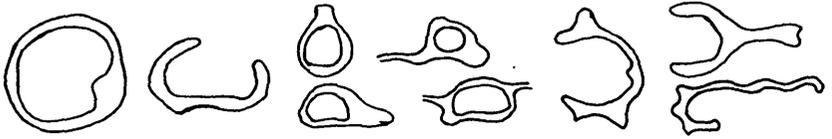
- 1) Graugrünliches Gestein mit dichter Grundmasse, in welcher sich bis 2 mm große weißliche Tüpfelchen befinden. Das Gestein zerfällt feinstückig (d.h. in ca. 2 cm große Bröckelchen). Die aufgeschlossene Mächtigkeit beträgt etwa 1 m.
- 2) Etwa 90 cm mächtige, kompakte Gesteinspartie mit dicht erscheinender Grundmasse ohne sichtbare Einsprenglinge. Frischer Bruch: hellgrau; Anwitterungsfarbe: rostigbraun. Malachitanflüge.
- 3) Ähnlich wie oben, jedoch deutlich Einsprenglinge erkennbar (ca. 1 m mächtig).
- 4) Analoge Ausbildung wie 3), aber stärkere Malachitanflüge und weniger Einsprenglinge (2,5 m mächtig).
- 5) Auffallende Malachitkrusten; im frischen Anbruch fein verteilter Kupferkies sichtbar (50 cm).

3.2.2. Glasscherbentypen und davon abgeleitete Genese der Ignimbrite

Bei den im nachstehenden beschriebenen Vulkaniten aus dem westlichen Teil des Arbeitsgebietes handelt es sich um Ignimbrite (MARSHALL 1935) bzw. Schmelztuffe (WEYL 1954), was insbesondere aus dem Dünnschliffbefund deutlich hervorgeht. Die in der Literatur zur Identifikation eines Ignimbrits immer wieder angegebenen erforderlichen mikroskopischen Charakteristika sind vornehmlich die folgenden: Glasscherben in einer Glasbasis (= Grundmasse); Verschweißung und eine damit einhergehende Deformation der Glasfragmente und Devitrifikationserscheinungen. Die mikroskopischen Merkmale ermöglichen auch gewisse Rückschlüsse auf die Gesteinsgenese (s.u.)



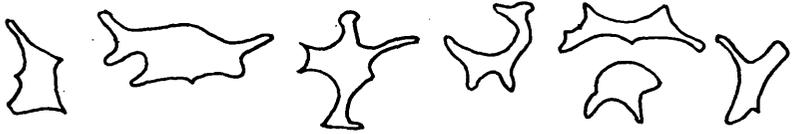
1



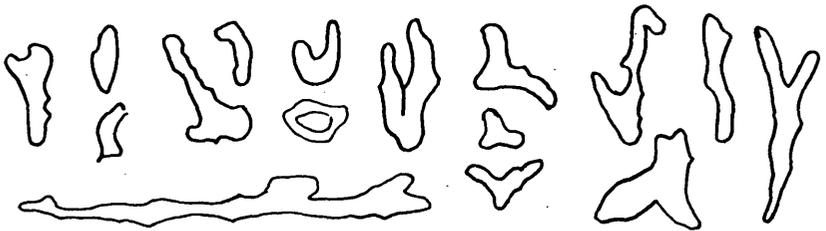
2



3



4



5

Abb. 4: Diverse Glasscherbentypen der Ignimbrite aus dem Montafon

Die pyroklastische Natur der vorliegenden Vulkanite wird durch das Vorhandensein von Glasscherben nachgewiesen, die sowohl ihre Entstehung, als auch ihre Form der explosiven Disruption eines bläschenreichen Magmas verdanken. Im Gegensatz zu lufttransportiertem Aschenmaterial, das aufgrund einer mehr oder minder gleichen Entstehungsweise auch mehr oder weniger Scherbenformen aufweisen kann, sind die Aschenstrommaterialien insbesondere durch Verschweißung und Entglasung (Devitrifikation) charakterisiert und dann auch durch das Fehlen jeglicher Sortierung, was durch posteruptionelle Prozesse verursacht wird. Die primären ursprünglichen Formen der Glasscherben haben sich am besten in nur schwach verschweißten und deformierten Ignimbritpartien erhalten. Solche Verhältnisse könnten bei einem Teil der Proben aller Ignimbritvorkommen beobachtet werden. Es treten hier etwa die folgenden Scherbentypen auf, die jeweils durch Übergänge miteinander verbunden sein können (Abb. 4): Am häufigsten kommen plättchenartige Formen vor, die entweder gerade oder nur schwach gekrümmt sind und oft an einem Ende etwas breiter sein können, was ihnen dann ein keulenartiges Aussehen verleiht (Abb. 4, Fig. 1). Die größten dieser Scherbentypen dürften etwa die acht- bis zehnfache Länge aufweisen wie die kleinsten. Es überwiegen jedoch die größeren Scherben. Dieser Scherbentyp dürfte durch das Zerspringen von länglichen Bläschen entstanden sein. Dieser Typ wird somit unseres Erachtens durch die "Bruchstücke" von Blasenhäuten charakterisiert. Seltener kommen U-förmige Scherben vor (Abb. 4, Fig. 2).

Sehr verschiedengestaltig können diejenigen Glasfragmente sein, die die Wände zwischen den einzelnen Bläschen gebildet haben oder die Zwickel zwischen den Bläschen füllten. Am typischsten sind hier von konkaven Flächen begrenzte, dreiästige oder dreispitzartige Grundformen, die mannigfaltige Variationen aufweisen können: Die Äste können z.B. verschieden lang sein, verschiedene Winkel zueinander bilden, auch gerade oder mehr oder weniger gekrümmt sein usw. (Abb. 4, Fig. 3).

Seltener sind größere, meist längliche und unregelmäßig geformte Glasfetzen (Abb. 4, Fig. 4). Bei diesen dürfte es sich um Bildungen aus ursprünglich gasärmerem Material handeln. Ihre Form ist durch kleinere Gasblasen und größere Zwickelräume zwischen diesen bedingt.

Ein auffälliges Phänomen (s.u.) ist das Vorkommen von einigen wenigen, unzerbrochenen, kreisrunden Bläschen mit sehr verschiedenen großen Durchmessern, die aber auf Schnitteffekte zurückgehen können (Abb. 4, Fig. 2).

Durch Verschweißungsprozesse (s.u.) und besonders auch durch den lithostatischen Druck kommt es nach der Ablagerung bzw. nach dem endgültigen Stillstand des Aschenstromes zur Deformation der Glasfragmente. Alle Veränderungen sind aber den primären Scherbenformen nur aufgeprägt.

Der Grad der Deformation kann bei dem untersuchten Material nun sehr verschieden stark sein: In gewissen Ignimbritpartien wurden die Scherben praktisch nicht deformiert und liegen somit mehr oder weniger in ihrer ursprünglichen zierlichen Gestalt vor (Abb. 5, Fig. 1). Auf den geringen Grad der Deformation weisen

auch die selten noch als Kugeln bewahrten Gasbläschen hin (Abb. 4, Fig. 2, links).

Mit zunehmendem Deformationsgrad werden die Scherben teilweise zu dünnen Strähnen ausgelängt, teilweise liegen aber auch dicke Glasfetzen vor. Häufig sind auch sehr plumpe, etwa dreieckige Formen und vielfach auch stark verdickte U- und Y-förmige Typen zu erkennen (Abb. 4, Fig. 5; Abb. 5, Fig. 3). Ehemals rundliche Bläschen wurden zu linsenförmigen Gebilden zusammengepreßt, die durch sehr dicke Blasenhäute auffallen (Abb. 4, Fig. 5 am rechten Rand).

Bei einem noch höheren Deformationsgrad treten stark ausgezogene, meist gerade oder nur schwach gekrümmte Scherben auf, die sehr verschieden dick sein können (Abb. 5, Fig. 4).

Gemeinsam ist allen eben beschriebenen Scherbentypen, daß ihre ursprünglichen Formen trotz der Deformation deutlich bis (selten) nur andeutungsweise zu erkennen sind, und daß sie durchwegs größer und auch gedrungener sind, als es in den undeformierten bzw. schwach deformierten Ignimbriteinheiten der Fall ist.

Weitere Veränderungen können die Scherben und Scherbengefüge durch Verschweißungsvorgänge erfahren, die - wie schon eingangs erwähnt - zu den charakteristischen Merkmalen der Aschenströme gehören. Die Verschweißungsprozesse, die unmittelbar nach dem Absatz des Aschenstromes beginnen dürften, können als Vorgänge verstanden werden, welche die Vereinigung von noch plastischen Glasfragmenten bewirken und fördern. Der jeweilige Grad der Verschweißung hängt im wesentlichen von der Plastizität der Scherben, vom Belastungsdruck und auch von der Abkühlungs- und Kristallisationsgeschwindigkeit ab. Bei den untersuchten Dünn-schliffen konnten folgende Verschweißungsgrade festgestellt werden: Jedes der drei Ignimbritvorkommen weist Partien auf, die durch eine sehr schwache, sozusagen einleitende Verschweißung gekennzeichnet sind. Die Scherben, die in eine Glasmatrix eingebettet sind, haften oft gar nicht oder lediglich an ihren Kontaktstellen aneinander (geringer "Verwachsungsgrad"). Die Scherben sind unsortiert und hauptsächlich wirr gelagert (Abb. 5, Fig. 1). Nur selten, und wenn die plättchenförmigen Scherben überwiegen, kann eine deutliche "Einregelung" erkannt werden (Abb. 5, Fig. 2)

Porenräume treten anscheinend nur bei den schwach verschweißten Ignimbritpartien des oberen Sacktobels auf.

Eine wesentlich intensivere Verschweißung der Glasfragmente konnte bei mehreren Proben aller drei Ignimbritvorkommen festgestellt werden: Dieser höhere Verschweißungsgrad äußert sich darin, daß die Glasfragmente entlang ihrer Oberfläche ohne jeden Zwischenraum aneinanderhaften. Die Scherben sind immer gut durch die starke Pigmentierung zu erkennen. Das Pigment dürfte von ehemaligen, aber feinst zerriebenen Glasfragmenten ("Staub") herrühren (SMITH 1960, 824)⁺.

In diesen stark verschweißten Bereichen können folgende, durch Übergänge miteinander verbundene vitroklastische Gefüge entwickelt sein, wobei die beobachteten Unterschiede hauptsächlich auf die relativ verschieden hohen Verschweißungs- und Deformationsgrade zurückgehen. Die primäre Form der Scherben spielt hiebei

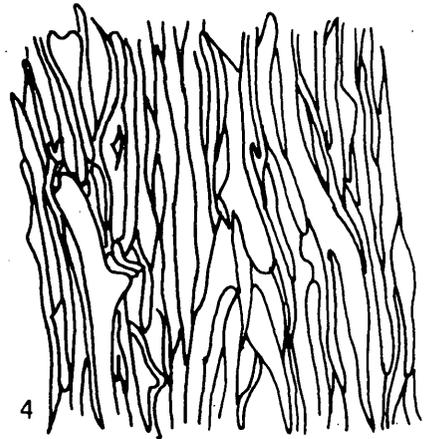
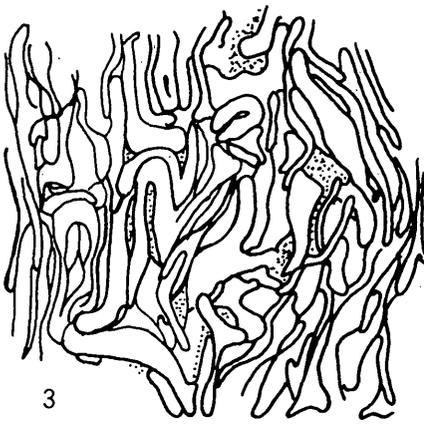
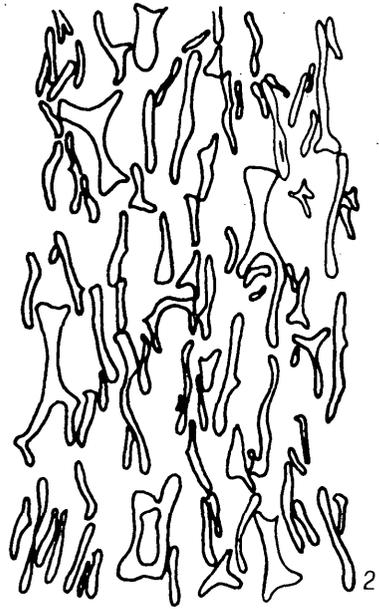
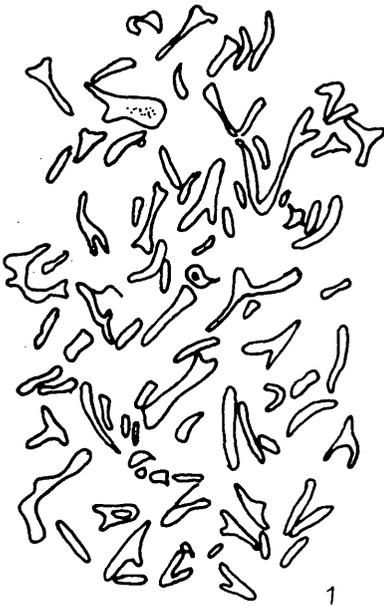


Abb. 5

+))

Alle diese beschriebenen Charakteristika, wie z.B. die verschiedenen Verschweißungsgrade und die verschiedenen Gefügetypen kommen nicht regellos oder zufällig in den jeweiligen Ignimbriteinheiten (Ignimbritdecken) vor, sondern sind (im Sinne von R.L. SMITH, 1960) an ganz bestimmte Zonen gebunden. So lassen sich insbesondere bei den Ignimbritvorkommen N der Alpe Lün und N des Frescalot eine eher geringmächtige liegende und hangende Zone mit nur geringen Verschweißungsgraden und eine sich dazwischen befindliche, relativ mächtige Zone mit dichter Verschweißung und sphärolithischer Kristallisation unterscheiden.

nur eine untergeordnete Rolle. Einmal schmiegen sich die Scherben, deren Form stark variiert, eng und lückenlos aneinander (nur äußerst selten ist zwischen ihnen noch etwas "Staubmatrix" vorhanden; Abb. 5, Fig. 3), sind jedoch noch überwiegend wirr gelagert; das andere Mal sind die miteinander verschweißten, sehr stark elongierten Scherben deutlich parallel angeordnet, wobei nicht selten Fließstrukturen vorgetäuscht werden (pseudofluidales Gefüge) (Abb. 5, Fig. 4). Der pyroklastische Charakter wird jedoch durch die deutliche Begrenzung der Scherben an ihren jeweiligen Enden bzw. durch das Fehlen kontinuierlicher "Fließlinien", wie sie bei echten Effusivgesteinen auftreten, hinlänglich nachgewiesen.

Eutaxitische Gefüge um Einsprenglinge herum sind in diesen dicht verschweißten Ignimbritpartien, wie z.B. auch in den Sphärolithen (Abb. 6, Fig. 2) eine häufige Erscheinung.

Nur selten ist ein noch höherer Verschweißungsgrad feststellbar, der nahe an eine völlige Homogenisierung des Glases heranzuführt. Ein Scherbengefüge ist in diesen Bereichen höchstens noch andeutungsweise zu erkennen. Es kommen jedoch häufig nadelförmige "Kristallite" vor, die parallel zueinander angeordnet sind und zur Ausbildung eines Pseudofluidalgefüges Anlaß geben.

Die Ignimbrite, welche thermodynamisch instabile Systeme darstellen, werden devitrifiziert, diese Entglasungsprozesse überprägen die durch Verschweißung und Deformation entstandenen Gefügebilder. Die primären Scherbengefüge erfahren mannigfaltige Umbildungen, trotzdem ist die pyroklastische Natur der vorliegenden Vulkanite immer noch mehr oder weniger deutlich erhalten. Die so typische und weit verbreitete Entglasung durch Bildung von Axiolithen (ZIRKEL 1876) konnte bei den hier untersuchten Proben nicht festgestellt werden; dafür treten relativ häufig sehr verschiedene Typen sphärischer Gebilde auf, die im folgenden etwas eingehender beschrieben werden.

3.2.3. Sphärische Gebilde in Ignimbriten

Allen sphärischen Gebilden ist gemein, daß sie nur in dicht verschweißten Ignimbritbereichen vorkommen, die durch eine vollständige Verschweißung der Scherbenoberfläche gekennzeichnet sind. Es lassen sich etwa die folgenden, durch Übergänge miteinander verbundenen, sphärischen Gebilde unterscheiden.

Die wohl auffallendsten sphärischen Gebilde (im folgenden im Sinne von ROSENBUSCH 1908 als "Pseudosphärolithe" bezeichnet), die schon im Handstück als kleine weißliche Kügelchen mit Durchmesser bis 3 mm in Erscheinung treten, finden sich in einigen Ignimbritpartien im Graben N der Alpe Lün. Die Form dieser Pseudosphärolithe hängt deutlich von Gestalt und Größe der Kerne ab: Bei einem, in Relation zur Pseudosphärolithgröße, großen Kern spiegelt sich seine Form abgeschwächt in der Gestalt des betreffenden Pseudosphärolithen wider (Abb. 6, Fig. 4). Wenn der Kern dagegen klein ist oder fehlt, haben die Pseudosphärolithe eine mehr oder weniger kugelförmige Gestalt (Abb. 6, Fig. 1). Die Begrenzung der Pseudosphärolithe zur Grundmasse ist sehr scharf. Die Pseudosphärolithe können isoliert in der Grundmasse

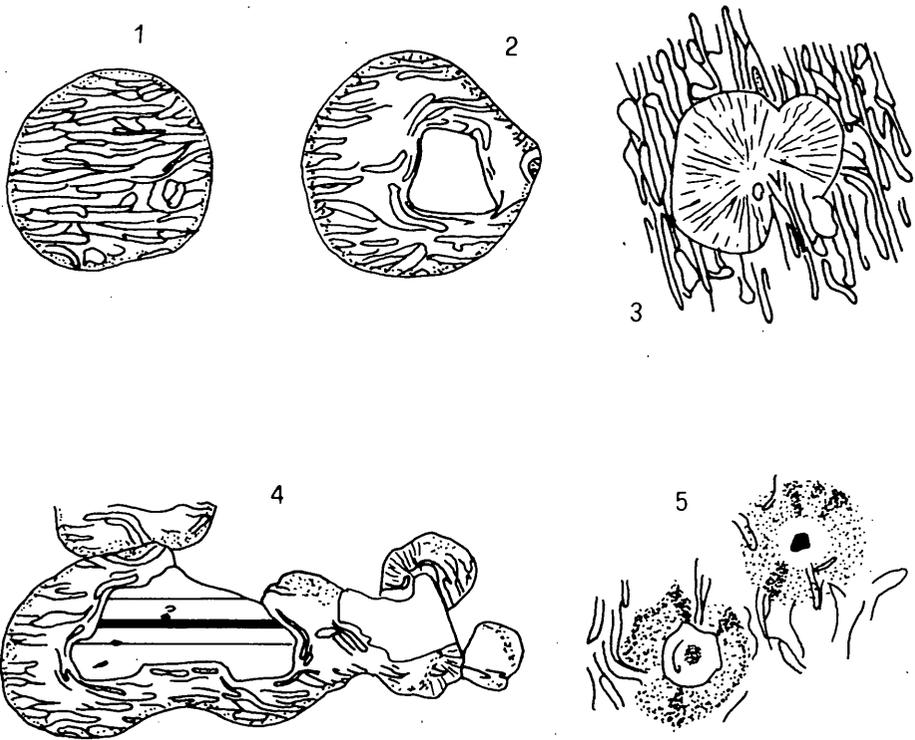


Abb. 6

vorkommen oder auch gruppenweise auftreten, wobei sie sich in diesem Fall in ihrem Wachstum gegenseitig behindern. Die Pseudosphärolithe sind stärker als die Grundmasse mit Pigment durchstäubt, was ihnen eine hellbraune Farbe verleiht. Die Scherbenränder (s.u.) weisen dann noch eine zusätzliche Pigmentierung auf. Die meisten der Pseudosphärolithe haben auch noch eine mehr oder weniger schmale, etwa konzentrisch verlaufende, nicht scharf abgegrenzte randliche Zone, die durch eine besonders starke Pigmentierung gekennzeichnet ist (Abb. 6, Fig. 1,2,4).

Die Pseudosphärolithe sind aus äußerst zarten divergentstrahligen Fasern aufgebaut. In randlichen Bereichen können diese, nur bei stärkster Mikroskopvergrößerung feststellbaren, radialen Strahlen mit dem durch die starke Pigmentierung hervorgerufenen Zonenbau kombiniert sein (Abb. 6, Fig. 1). Das zweifellos bemerkenswerteste Phänomen ist die Konservierung des Scherbengefüges in den Pseudosphärolithen. Bei +Pol. läßt sich folgendes beobachten: Die Pseudosphärolithe bestehen aus einem größeren, heterogenen, innig verwachsenen Kornaggregat. Die Körner sind in zentralen Bereichen meist etwas größer als an der Peripherie.

Das Kornaggregat ist im Zentrum regellos und wird gegen den Rand zu von einem faserig struierten Aggregat abgelöst. Typisch sind eine Aggregatpolarisation und das Fehlen des "Sphärolithenkreuzes" selbst in den faserigen Randbereichen. Insgesamt dürfte es sich hier also um zumindest "granophyrähnliche" Gefüge (KELCH 1960) handeln.

Einige wenige Pseudosphärolithe weisen radiale, sich zum Mittelpunkt hin verjüngende Risse auf, die mit einem "Hydroglimmer" ausgefüllt sind. Möglicherweise handelt es sich hier um Schrumpfungerscheinungen. In den meisten Fällen sind die Pseudosphärolithe von einem feinen, mehr oder minder vollständigen Saum aus "Hydroglimmer", seltener auch von Chlorit umgeben. Auch hiebei könnte es sich um eine nachträgliche Ausfüllung eines durch Kontraktion entstandenen Raumes handeln.

Ein anderer Typ der sphärischen Gebilde tritt bei den dicht verschweißten Ignimbritpartien des Freschlukopf-Profiles auf. Unter 1 Pol. kann folgendes beobachtet werden: Die sphärischen Gebilde werden aus sehr zarten, nur bei starker Vergrößerung sichtbaren, divergentstrahligen Fasern aufgebaut. Eine Begrenzung zur Grundmasse hin ist nur z.T. feststellbar, z.T. sogar sehr deutlich. Die Pigmentierung der sphärischen Gebilde ist schwach, nur die Ränder der auch hier meist vorzüglich konservierten Scherben weisen eine stärkere auf. Im Gegensatz zu den zuvor beschriebenen Pseudosphärolithen haben die vorliegenden keine "Kerne".

Bei + Pol. ergibt sich folgendes Bild: Der radialstrahlige Charakter ist - insbesondere bei den kleineren sphärischen Gebilden - sehr stark ausgeprägt, während konzentrische Gefüge nur undeutlich entwickelt sind. Die sphärischen Gebilde bestehen in zentralen Teilen aus einem groben, schwach verzahnten, heterogenen und regellosen Kornaggregat. Aus diesem körnigen Aggregat entwickelt sich zur Peripherie hin eine deutlich radialfaserige Zone. Bezüglich der Konservierung des Scherbengefüges läßt sich die folgende Gesetzmäßigkeit ablesen: Die radialfaserige Ausbildung hat eine deutlich gefügezerstörende Wirkung, während die mehr grobe, körnige Entwicklung im inneren Teil der sphärischen Gebilde eine sehr gute Erhaltung des vitroklastischen Gefüges zur Folge hat.

Die Form der Sphärolithe ist kugelig bis ellipsoidartig. Die Begrenzung zur Grundmasse hin ist fließend, es sei denn, sie wäre von einem sekundären Saum aus "Hydroglimmer" umgeben.

Ein weiterer Typ der sphärischen Gebilde verdankt seine Entstehung hauptsächlich einer stark unterschiedlichen Pigmentierung (Abb. 6, Fig. 5). Der "Kern" besteht aus Einsprenglingen unterschiedlichster Größe. Er wird von einer relativ breiten, konzentrischen Zone umhüllt, die aus äußerst feinen, radialstrahligen Fasern aufgebaut wird und stark pigmentiert ist, welcher Umstand diesem Bereich eine braune Färbung verleiht. Die Ränder der hier nur teilweise deutlich erhaltenen Scherben sind von grobem Pigment durchstäubt.

Auf diese Zone folgt dann mit meist scharfem Übergang ein Bereich, der nicht oder nur sehr spärlich durchstäubt ist. Die Scherben können hier vollständig klar und rein sein.

Radialfaseriges Gefüge fehlt. Bei + Pol. ist in diesem Bereich ein mikrokristallines, regelloses Kornaggregat zu beobachten. Im Zuge einer Umkristallisation wurde dieses "gereinigt" und das Pigment abgeführt.

In den schon megaskopisch erkennbaren roten Gesteinspartien des Sacktobels kommen wiederum andere Typen von sphärischen Gebilden vor, die bei idealer Ausbildung durch ein deutlich konzentrisches Gefüge charakterisiert sind, welches durch eine verschieden intensive Pigmentierung verursacht wird. Diese sphärischen Gebilde bauen sich folgendermaßen auf: Im Zentrum befindet sich als "Kern" ein größeres, meist rundliches opakes Korn oder, was aber seltener ist, eine dichte Anhäufung mehrerer kleiner opaker Körner. Dieser "Kern" wird von einer relativ schmalen, konzentrisch verlaufenden Zone umgeben, die klar und pigmentfrei ist. Lediglich die Ränder der Scherben, welche in diesem Bereich teilweise gut erhalten sind, weisen eine Pigmentierung auf. Darauf folgt mit unscharfem Übergang als äußerste Zone ein überaus stark, wenn auch teilweise ungleichmäßig pigmentierter, nicht selten beinahe opak werdender, breiter Mantel. Das Scherbengefüge ist in diesem Bereich höchstens andeutungsweise zu erkennen. Die sphärischen Gebilde sind bald kreisförmig und scharf begrenzt (Abb. 6, Fig. 5), bald haben sie äußerst unregelmäßige Formen und verlieren sich zur Grundmasse hin. Die unterschiedliche Pigmentierung dieser, im Querschnitt an Crinoidenstielglieder erinnernden Formen entstand im Zuge einer Rekrystallisation.

Als letzter Typ der sphärischen Gebilde sei der folgende beschrieben: In einem Bereich dicht verschweißter Scherben, die als solche jedoch durch ihre stark pigmentierten Ränder sehr deutlich zu erkennen sind, befindet sich ein scharf abgegrenztes, aber nicht allseitig entwickeltes sphärisches Gebilde (Abb. 6, Fig. 3). Es hat keinen Kern und ist aus überaus zarten, divergentstrahligen Fasern aufgebaut. Konzentrische Gefüge mit Ausnahme eines Pigmentsaumes fehlen völlig. Diese Sphärolithe sind kaum durchstäubt; die sie umgebende Grundmasse mehr oder weniger gereinigt (mit Ausnahme der Scherbenränder). Das Charakteristische an diesem Typ ist die vollständige Zerstörung aller Scherbengefüge.

Bei + Pol. ist ein büschelig struiertes, feinkörniges, innig verzahntes, heterogenes Kornaggregat festzustellen, welches als granophyrähnlich im Sinne von KELCH bezeichnet werden könnte. Typisch ist auch hier eine Aggregatpolarisation und das Fehlen eines "Sphärolithenkreuzes".

Einige Sphärolithe wurden mit der Mikrosonde untersucht, um die Mg-, K-, Na- und Si-Verteilung in ihnen festzustellen. Dabei äußerten sich Chloritsäume in einer scharf begrenzten randlichen Mg-Konzentration (Abb. 7). Sehr stark auf den Randbereich (aber innerhalb der Chloritsäume) konzentriert ist der K-Gehalt, der zur Mitte hin abnimmt und sich vom in der Randzone angereicherten Kalifeldspat ableitet, was auch ohne Anfärbeversuche zum Ausdruck kam. Genau umgekehrt verhält sich der Si-Gehalt. Im Randbereich ist relativ weniger SiO_2 vorhanden, wogegen es in Richtung auf das Zentrum hin ansteigt. Es ist zu beachten, daß mit verschiedenen Elementempfindlich-

keiten gearbeitet wurde und daher die Kurvengipfel nicht vergleichbar sind.

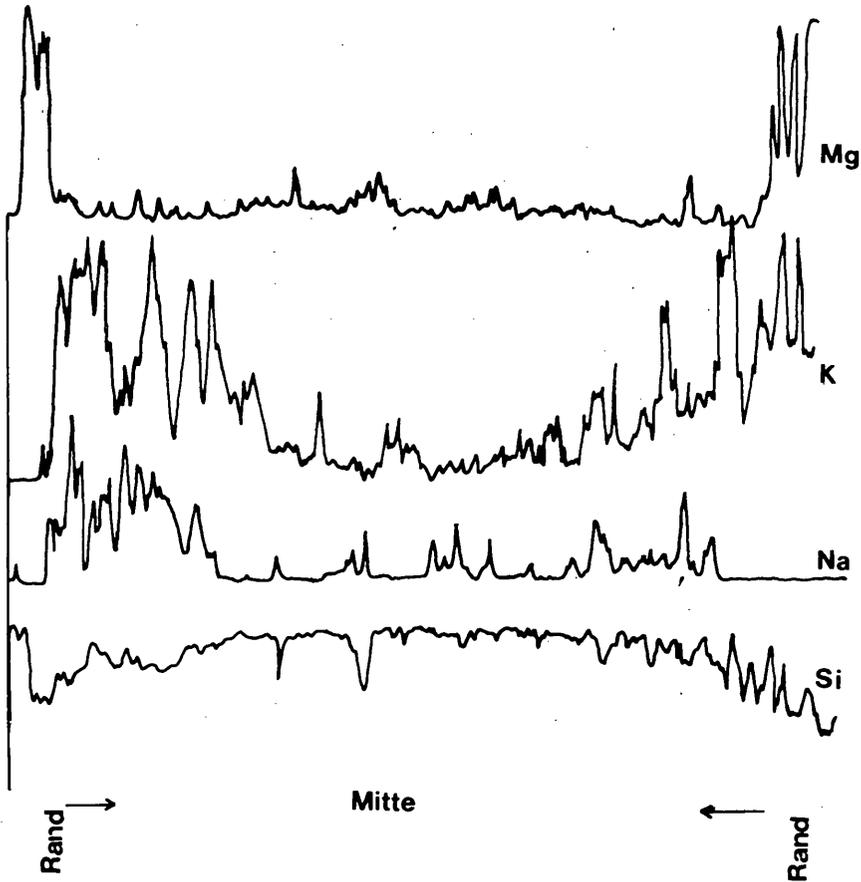


Abb. 7: ESMA-Profil durch einen Sphärolith

3.3. Chemismus der sauren magmatischen Gesteine

Saure Vulkanite sind im Perm der Alpen weit verbreitet. Sie lassen sich vom osthelvetischen Deckenland über penninische, unter- und mittelostalpine Einheiten bis in das Oberostalpin verfolgen. Ebenso sind sie in den Südalpen weit verbreitet. Ihre Mächtigkeit ist starken Schwankungen ausgesetzt. 1500 m in den Südalpen stehen 300 m im helvetischen Verrucano gegenüber, während im Oberostalpin oft nur Lagen von einigen Metern Mächtigkeit auftreten. Trotz anfänglicher Widerstände, in den permischen Vulkaniten auch echte Ignimbrite zu sehen, hat sich im Laufe der letzten 10 Jahre

Quarzporphyr

SiO ₂	59,39	60,07	62,42	75,88	64,86	61,21	68,26
Al ₂ O ₃	13,12	14,47	12,33	11,11	18,02	14,24	16,42
Fe ₂ O ₃	5,07	4,52	4,11	1,63	2,33	5,73	2,86
MgO	8,20	6,10	4,10	1,70	2,50	3,80	1,50
CaO	0,51	1,12	1,72	0,32	1,09	1,14	0,11
Na ₂ O	1,50	2,00	3,90	2,30	2,40	2,60	2,50
K ₂ O	4,52	4,05	3,25	2,53	4,26	4,31	5,00
TiO ₂	0,56	0,58	0,45	0,25	0,46	0,48	0,45
Glühverlust	4,13	4,15	3,57	2,20	3,74	4,21	2,39
H ₂ O ⁻	0,66	0,62	0,72	0,72	0,53	0,54	1,18
Total	97,66	97,68	96,57	98,64	100,19	98,26	100,67

SiO ₂	68,78	80,22	81,85	80,25	73,17
Al ₂ O ₃	15,28	8,59	8,51	8,88	9,30
Fe ₂ O ₃	2,80	2,57	2,68	0,98	1,79
MgO	1,80	2,20	1,60	1,00	3,50
CaO	1,42	0,21	0,06	1,84	4,87
Na ₂ O	2,50	1,50	1,90	4,30	4,20
K ₂ O	4,45	0,25	1,64	0,31	0,58
TiO ₂	0,39	2,58	0,15	0,13	0,08
Glühverlust	3,55	1,83	2,05	2,92	6,14
H ₂ O ⁻	1,00	0,74	0,40	0,58	1,17
Total	101,97	100,69	100,84	101,19	104,80

SiO ₂	63,66	63,51	64,00	67,63	60,53
Al ₂ O ₃	10,00	11,84	14,81	16,24	17,81
Fe ₂ O ₃	4,24	5,07	3,89	3,01	4,82
MgO	3,80	4,75	2,40	1,90	5,20
CaO	1,51	0,05	0,12	2,49	0,22
Na ₂ O	5,10	2,25	4,75	2,60	1,40
K ₂ O	3,53	3,47	2,80	4,20	3,73
TiO ₂	0,43	0,40	0,49	0,39	0,77
Glühverlust	4,55	3,51	2,14	2,10	4,37
H ₂ O ⁻	0,48	0,75	0,48	1,04	1,43
Total	97,30	95,60	95,88	101,60	100,28

Ignimbrite

SiO ₂	67,56	64,92	70,19	68,05	75,08	66,89
Al ₂ O ₃	11,69	12,33	10,98	7,66	9,40	11,06
Fe ₂ O ₃	3,72	3,09	3,63	4,18	2,88	4,75
MgO	2,75	2,10	1,80	2,75	1,25	1,50
CaO	1,81	2,08	0,14	0,03	0,25	1,01
Na ₂ O	1,75	2,40	1,60	1,75	2,60	2,00
K ₂ O	6,23	5,06	6,08	4,80	4,28	5,38
TiO ₂	0,29	0,29	0,39	0,32	0,25	0,43
Glühverlust	3,31	3,43	1,58	1,52	1,04	2,57
H ₂ O ⁻	0,03	0,40	0,81	0,16	0,40	0,53
Total	99,14	96,10	97,20	91,22	97,43	96,12

SiO ₂	68,69	61,59	66,82	64,83	81,48
Al ₂ O ₃	8,44	12,21	10,91	16,87	7,49
Fe ₂ O ₃	3,30	13,70	4,43	1,65	1,22
MgO	3,00	2,75	3,75	1,70	0,60
CaO	0,09	0,72	0,01	1,76	0,05
Na ₂ O	5,20	2,25	3,60	2,20	0,40
K ₂ O	3,93	3,30	2,67	6,72	5,11
TiO ₂	0,34	0,58	0,48	0,22	0,11
Glühverlust	1,96	3,94	1,70	3,84	1,98
H ₂ O ⁻	0,99	0,56	0,15	0,95	0,98
Total	95,94	101,60	94,52	100,74	99,42

Tuffe

SiO ₂	62,69	73,91	68,01	69,24
Al ₂ O ₃	11,29	15,34	16,14	16,65
Fe ₂ O ₃	7,15	1,61	3,32	3,50
MgO	5,10	1,80	1,40	1,50
CaO	0,10	0,35	1,00	0,37
Na ₂ O	1,80	3,60	1,70	1,40
K ₂ O	4,06	3,78	2,06	5,01
TiO ₂	0,35	0,39	0,42	0,65
Glühverlust	3,54	2,29	2,51	3,35
H ₂ O ⁻	0,91	0,72	1,97	1,10
Total	96,99	103,79	98,53	102,77

Porphyrgang

SiO ₂	58,74	66,75	72,09
Al ₂ O ₃	12,14	16,38	14,68
Fe ₂ O ₃	4,97	3,92	2,65
MgO	3,50	1,20	2,50
CaO	0,06	0,65	0,11
Na ₂ O	8,50	5,30	4,10
K ₂ O	0,70	1,06	1,39
TiO ₂	0,52	0,44	0,35
Glühverlust	1,99	3,18	2,59
H ₂ O ⁻	0,74	0,45	1,28
Total	91,86	99,33	101,74

doch die Ansicht, daß Ignimbrite am Aufbau dieser mit hohem Prozentsatz beteiligt sind, durchgesetzt. In einigen Fällen geht dem sauren Vulkanismus ein kurzes basisches bis intermediäres Stadium voraus. Anzeichen für ein solches Stadium fehlen aber im ostalpinen Raum. Abgesehen davon, daß der saure Vulkanismus in allen tektonischen Einheiten der Ost- und Westalpen auftritt, konnte selbst bei Fehlen dieses die weite Verbreitung ehemaliger, durch den hohen Anteil der Quarzporphyrgänge in postsaalischen Transgressionsprodukten belegt werden, die hier relativ häufig auftreten.

Der geringste Anteil an sauren Vulkaniten permischen Alters ist im Mittel- und Oberostalpin festzustellen, obwohl das quarzporphyreiche Südalpin dem Oberostalpin in unterpermischer Zeit am nächsten lag. Möglicherweise ist dies ein Hinweis darauf, daß es zu intrapermischen Abtragungen kam. Es wäre doch denkbar, daß die Quarzporphyre an Hochzonen, die im Zuge der Herausbildung von intermontanen Becken entstanden, also in Form von horstartigen Strukturen gebunden waren, und im Zuge der postsaalischen Transgression einer Abtragung zum Opfer fielen. Obwohl die auf allen tektonischen Einheiten vertretenen sauren Vulkanite recht gut beschrieben sind, fehlen in den meisten Fällen Analysen über den Gesteinschemismus. Um die im Montafon untersuchten sauren Vulkanite vergleichen zu können, wurde nach einschlägigen Arbeiten gesucht. Es bot sich am besten die von CASSINIS et al. 1975 verfaßte Arbeit an, in der nicht nur die Ignimbrite gut beschrieben sind, sondern auch über den Gesteinschemismus recht ausführlich berichtet wird.

Bei den quantitativen Analysen wurden Fe_2O_3 , TiO_2 , CaO , K_2O , SiO_2 und Al_2O_3 mittels der Röntgenfluoreszenz, MgO mittels der Atomabsorptionmethode und Na_2O flammenphotometrisch ermittelt. Der Wassergehalt wurde als H_2O^- bei 110° und der Glühverlust bei 1100° gemessen. Aus den Analysen wurde der normative Mineralbestand nach dem CIPW-System errechnet und nach diesem auf die Dreiecksdarstellung nach STRECKEISEN übertragen. Dabei ergab sich bei der Umrechnung der Analyse des Quarzporphyrganges infolge des hohen Na_2O -Gehaltes, der auf die weitgehende Albitisierung des Kalifeldspats zurückzuführen ist, ein schwerwiegender Fehler. Dieses Gestein wäre nach Eintragung in das STRECKEISEN-Diagramm als Andesit zu bezeichnen gewesen. Das hätte man jedoch mit dem hohen Quarzgehalt nicht vereinbaren können. So wurde der Na_2O - und der K_2O -Gehalt aufgrund des Integrationsergebnisses korrigiert, wodurch der Projektionspunkt im STRECKEISEN-Diagramm in den Latitbereich an die Grenze zum Rhyodacitbereich zu liegen kam (siehe Abb. 8).

Obwohl über die in den Alpen auftretenden permischen Vulkanite, was speziell die sauren Glieder betrifft, gute Beschreibungen vorliegen, fehlen fast durchwegs moderne Gesteinsanalysen. Am ehesten bietet sich ein Vergleich mit den südalpinen, speziell den vor kurzem petrographisch eingehendst behandelten Vulkaniten der Colloiserie an (CASSINIS et al. 1975). Vergleiche wurden nur mit den im basalen Teil auftretenden Ignimbriten, und nicht mit denen der diese durchschlagenden Gänge angestellt. Bei den Ignimbriten handelt es sich um solche mit vitrophyrischem und pseudo-

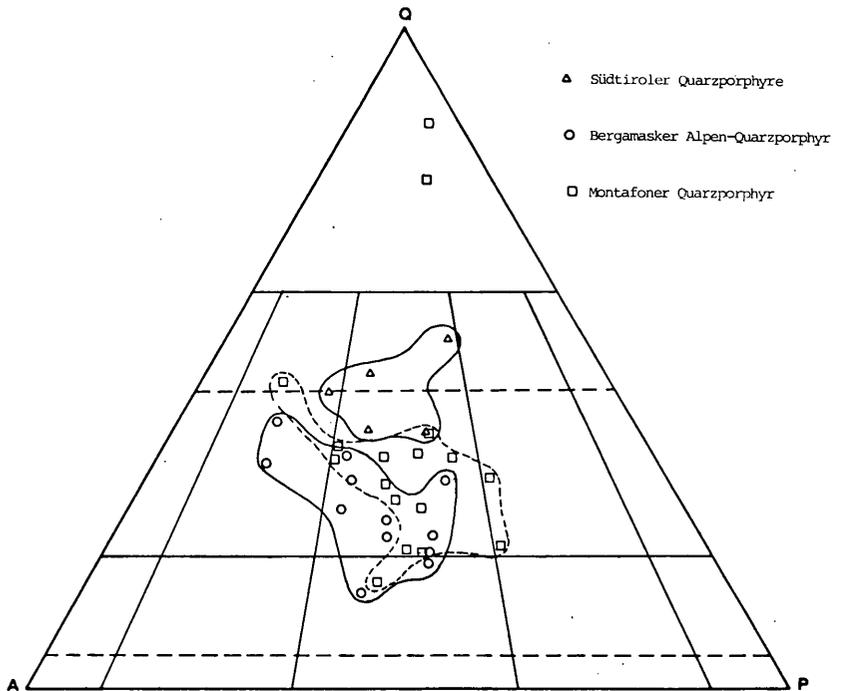
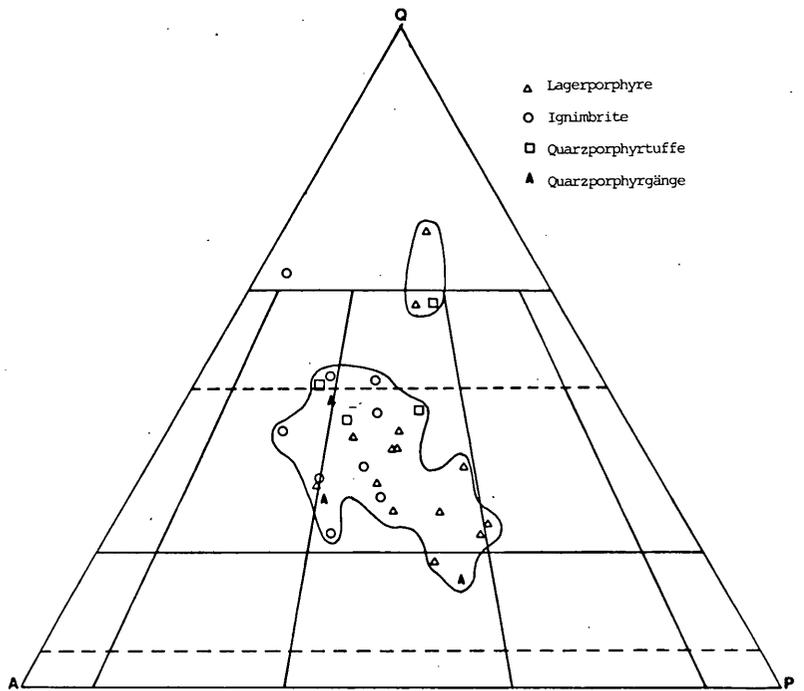


Abb. 8. und 9

fluidalem Gefüge. Da der ursprüngliche Mineralbestand eine Reihe von Umsetzungen mitmachte, haben sich die Autoren veranlaßt gefühlt, vor den Eintragungen der Analysenwerte in das STRECKEISEN-Diagramm Korrekturen vorzunehmen; danach fallen die Ignimbrite der Collioserie in das Feld der Alkalirhyolithe. Da der Arbeit von CASSINIS et al. 1975 keine Angaben über den Korrekturmodus zu entnehmen sind, wurden die Analysenergebnisse unkorrigiert in Abb. 9 aufgetragen.

Für die einsprenglingsarmen Ignimbrite des Montafons (bis zu 90% Grundmasse) würde die Korrektur einer etwaigen Umbildung der Grundmasse zu spekulativ sein. Berücksichtigt man noch die von KLEBELSBERG zusammengestellten Analysen des Bozener Quarzporphyrs (siehe Abb. 9), so liegt der Großteil der Vulkanite aller drei obengenannten Vorkommen im Feld der Rhyodacite. Trends bestehen einerseits zu den Rhyolithen, und sind für alle drei aufgezählten Gebiete nachweisbar, während andererseits zu den Latiten ein solcher nur bei Vulkaniten von Collio und Montafon feststellbar ist.

Aufgrund nicht mehr, oder nur z.T. erfaßbarer Stoffverschiebungen läßt sich der ursprüngliche Chemismus der Ignimbrite nicht mehr feststellen und die aus dem STRECKEISEN-Diagramm ablesbare Gesteinsbezeichnung nur auf das vorhandene, also jetzt vorliegende System zutrifft. Demnach handelt es sich um Rhyodacite mit Trends zu Rhyolithen bzw. zu Latiten.

4. Vererzung (an Ignimbrite gebundene disseminierte Kupfererze)

Von den Quarzporphyrlagen wurden etwa 50 Pickproben gezogen, die auflichtmikroskopisch und (in wenigen Fällen auch) chemisch untersucht wurden. Über die Lage der einzelnen Proben gibt die nachstehende Aufstellung Auskunft (Tab. 6).

Zu den einzelnen Vorkommen ist ergänzend zu bemerken:

Auf der Westseite des S a c k t o b e l s sind verschiedentlich Ignimbrite und Quarzporphyre aufgeschlossen.

a) Das nördlichste Vorkommen findet sich in 1730 m SH in unmittelbarer Nachbarschaft zu Raibler Gipsen. Von hier stammen die Proben h1, h2, h3, h4, h5, h5x.

b) Von hier etwa 250 m gegen SE ist in 1630 m SH ein Ignimbrit aufgeschlossen, dem die Proben h10, h11 und h13 entstammen.

c) Etwa 60 m weiter südlich wurden die Proben h15 und h16 entnommen.

d) in 1535 m SH wurden aus einem im Wald nordnordwestlich der Voralpe Filifau aufgeschlossenen Ignimbrit die Proben ST1 und ST1B geschlagen.

Nordwestlich der V o r a l p e F i l i f a u lieferte ein ausgedehntes Quarzporphyrvorkommen in 1650-1660 m SH die Probe F13.

Das Profil zum F r e s c h l u a k o p f enthält vier Quarzporphyrlagen (siehe Abb. 1), von denen die beiden untersten mit den unteren Quarzporphyren der anderen Vorkommen parallelisiert werden können. Aus der untersten Lage nördlich der Kote 2314 stammt die Probe IV, aus der nächsthöheren III, darüber wurde

strat. Lage	Lokalität	Sacktobel	N Kote 2314 (Freschluakopf)	Verspeller	Reillsbachtal	S Mustergiehbachtal	Fuchswald
Quarzporphyr	oberer		II	K49	RT10		F86
	mittlerer	h1, h2, h3, h4, h5, h5x, h10, h11, h13, h14, h15, h16, ST1, ST1B, F13	V, VI, P.C.	K33, K36, K37, K37', K38, K42a, K46, K47, K48, K50, e1-e10, ex	RT9, RT8A RT28, RT29	Re10	F70, F71, F72, BA33, BA34
	unterer		III, IV	K26	RT3, RT4, RT5, O18, O19, O21, B8, B9	Re6, Re7	F51, F52, F53, P1, P2, P3
	Quarzporphyr gang						P4, P5

Tab. 6: Lage der bearbeiteten Proben

die Probe VI und aus dem obersten Quarzporphyr II geschlagen. Die Proben aus dem mittleren Quarzporphyr des V e r s p e l - l e r wurden einem westlich des Grüneck beginnenden und bis zum Punkt 2036 reichenden Profil entnommen.

Bevor, vom Süden kommend, der Golmerbach in den Rellsbach mündet, treffen auf der nördlichen, der orographisch linken, Seite mehrere Zuflüsse auf diesen. Der dem Golmerbach zunächst liegende durchschneidet den mittleren und den oberen Quarzporphyr; vom mittleren, ca. 1,5 m mächtigen, stammen die Proben RT28 (aus der Mitte) und RT29 (vom hangendsten Bereich). Aus dem unteren Quarzporphyr wurden zwischen der Mündung dieses Baches und der Golmerbachmündung am rechten Ufer des Rellsbaches die Proben O18, O19 und O21 gezogen.

Der in westlicher Richtung nächste Zufluß durchreißt alle drei Quarzporphyrlagen. Der unterste Quarzporphyr weist eine Mächtigkeit von 20 m auf. Von seiner Basis stammt die Probe RT3, aus der Mitte RT4 und vom Hangendsten die Probe RT5. Der mittlere Quarzporphyr ist hier 5 m mächtig. Aus seinen mittleren Lagen stammen die Proben RT8 und RT8A. Der obere Quarzporphyr hat in diesem Profil eine Mächtigkeit von nur 0,8 m. Auch hier wurde die Probe RT10 aus der Mitte entnommen.

Ein dem untersten Horizont entsprechender Quarzporphyr gegenüber (südlich) der Einmündung dieses Zuflusses lieferte die Proben B8 und B9.

Eine Störung schneidet im Bereich zwischen dem M u s t e r g i e l b a c h und dem R e l l s b a c h den unteren und den mittleren Quarzporphyr ab. Nahe dieser Störung wurde aus dem unteren Horizont die Probe Re6 gezogen, 5 m gegen Osten und 3 m über der zuletzt genannten die Probe Re7. Nur wenige Meter von der früher genannten Störung entfernt wurde aus dem mittleren Quarzporphyrhorizont die Probe Re10 geschlagen.

Im F u c h s w a l d wurden zwei Profile beprobt; eines streicht etwa in südwest-nordöstlicher Richtung von der Straße Schruns-St. Anton den Fuchswald hinauf, das zweite verläuft, höher oben, längs der Straße zur Ortschaft Bartholomäberg. Vom unteren, etwa 20 m mächtigen Quarzporphyr des zuerst genannten Profils stammen die Proben F51 (von der Basis), F52 (2 m über F51) und F53 (5 m über F52).

Vom mittleren, 1,5 m mächtigen Horizont liegen die Proben F70 (von der Basis), F71 (1 m über F70) und F72 (0,3 m über F71) vor. Vom oberen Horizont dieses Profils rührt die Probe F86 her.

Das zweite Profil des Fuchswaldes liegterte aus dem unteren, 18 m mächtigen Horizont die Proben P3 (2 m über der Liegendgrenze), P2 (5m über P3) und P1 (3m über P2), und aus dem mittleren Quarzporphyr BA33 (0,2 m über der Liegendgrenze) und BA34 (0,3 m über BA33).

Die Proben P4 und P5 wurden aus dem Quarzporphyrgang dieses Profils geschlagen.

Da die Farben für die Beurteilung der Alteration, d.h. des Überganges vom Protoerz in das in den disseminierten Kupferlagerstätten bauwürdige Erz von großer Bedeutung sind, wurde zur Typisierung der Gesteinstypen und Erzproben die heute übliche Farbtafel RCC 1963 herangezogen.

Der untere Quarzporphyr zeigt, wie dies schon bei der megaskopischen Beschreibung erwähnt wurde, eine grüne oder rote, angewittert auch eine gelblichbraune Farbe.

Nach den Farbtafeln (RCC 1963) sind die vorliegenden Gesteinstypen entweder graugrün (10GY5/2) mit rundlichen olivgrünen (5GY3/2) Flecken, fallweise auch lichtbraun (ca. 5YR5/6) angewittert, oder sie haben ein fleckiges Aussehen, wobei entweder verschiedene mittlere grüne Farbtöne gemeinsam auftreten können, oder aber grünlichgraue (5G6/1) mit hell- und dunkelgrauen (N8 bzw. N4), lichtbraunen (5YR5/6) und orangeroten (10YR7/4).

Die Verwitterung führt zu Farbänderungen in das Gelblichgrüne (10GY6/4) bis Bräunlichgraue (5YR4/1). Manchmal können auch noch orange- (10R7/4) bis blaßrote (10R6/2) Einsprenglinge in der schon dunkelgelbbraun (ca. 10YR4/2) gewordenen Grundmasse erhalten geblieben sein.

Allgemein gibt es im unteren Quarzporphyr nur wenig Opazite. In manchen Proben gibt es überhaupt keine opaken Bestandteile, in anderen erreichen sie 1/2-1%. Auflichtmikroskopisch konnte nur Hämatit und, in angewitterten Proben, Lepidokrokit nachgewiesen werden.

Vom mittleren Quarzporphyr liegt das meiste Probenmaterial vor. Im S a c k t o b e l überwiegen die grau gefärbten Varianten. Lichtgraue (N6,5) bis schwarzgraue (N2) kommen hier vor, oft sind sie in der Art gefleckt, daß dunklere Partien in der helleren Grundmasse liegen (z.B. N2 in N4,5). Neben diesen rein-grauen Varianten kommen noch grünlichgraue (5G6/1, 5G5-4/1) mit oder ohne bläulichgrauen (5B5/1) Flatschen vor. Malachitflecken in Klüften bewirken gelblichgrüne Farbtöne (10GY4-6/4, 10GY3/2). Die Verwitterung bringt lichtbraungraue (5YR6/1) und gelblich- oder rötlichbraune Verfärbungen mit sich (10YR5/4, 10R4/6, 10R3/4).

In die durchwegs feinkörnige Grundmasse sind neben Quarz bis zu 3 mm groß werdende Feldspatkörner eingesprengt. Diese sind teilweise schon sehr stark alteriert, wobei der Zusatz durch die nachfolgende Pyrit- (± Kupferkies-) mineralisation erfaßt und verdrängt wurde. Die Grundmasse ist auch, in unterschiedlichem Ausmaß, durch Hämatit und feinsten, z.T. idiomorphen und leicht anisotropen Pyrit durchstäubt. In kleinen Klüftchen und dort, wo er Glasscherben oder den Feldspatzersatz verdrängt, tritt der Pyrit in normalerweise bis zu 0,5 mm (ausnahmsweise auch bis zu 1 mm) groß werdenden Körner oder Kornhaufen auf.

Zum Mineralbestand des Protoerzes gehört auch der in sehr unterschiedlicher Konzentration auftretende Kupferkies, manchmal nur 0,01-0,02 mm groß, meist kleiner als 0,5 mm und nur in seltenen Fällen bis 1 mm groß werdend. Nur einmal konnte ein 2x0,8 mm messendes Korn beobachtet werden. Der Kupferkies, örtlich groblamellar verzwillingt, ist etwas jünger als der Pyrit, dessen

Risse er ausheilt. Er ist besonders auch dort anzutreffen, wo kleine (und absetzige) Klüfte einer bestimmten Schar, die aufeinander in Abständen von 2-5 mm folgen, auf Feldspatreste, Pyrit oder auf vergrünte (chloritisierte) Partien treffen oder andere (gleich alte oder ältere?) Klüfte kreuzen. Während nämlich sonst diese Klüftchen nur Quarz (\pm Karbonat) führen, kam es an den eben erwähnten Stellen auch zu einer Kupferkiesabscheidung.

Diese vererzenden, meist bis 0,5 mm, nur selten bis 2 mm breit werdenden Risse haben einen symmetrischen Aufbau: an den Salbändern tritt Quarz und in der Mitte das Karbonat und die Kupferminerale auf. Von diesen wurde der Kupferkies bereits erwähnt. Für die genetische Deutung war der Nachweis von Bornit mit spindeligen Kupferkiesentmischungskörpern in den Proben ST1 und ST1B von besonderer Bedeutung. Diese Entmischungen ähneln den von P. RAMDOHR (1975: 527, Abb. 356) von der niedrigthermalen Lagerstätte Lauterberg im Harz gebrachten sehr. Manchmal sind nur bis 4 mm lange und etwa 0,1 mm breite Rupturen völlig durch Kupferkies ausgeheilt.

Diese kupfererzführenden Klüftchen werden von jüngeren, tauben, weil nur Quarz und Karbonat führenden, unter einem spitzen Winkel (ca. 30°) durchschlagen.

Deszendente Vorgänge führten zur Bildung von welligen Kupferkiesflammen, Kupferglanz und zu der von blaubleibendem Covellin in Bornit. Zudem bildeten sich noch Lepidokrokit und Goethit.

Erklärung (zu Tafel 3)

1) Ignimbrit, von feinstem Pyrit (weiße Pünktchen) \pm gleichmäßig durchstäubt, an manchen Stellen Pyrit, Kornhaufen anstelle zersetzter Feldspäte (z.B. rechts unten) oder in Klüftchen (am linken Bildrand).

Probe h3.

2) Pyrit als feiner Staub in der Grundmasse (feinste, in der Abbildung kaum wahrnehmbare Körnchen), in absetzigen Rissen (am oberen Bildrand) und, teilweise in gröberen Körnern, auch vorbestandene Einsprenglinge abbildend.

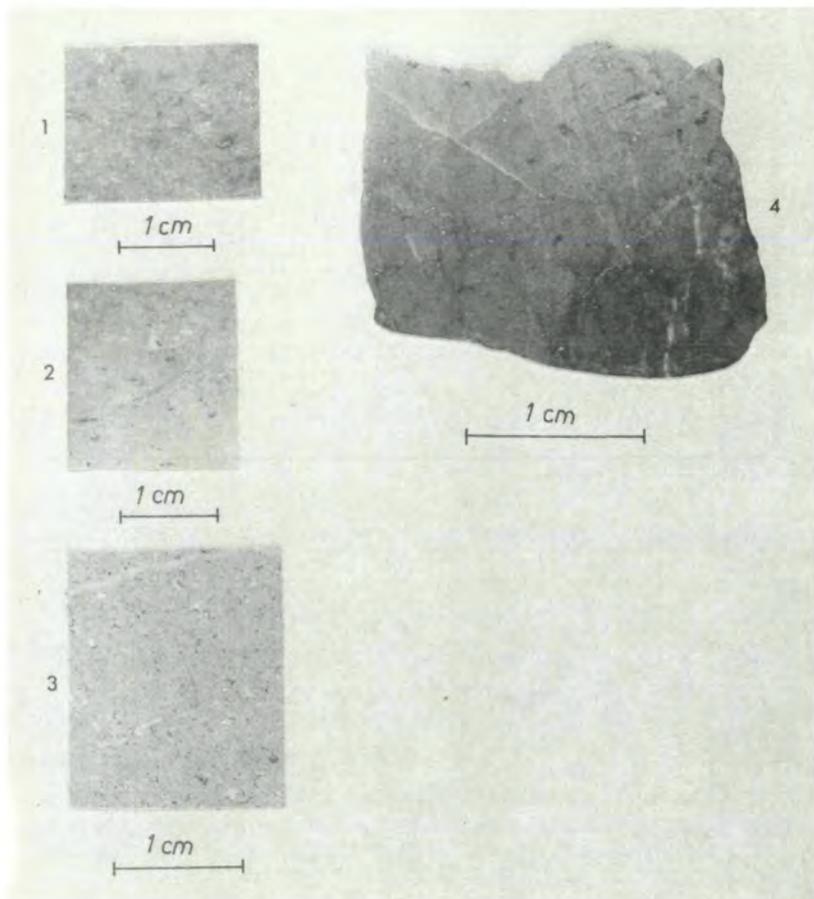
Probe h4.

3) Kupferkies und Pyrit (hell; in der Abbildung nahezu nicht zu unterscheiden) als Füllung alter Einsprenglingsformen. Etwas unterhalb der Mitte schräg nach rechts oben verlaufende, absetzige und mit Kupferkies erfüllte Rupturen.

Probe h5.

4) Teilweise idiomorpher und feinkörniger Pyrit durchstäubt den Ignimbrit. Pyrit und Kupferkies in Kornhaufen.

Probe h14.

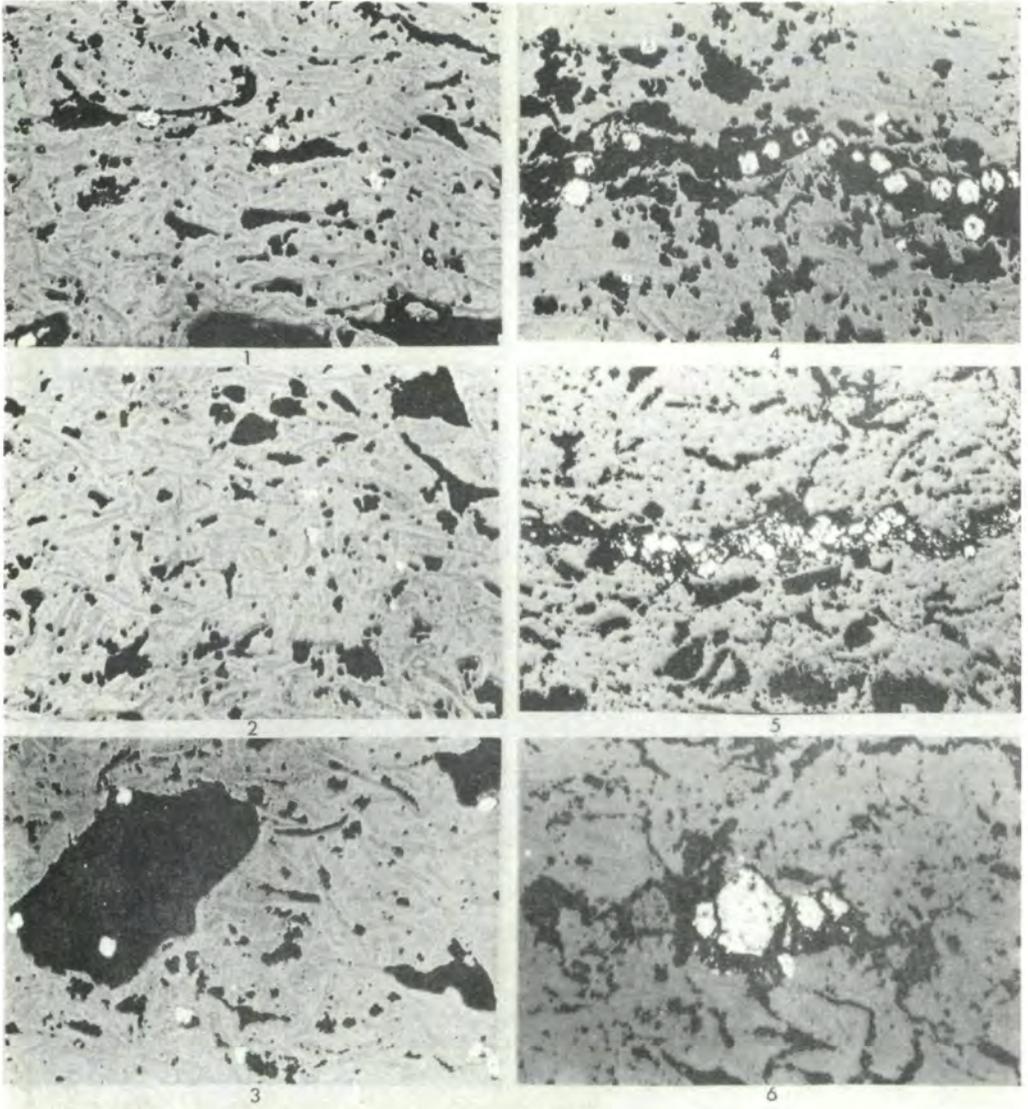


Fototafel 3, Abb. 1-4 (Erläuterungen dazu siehe S. 37)

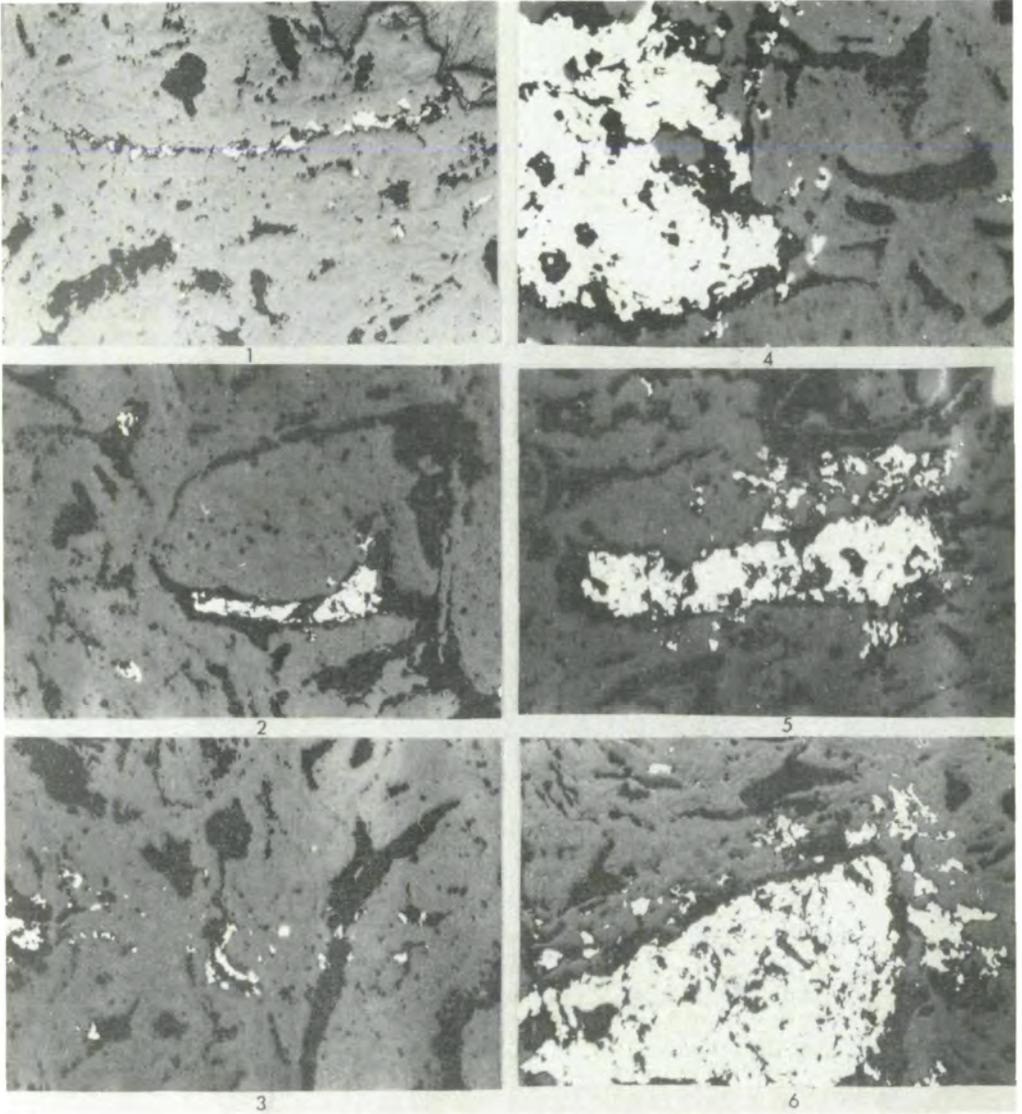
Tafel 4 (siehe S. 39)

Die Grundmasse ist völlig frei von Pyrit. Die Durchstäubung (weiß) erfaßt nur zersetzte Scherben (Abb. 1, 2) oder Hohlformen, die höchstwahrscheinlich auf zersetzte Feldspäte (Abb. 3, links) zurückgehen. An den Stellen, wo der Ignimbrit besonders stark zersetzt oder locker gebaut ist (Abb. 4) oder Klüfte ihn durchreißen (Abb. 5), tritt der Pyrit gehäuft auf. Teils zeigt der Kies framboidale Formen (Abb. 1, Mitte; Abb. 4), teils idiomorphe (Abb. 6).

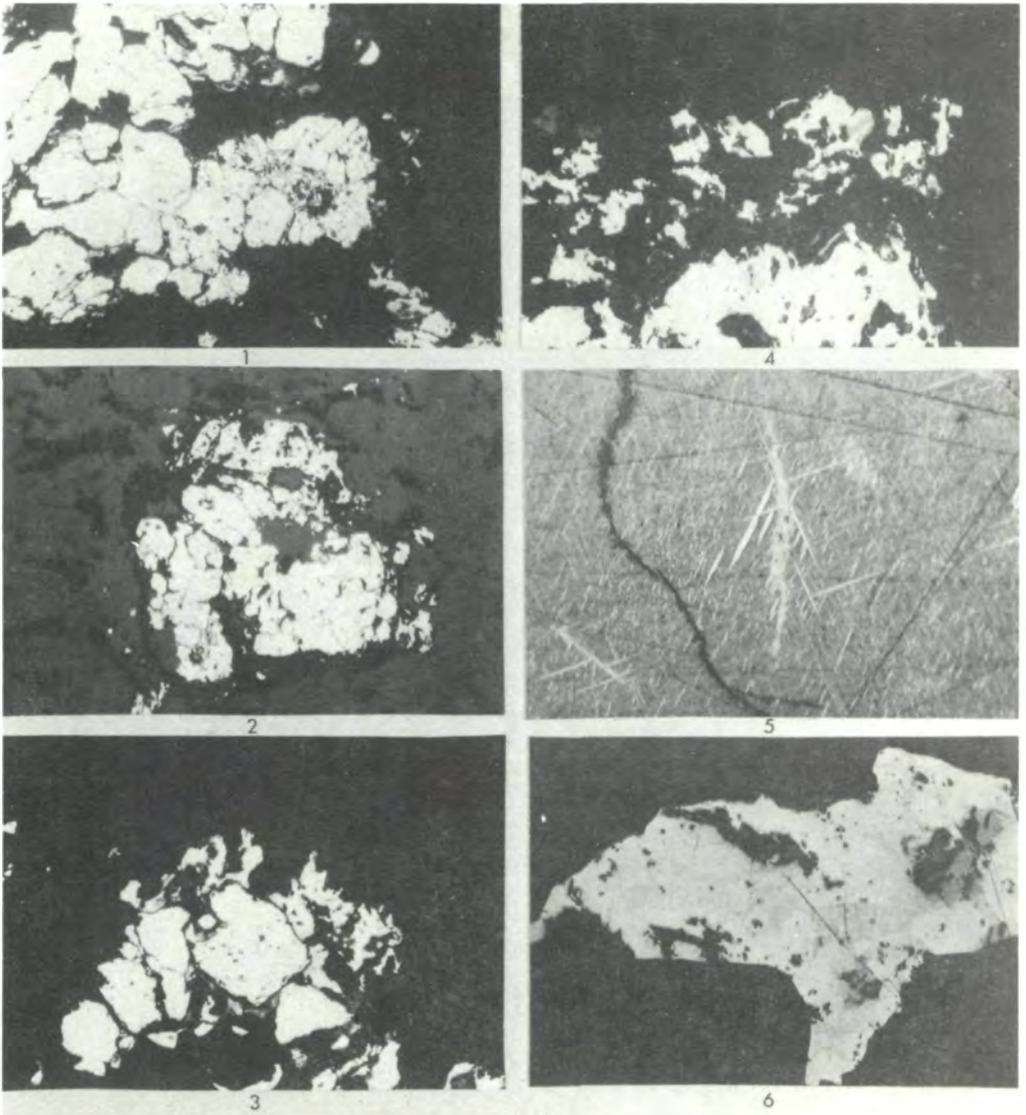
Vergrößerung aller Abbildungen: 38 x
 Abbildungen 1-4: Probe h3, Sacktobel
 Abbildungen 5, 6: Probe h4, Sacktobel



Fototafel 4: Abb. 1-6 (Erläuterungen siehe S. 38)



Fototafel 5: Abb. 1-6 (Erläuterungen siehe S. 42)



Fototafel 6: Abb. 1-6 (Erläuterungen siehe S. 42)

Tafel 5

Kupferkies in Rissen (Abb. 1, 3) oder als Metasom nach Glascherben (Abb. 2, 3) und, wie dies auch durchlichtmikroskopische Untersuchungen bestätigen, am häufigsten: Feldspat (Abb. 3, links; Abb. 5). Größere Kupferkieskörner sind fallweise von einem Saum feinsten Körner, die die umliegenden Bereiche verdrängen oder füllen, umgeben (Abb. 4, 5, 6).

Vergrößerung aller Abbildungen: 46x

Abbildungen 1-4: Probe h5, Sacktobel

Abbildungen 5, 6: Probe h5x

Tafel 6

Schwach anisotroper Pyrit (weiß, Relief), Kupferkies (etwas dunkler, Abb. 1, 2, 3) und Kupferglanz (in der Abb. 3 am Rand des Pyritkorns in der Mitte, in der Abb. 4 in einem Korn oben, dunkler als Kupferkies). Bornit mit feiner, spindeligem Kupferkiesmischung (Abb. 5). Daneben Kupferglanz und größere Kupferkiesspindeln (Bildmitte), die wohl auf eine deszendente Umwandlung des Bornits zurückgehen.

Dunkel, längs des Risses: Kupferindig.

Bornit (grau), Kupferglanz (dunkler) und Kupferindig (am dunkelsten), (Abb. 6).

Abbildung 1: 103 x, Ölimmersion, Abbildung 4: 103 x, Ölimmersion

Abbildung 2: 40 x,

Abbildung 5: 388 x, Ölimmersion

Abbildung 3: 103 x, Ölimmersion, Abbildung 6: 103 x, Ölimmersion

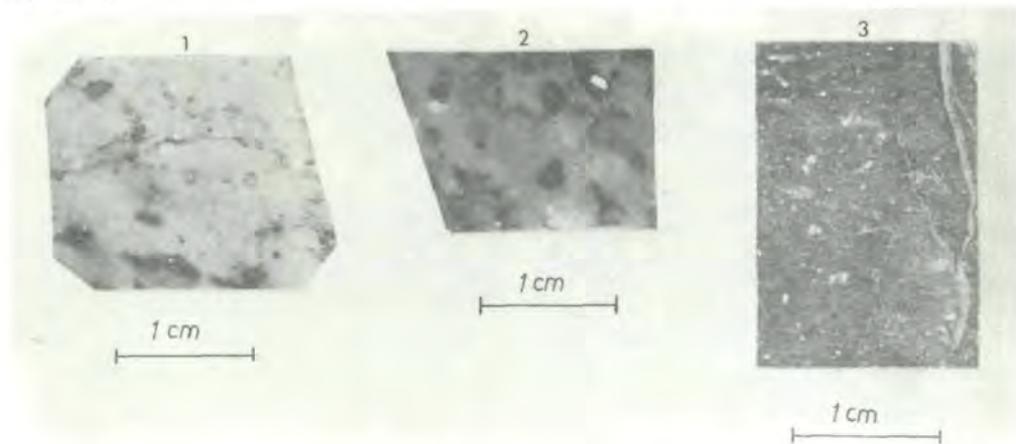
Abbildung 1-4: Probe h5x, Sacktobel

Abbildung 5: Probe ST1, Sacktobel

Abbildung 6: Probe ST1B, Sacktobel

Am Freschlukopff kommen lichtgraue (N6-7) und dunkelgrünlichgraue (ca. 5GY4/1) Porphyre vor. Durch die Verwitterung der Kiese zeigen diese Gesteine mm-große braune Flecken oder grüne, die Risse nachzeichnende Säume.

Tafel 7



Fototafel 7: Abb. 1-3 (Erläuterungen siehe S. 43)

Abb. 1 und 2: Bis zu etwa 1 mm große, rundliche und bis zu etwa 6 mm große längliche Butzen mit Pyrit (in den rundlichen Flecken) und Kupferkies (meist in den länglichen Formen). Teilweise schon stark angewittert.

Abb. 3: Maximal 0,5 mm große, disseminierte Pyrite in einem lagigen Ignimbrit. Die Folge wird von einer ungefähr 0,5 bis 1 mm breiten Kluft durchschlagen (weiß, am rechten Bildrand), die Kupferkies führt.

Abbildung 1, 2: Probe VID

Abbildung 3: Probe VIF

Tafel 8

Die Ignimbrite sind örtlich nahezu völlig steril, nur manchmal ist ein Feldspat (Abb. 1) oder ein Glasfragment (Abb. 2) durch Pyrit und/oder Kupferkies verdrängt worden. Wegsamere Teile wurden durch die genannten Kiese imprägniert (Abb. 3, 4).

Die Vererzung ging offensichtlich mit einer Quarzmobilisation einher. Dabei kann der Quarz nur wenig oder gar keine Kiese (Abb. 4) oder nahezu die gesamte Erzführung enthalten (Abb. 5).

Abbildung 1-4: Probe VID, Freschluakopf; 39x

Abbildung 5: Probe VIF, Freschluakopf; 100x, Ölimmersion

Tafel 9

Die dünnen Streifen kiesreicher Quarzbänder (Abb. 1, 2) sind absetzig (Abb. 2) und enthalten Pyrit und Kupferkies, vielfach in feinen Rissen (Abb. 1, 2). Die Mineralverteilung und die fallweise nur geringe, das andere Mal wieder starke Bindung des Kiesgehaltes an die Spaltrisse des Quarzes kommen besonders stark in Ölimmersion (Abb. 3-5) zum Ausdruck.

Abbildung 1: 40x,

Abbildung 4: 100x, Ölimmersion

Abbildung 2: 40x,

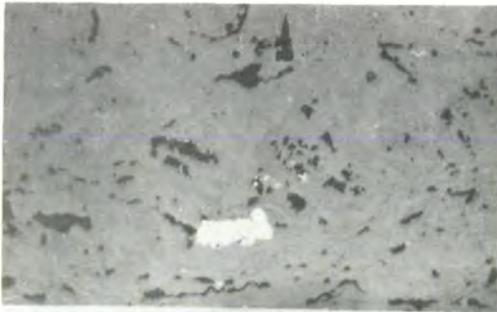
Abbildung 5: 100x, Ölimmersion

Abbildung 3: 100x, Ölimmersion

Abbildung 1-5: Probe VIF, Freschluakopf

Im Bereich des **V e r s p e l l e r** haben diese Porphyre nur mehr selten rein-graue Farben (N5-6, N8), meist sind sie gelblich- bis graugrün (10GY7/2, ca. 10GY6/2, 10GY5/2), dunkelgrün-grau (5GY4/1), lichtolivgrau (5GY6/1), gelb- bis olivgrün (5GY3-5/2), fahlgrün (5G7/2) oder gelblichgrau (5Y8/4) gefärbt. Angewittert sehen sie gelblichgrün (5Y7/2) bis -braun (10YR5/2-4), auch nahezu olivbraun (5Y5/4) aus.

Die Grundmasse des Materials vom Subvulkan des Verspeller ist braun (ca. 5YR4/4) gefärbt, einzelne Bereiche sind rötlich-braun (10R4/4), chloritisierte Flatschen zeigen grüne Farben (10GY4/4-10GY3/2-5G3/2).



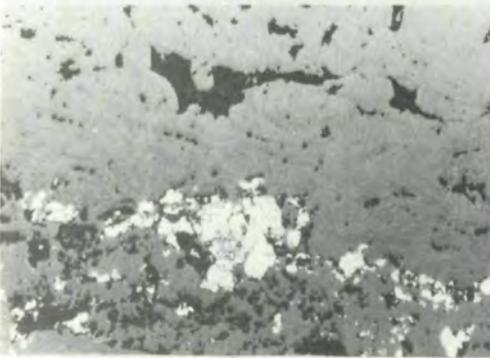
1



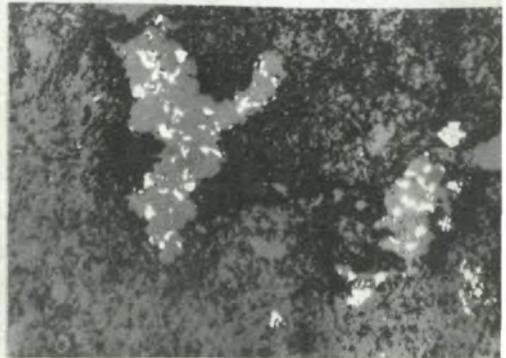
2



4

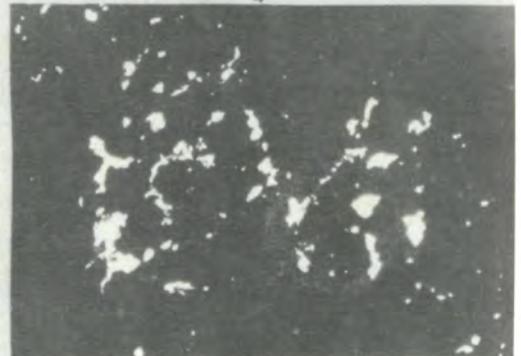
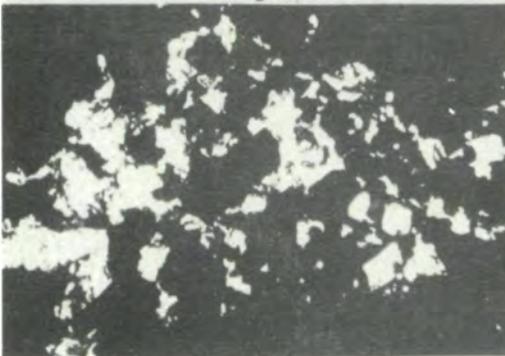
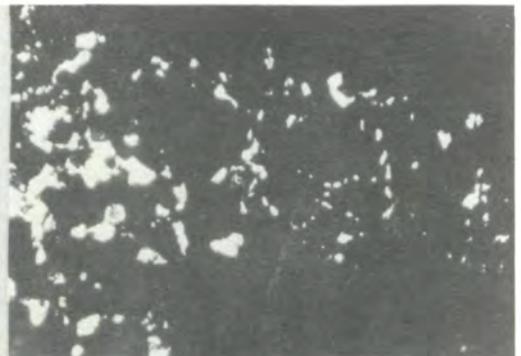
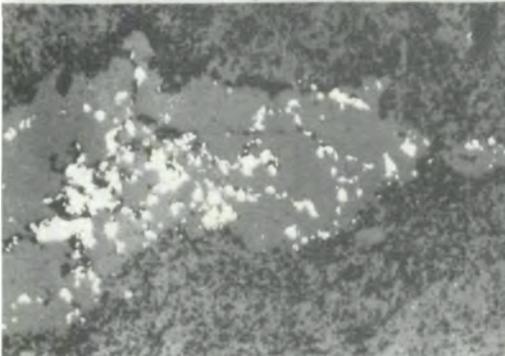
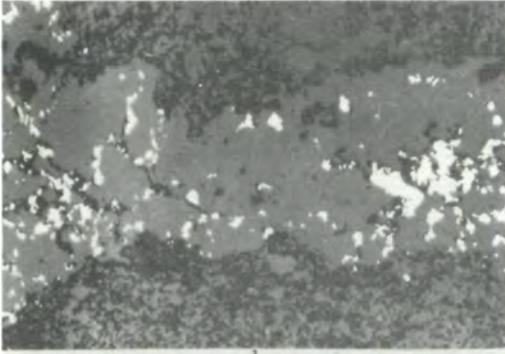


3

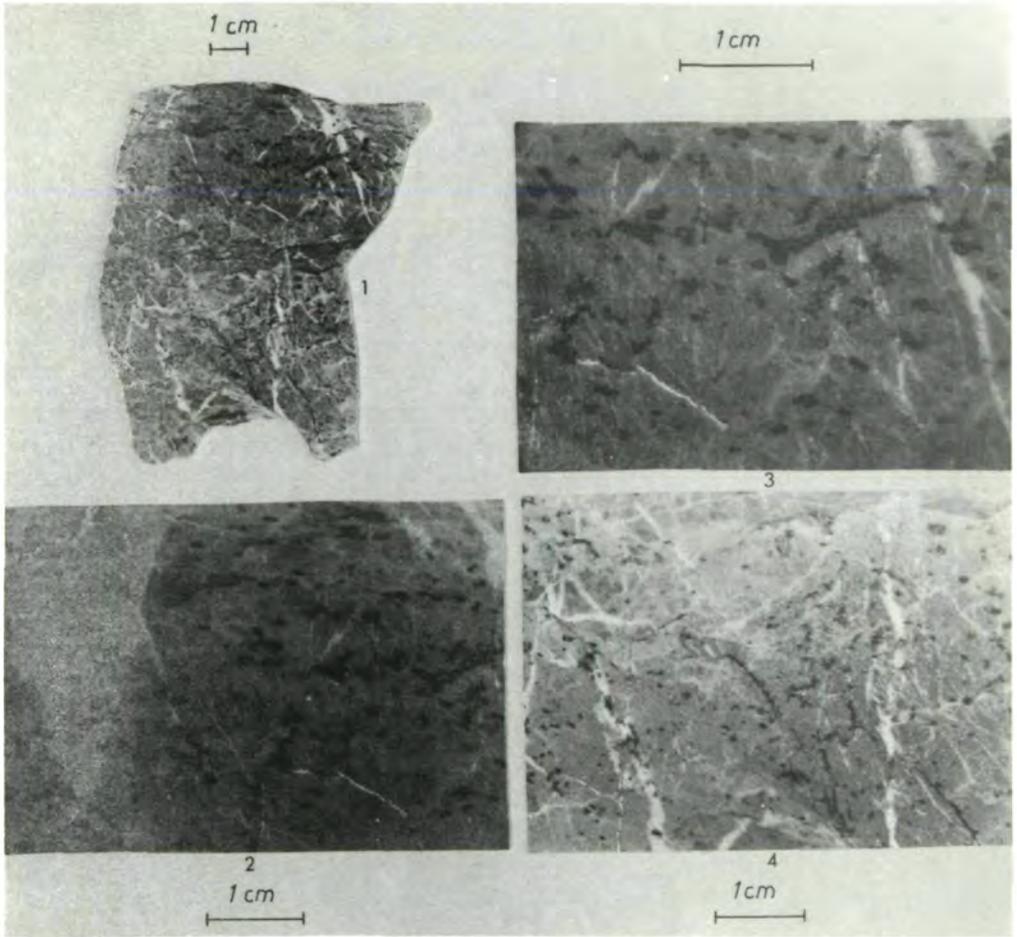


5

Fototafel 8, Abb. 1-5 (Erläuterungen siehe S. 43)



Fototafel 9: Abb. 1-5 (Erläuterungen siehe S. 43)



Fototafel 10, Abb. 1-4

Tafel 10

Zwei Handstücke der Probe K60 ergaben den gleichen Befund: Der Quarzporphyr ist vollständig karbonatisiert. Die - teilweise allerdings schon mobilisierten - Opazite deuten das ursprüngliche s der Ignimbrite an (Abb. 1). Junge, etwa 1 mm breite und mit einem weißen Karbonat erfüllte Klüfte lassen erkennen, daß diese Erzmineralmobilisation nur eine Migration von wenigen (5) mm bewirkte. Die bevorzugt nach einer Ebene ausgerichteten (s-konkordanten) Butzen sind 1-11/2, ausnahmsweise auch 2-3 mm

lang und 1/2-1 mm dick und im Schnitt kreisrund bis elliptisch oder linsig. Wenn die Vererzung feinste Risse ausheilt, kann sie filigran-netzförmig auftreten. Die sonst kompakten Mineralkörner sind dann aufgelöst und ausgefranst.

Die oben erwähnten Klüfte setzen an grünen, chloritischen Flatschen oft ab, verdrücken oder zerschlagen sich (Abb. 1, Mitte und links oben), wobei es örtlich zur Erzabscheidung in diesen grünen Partien kommen kann (Abb. 2, links oben). Jüngste Klüfte enthalten nur selten Erz. An Verwitterungsprodukten treten Malachit und Limonit auf.

Die Abb. 2, 3 und 4 sind Detailaufnahmen des in der Abb. 1 dargestellten einen Handstückes.

Die Abb. 2 zeigt in dunklen Butzen das Erz (Bornit und Kupferglanz), links oben wird eine dunkle, chloritische Einschaltung durch eine Kluft durchschlagen, längs der es zur Erzmigration und (im Bereich der chloritischen Einlagerung) zum Erzabsatz gekommen ist.

Diese Mobilisation durch die und längs der Klüfte kann manchmal so stark sein, daß die Risse vollständig durch das Erz ausgeheilt wurden (Abb. 4, rechts unten), an anderen Stellen kaum merklich sein (Abb. 3). Zu den erzärmsten Klüften zählen die jüngsten Risse (in der Abb. 4 verlaufen diese nahezu parallel zum linken Bildrand).

Tafel 11

Die Abb. 1 und 2 sollen den Charakter der Erzbutzen erläutern: Üblicherweise verkitteten Bornit (etwas dunkler) und Kupferglanz (etwas heller) das lockere Maschenwerk des völlig karbonatisierten Grundgewebes (Abb. 1), wobei es zumindest zu einer Teilmobilisation des Karbonates gekommen sein muß, wie die Idioblasten (Abb. 2, am oberen Bildrand; Abb. 3-5) beweisen. Bornit und Kupferglanz liegen hier in ausgezeichneter myrmekitischer Verwachsung vor (Abb. 3-5).

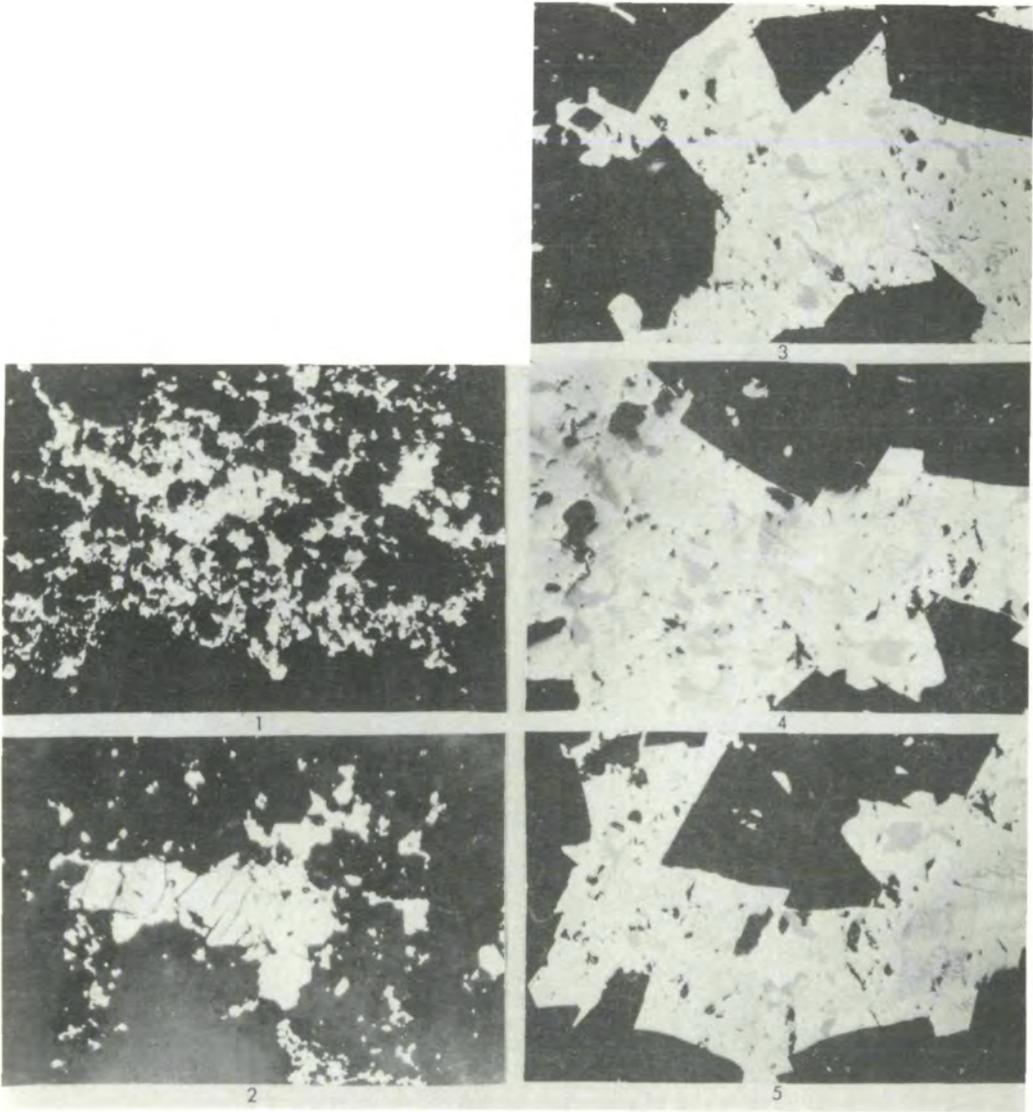
Abbildung 1-5: Probe K50, Verspeller; Vergrößerung 99x, Ölimmersion.

Tafel 12

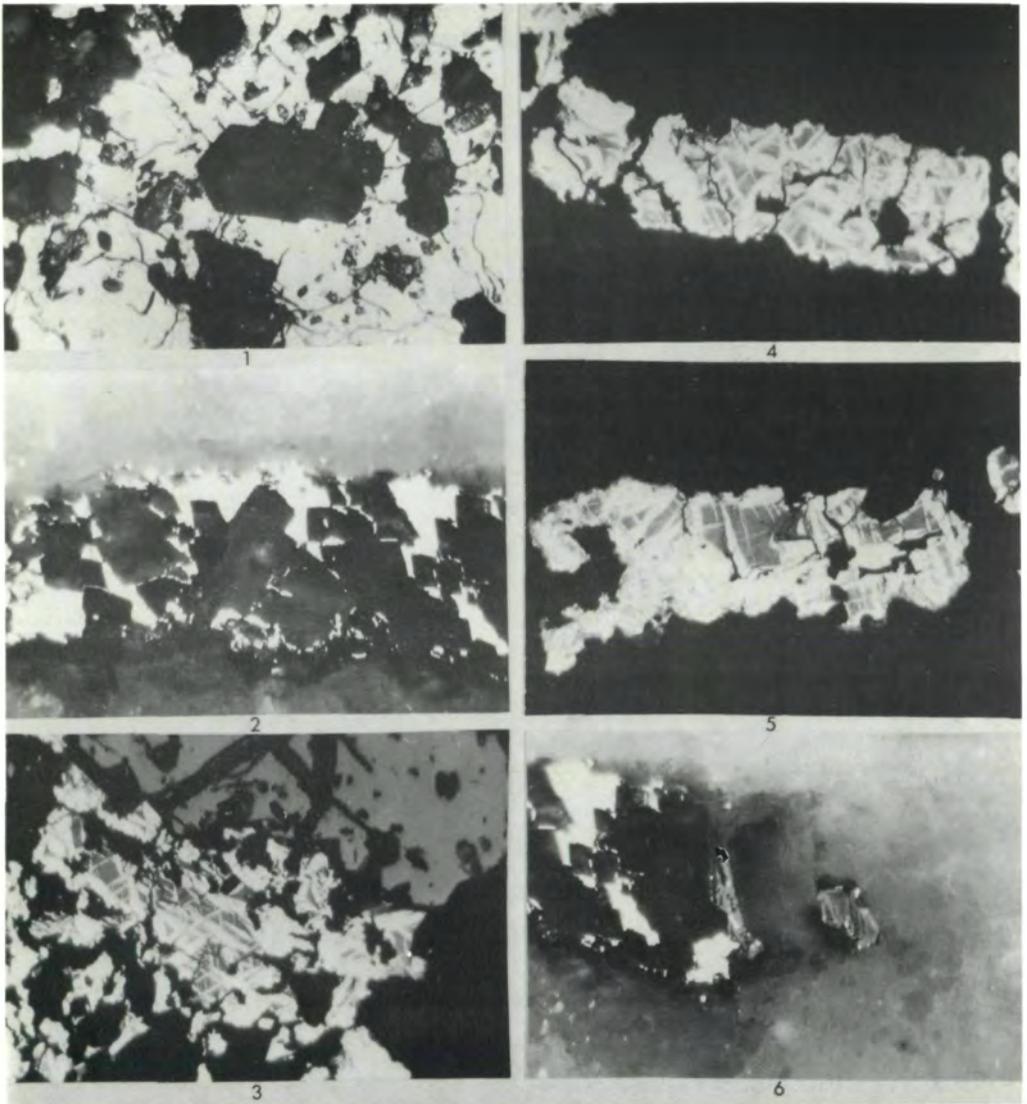
7x2-3 mm messende, grünliche chloritische Linsen wurden durch bräunlich gefärbte verdrängt. Diese werden durch eine Schar feinsten Risse mit Kupferglanz durchschlagen. Quergreifende jüngere und nur um 0,1 mm messende Risse führen Kupferkies und Bornit.

Der Kupferglanz enthält Quarz- (Abb. 1), der Kupferkies Karbonat-Idioblasten (Abb. 2, 6). Die Kupferkies-Bornit-Entmischung (Abb. 3-5) ist gröber als die der Probe ST1 des Sacktobels. Wo das Erz bereits angewittert ist, bleibt diese Entmischung noch als Limonit-Relikt erhalten (Abb. 6, rechts der Mitte).

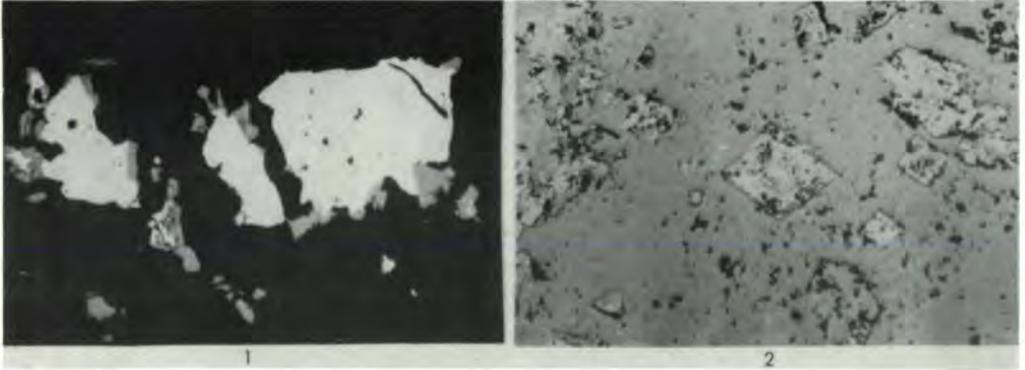
Abbildung 1-6: Probe K38, Verspeller; Vergrößerung 245x, Ölimmersion.



Fototafel 11: Abb. 1-5 (Erläuterungen siehe S. 47)



Fototafel 12: Abb. 1-6 (Erläuterungen siehe S. 47)



Fototafel 13: Abb. 1-2

In der sehr erzarmen und stark durchtrümmerten Probe K33 waren wieder zwei Klüftgenerationen festzustellen, von denen die ältere eine karbonatische, die jüngere eine karbonatisch-quarzige Gangart führte.

Die älteren, weißen und etwa 1 mm breiten Risse zeigten randlich das schon erwähnte Karbonat und in der Mitte Kupferkies (Abb. 1, hell), Kupferglanz (grau) und Pyrit (weiß, hohes Relief, links der Mitte).

Die jüngeren, etwa 1/2 mm breiten Risse sind gelblichbraun angewittert, was auf den Eisengehalt des Karbonates hinweist.

Die schon früher erwähnte Mobilisation kann zur Bildung von sterilen Quarzgängchen des karbonatischen Quarzporphyrs mit Karbonatidioblasten führen (Abb. 2).

In den nicht mobilisierten Bereichen blieb das s des Ignimbrites noch kenntlich.

Abbildung 1: Probe K33, Verspeller; Vergrößerung 105x, Ölimmersion.

Abbildung 2: Probe K37, Verspeller; Vergrößerung 100x,

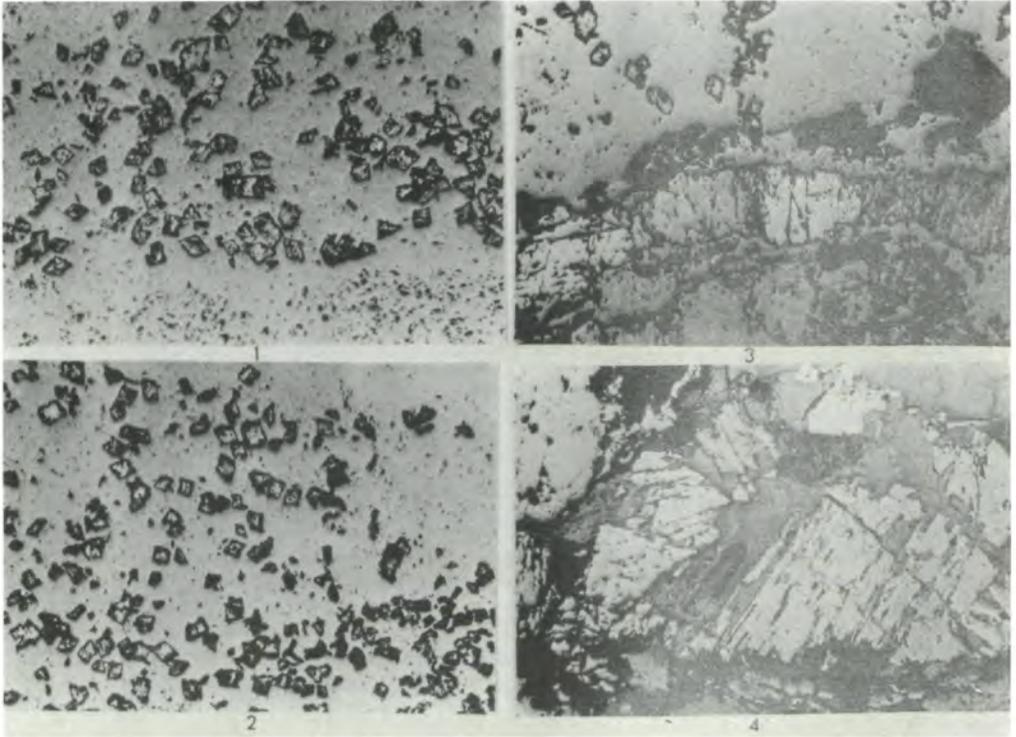
Ähnliche Verhältnisse wie am Verspeller zeigt auch das Reil s - b a c h t a l . Meist ist ein ± deutliches Lagengefüge des Ignimbrites noch erhalten geblieben. Feinste, nur 0,1 mm groß werdende Pyrit- und Kupferkiesfünkchen durchstäuben das Gestein, das zumindest von zwei verschiedenartigen Rupturen durchsetzt wird:

a) ältere Klüfte, 1/2-9 mm breit, enthalten einzelne, bis 0,4 mm große Kieskörner, die sich auch zu etwa 2 mm großen Haufen zusammenballen können. Die Gangart dieser älteren Klüfte setzt sich aus Quarz und fast weißen bis hellgelbbraunen Karbonatidioblasten, die sich nach der Ätzung mit 30%iger Al-Nitratlösung als Dolomit herausstellten (Abb. 1, 2), zusammen. Neben Pyrit und Kupferkies kommt in diesen Rissen auch Kupferglanz vor.

b) in den jüngeren, 0,1-0,2 mm breiten Rissen treten wieder Karbonatidioblasten auf.

Unklar ist die Stellung von Klüften, die an der Grenze der älteren Klüfte zur Grundmasse verlaufen, sicher jünger als diese sind und mit einem vergleichsweise grobkörnigen, rötlichbraunen (Fe-reichen) Karbonat (Ankerit), z.T. auch mit Quarz, ausgeheilt sind (Abb. 3, 4).

Ergänzend sei noch das Auftreten von meist spärlichem Malachit angeführt.



Fototafel 14: Abb. 1-4

Abbildung 1-4: Probe RT8A2, Rellsbachtal; Vergrößerung 39x

Tafel 14

Die Proben aus der obersten Quarzporphyrylage enthalten allgemein als opake Bestandteile nur Hämatit.

Somit lassen sich, kurz zusammenfassend, folgende Tatsachen feststellen:

Die Verteilung der Kupferminerale im Handstück und unter dem Mikroskop ist faziesabhängig und daher nur dort mehr oder minder gleichmäßig, wo nicht vertikal oder lateral textuelle Änderungen oder solche der mineralogischen Zusammensetzung auftreten. Auch hinsichtlich der Korngrößen lassen sich örtlich erhebliche Unterschiede feststellen.

Auch nach der Erzmineralisation läßt sich die lagige Textur noch nachweisen, weil die Mineralneubildungen offensichtlich in Form einer "erhaltenen Metasomatose" das Paläosom-Gefüge konservierten.

Das vorliegende Material gestattet es noch nicht, Überlegungen über eine mögliche laterale und vertikale Zonierung im Sinne von J.D. LOWELL & J.M. GUILBERT (1970) anzustellen.

Der Begriff "Dissemination" bezieht sich heute ausschließlich auf die Korn- oder Mineralverteilung in einem Gestein und beinhaltet keine genetische Komponente (W. LINDGREN 1933: 92). Er wird seit der Jahrhundertwende zumeist auf Kupfer- und Molybdänvererzungen in Erstarrungsgesteinen mit porphyrischem Gefüge ("porphyry copper" bzw. "molybdenum deposits") angewendet, doch spricht man vereinzelt auch von disseminierten Bleiglanz-, Scheelit- oder Graphitvorkommen, oder vom Auftreten disseminierten Quarzes.

Die Vererzung der porphyrischen Kupferlagerstätten selbst geht häufig in zwei Phasen vor sich, einer sterilen Vor- und der eigentlichen Vererzungsphase (A.M. BATEMAN 1950: 60), welche letztere dabei meist mit einer hydrothermalen Metasomatose des Erzträgers in Form einer Sericit- oder Chloritbildung und mit einer Propylitisierung einhergeht und auf derartigen Lagerstätten das primäre und Cu-ärmere Protoerz ("Protoerz" nach RANSOME 1913) bildet, das vielfach erst durch Cementationsvorgänge, vor allem durch eine Kupferglanzbildung, bis zur Bauwürdigkeit angereichert wird. Die Gehalte der bebauten Lagerstätten betragen von etwa 0,3 bis über 1% Cu.

Von zwei Proben aus dem Sacktobel liegen uns dank des Entgegenkommens des Forschungszentrums der VÖEST-Alpine AG (Leoben) chemische Analysen vor:

	Cu	Mo
h5	0,474	0,050
h5x	0,542	0,023

Diese Werte entsprechen recht gut den Gehalten, die J.D. LOWELL & J.M. GUILBERT (1970, p. 390, 391) für typische porphyrische Kupferlagerstätten angeben (0,45-0,80% Cu; 0,015% Mo).

St.E. KESLER (1973) schlug eine Gliederung der porphyrischen Lagerstätten aufgrund deren Cu-, Mo- und Au-Gehalte vor und konnte dabei einen Cu-Mo-Typ von einem Cu-Au-Typ unterscheiden.

Obwohl uns noch keine Goldanalysen vorliegen, glauben wir, die Vererzung der Ignimbrite aufgrund des Cu:Mo-Verhältnisses dem Cu-Mo-Typ zuordnen zu können.

Cu : 10 x Mo

h5	48,7	:	51,3
h5x	70,2	:	29,8

Aus dem vorstehend geschilderten Gelände- und Laborbefund geht zwanglos hervor, daß es sich bei der Mineralisation der Ignimbrite des Montafon um eine disseminierte Kupfererzbildung handelt. Da heute allgemein nur große und bauwürdige Mineralisationen als "porphyrische Kupferlagerstätten" bezeichnet werden, kann dieser Ausdruck hier nicht angewendet werden. Weil von der Vererzung nur das Muttergestein betroffen wurde, entspricht sie dem Typ der "einfachen porphyrischen Erze" ("simple porphyry coppers" der amerikanischen Geologen).

In jüngerer Zeit sind auch aus Südosteuropa (z.B. Jugoslawien, Griechenland, Bulgarien; M. DONATH 1961, K. ZACHOS 1963, F. KOCKEL, H. MOLLAT & H. GUNDLACH 1975) Vererzungen dieses Typs bekannt geworden. In den Ostalpen ist unseres Wissens das Kupfererzvorkommen in den Ignimbriten der mittleren Quarzporphyrlage des Montafon das erste disseminierte von der Art der porphyrischen Kupfererze.

5. Ablauf und Alter der Vererzung

Nach dem Dünn- und Anschliffbefund ergibt sich für die Vererzung der disseminierten Vorkommen in der mittleren Quarzporphyrlage zwischen dem Sacktobel und dem Fuchswald eine Vererzung, die in zwei zeitlich getrennten Abschnitten vor sich ging:

A) Zunächst kam es zu einer mehrphasigen Protoerzbildung: Der Ignimbrit der mittleren Quarzporphyrlage war zunächst steril. Auf eine Vergrünung der Pyroklastika und eine erste Pyritbildung folgte die erste Kupfervererzung in Form von Kupferkies bei gleichzeitig anhaltender Pyritabscheidung. Diese Vererzung ging offensichtlich ohne größeren zeitlichen Abstand in eine Bornitbildung über, an deren Ende eine intensive Karbonatisierung verschiedener Anteile des mittleren Quarzporphyrs, so des Subvulkans im Profil des Verspeller, erfolgte. Die starke Bornit-Kupferglanz-Myrmekekitbildung ging bei noch andauernder Karbonatkristallisation vor sich. Damit schloß der erste Teil der Lagerstättenbildung ab.

B) Mit deutlicher zeitlicher Verschiebung kam es zu einer Kataklase des Altbestandes und einer gleichzeitigen Karbonat- und Quarzmobilisation. Die wenig intensive supergene Umwandlung (Alteration) des Protoerzes ist durch cementativen Kupferglanz (z.T. blaubleibenden), Covellin und Malachit belegt.

Aufgrund der geschilderten Verhältnisse und aus der Kenntnis anderer Kupfervererzungen des Montafon und deren Zusammenhang mit der örtlichen geologischen Geschichte ist der erste Abschnitt der Lagerstättengenese, d.h. die Bildung des Protoerzes, als *i n t r a p e r m i s c h*, und die darauffolgende Zerbrechung und das weitere, jüngere Geschehen in den Quarzporphyrlagen für *a l p i d i s c h* anzusehen.

6. Zur Genese der sauren Vulkanite und der darin auftretenden disseminierten Kupfererze

Auf die Verbreitung der sauren Vulkanite innerhalb der Alpen wurde schon in Kapitel 4 eingegangen. Nun ist der permische Vulkanismus auch außerhalb der Alpen sehr stark verbreitet. Kurzum, er ist an das variskische Orogen gebunden, und sowohl in den Innen-, als auch Außensenken vertreten, und somit zum subsequenten Magmatismus zu zählen (KRULL & PAECH 1975).

Die im Montafon auftretenden Effusiva und Glutwolkenabsätze treten in Innensenken bzw. intramontanen Becken, und zwar stets in Verbindung mit Rotsedimenten auf. Aufgrund der geotektonischen Position sind wir gezwungen, von einer Molasse zu sprechen, wobei zu erörtern ist, welchem Entwicklungsstadium einer Molasse die Rotsedimente des Montafon angehören. Generell unterscheidet man Früh-, Haupt- und Spätmolasse, die sich auf Rand- und Innensenken verteilen. Nach der Definition von KRULL et al. 1975 müssen wir im Montafon von einer Hauptmolasse innerhalb einer variszischen Innensenke sprechen, die gegen das Hangende hin in eine eokratonische Molassoidformation überleitet (permoskythische Sedimente).

Trotz anfänglicher Widerstände, in einem Großteil der sauren Vulkanite Ignimbrite zu sehen, hat sich nun das Bild nach mehrjährigen Untersuchungen doch grundlegend geändert. Auffallend ist die Gebundenheit vieler Ignimbrite an das Grundgebirge, da in diesem keine Möglichkeit zur Entgasung besteht. Was das Alter betrifft, so konnte im außeralpinen Variszikum ein Wandern des subsequenten Vulkanismus vom Westfal bis in das Rotliegende festgestellt werden (GALLWITZ 1959: 29). Die im Oberkarbon einsetzende, bis in das Rotliegende andauernde, besonders im unteren Rotliegenden verstärkt auftretende Bruchtektonik ist Wegbereiter für das Aufdringen dieses Vulkanismus. Immer mehr Daten sprechen dafür, daß mit der saalischen Phase der subsequente Vulkanismus sein Ende findet und somit das Hauptauftreten auf das untere Rotliegende beschränkt ist. Grobstratigraphisch läßt sich demnach der Quarzporphyrvulkanismus innerhalb der Alpen, wie es scheint, doch verwerten. Der im Zechstein, d.h. in den Alpen zur Zeit der Bellerophon sedimentation sich zunächst nur schwach äußernde basische Vulkanismus ist streng vom subsequenten Magmatismus (BEDERKE 1969: 16) zu trennen; dieser leitet den initialen Vulkanismus (frühgeosynklinaler Vulkanismus des alpidischen Zyklus; siehe De ROEVER 1959: 179) ein.

Die in den mitteleuropäischen Varisziden auftretenden Intrusiva werden auch, zum Teil sicher mit Berechtigung, zur Subsequenzfolge gezählt. In den Südalpen konnte MORTEANI et al. 1975 die unmittelbaren Beziehungen zwischen Bozener Quarzporphyr und Cima d'Asta-Granit nachweisen. Aufgrund dieser Arbeit steht es außer Zweifel, daß es sich auch - nach einem Vortrag, von MORTEANI 1972 anlässlich der Permtagung in Klagenfurt gehalten - nicht um ein aus dem Mantel aufsteigendes differenziertes Magma handeln kann. Es muß, nach den Spurenelementen zu schließen, ein aufgeschmolzenes kontinentales Krustenmaterial sein. DIETRICH 1975 denkt für den Bereich der Bozener Quarzporphyrplatte an einen aufsteigenden Manteldiapir mit darüber liegendem "hot spot", der in weiterer Folge zu einem Aufreißen der Kruste führte (triple junction). Gerade hot spots sind durch basische Kappen charakterisiert und erst im weiteren Stadium kommt es infolge von Aufdringens von Mantelmaterial zu starker Aufheizung bzw. zur Aufschmelzung von Krustenmaterial (palyngenes Magma). A.G. FISCHER (1975: 56, 57) macht einen intralithosphärischen Vulkanismus für das vulkanische Becken von Bozen verantwortlich. Nach ihm soll es zu einem Kollaps der in der Lithosphäre befindlichen Magmenkammer gekommen sein, die in der darüberliegenden Grundgebirgsoberfläche zu einer Einsenkung führte und somit zur Bildung eines Beckens führte. Nach diesem Autor wäre auch dies eine Möglichkeit zur Herausgestaltung eines Beckens (ein eigener Beckentypus). Wenn auch die Bozener Porphyrplatte einen besonderen Fall infolge der gewaltigen Mächtigkeit vulkanischer Produkte darstellt, darf man aber nicht vergessen, daß das gesamte variszische Orogen von den intermontanen Becken bis zu den extraorogenen Senken fast lückenlos von Vulkaniten derselben Art begleitet wird. Dies deutet auf ein Großereignis hin, das mit einer großräumigen Aufschmelzung zusammenhängt und nicht durch einen einzigen Subduktionsvorgang zu erklären ist.

Betrachten wir die bisher bekanntgemachte Position disseminierter Lagerstätten, und zwar jene Arten, die sicher zu den porphyry copper ores gezählt werden können, so sind diese fast ausschließlich an Subduktionszonen gebunden (JACOBSEN 1975, MITCHEL 1976). In Verbindung mit interkontinentalen hot spots konnten bisher keine, auch nicht genetisch verwandte; Lagerstätten bekanntgemacht werden.

Bevor die paläogeographischen Verhältnisse zur Zeit des Perms in den Ost- und Südalpen nicht einigermaßen gesichert sind, ist eine Zuordnung der permischen Vulkanite vom Montafon zu einer möglichen Subduktionszone reine Spekulation. Bei einer Zurücknahme des Silvrettakristallins einschließlich der Phyllitgneisdecke etwa um 60 km nach Süden würde dies für die permischen Vulkanite des Montafon einen unmittelbaren Anschlußbereich an den Bozener Quarzporphyr bedeuten. Nachdem der periadriatischen Naht gerade im Perm eine große Bedeutung zukommt, ist der oben angegebene Nahbereich der Bozener Quarzporphyrplatte ebenfalls recht hypothetisch.

Danksagung

Für die Unterstützung der Arbeiten im Gelände, wie für den Materialaufwand sind wir dem Fonds zur Förderung der wissenschaftlichen Forschung in Österreich (Projekt Nr. 2143) sehr zu Dank verpflichtet.

Weiters danken wir den Vorarlberger Illwerken (Herrn Dr. H. LOACKER) für die Zurverfügungstellung der topographischen Karten sowie für die Einsichtnahme in diverse Stollenprofile.

Für Diskussionsmöglichkeiten möchten wir den Herren Univ.-Prof. Dr.G. HOSCHEK (Innsbruck), Univ.-Prof. Dr. G. MORTEANI (Berlin), Dr. E. COLINS und Dr. W. RESCH (beide Innsbruck) danken.

Literatur

- AMPFERER, O. (1932): Zur Großtektonik von Vorarlberg. - Jb. Geol.B.A., LXXXII: 31-64.
- AMPFERER, O. (1934): Geologische Bauformen und Baufragen des Rätikon Gebirges. - Jb.Geol.B.A., 84: 13-14.
- ANGERER, H.; HADITSCH, J.G. & H. MOSTLER (in Vorbereitung): Jungalpidische Kupfererzgänge im Montafon (Vorarlberg).
- BATEMAN, A.M. (1950): Economic Mineral Deposits. - 2nd ed., 916 p., New York.
- BEDERKE, E. (1953): Probleme des permischen Vulkanismus. - Geol.Rdsch. 48, S. 10-18, Stuttgart.
- CASSINIS, G.; GIUBBI, O.E. & G.P. PAGLIANI (1975): Osservazioni geologiche e petrografiche sul Permiano della Bassa Val Caffaro (Lombardia orientale). - Atti.Ist.Geol.Univ. Pavia XXV, S. 17-71, Pavia.
- DONATH, M. (1962): Majdan Pek, der erste Tagebau auf einer "disseminated" Kupferlagerstätte in Europa. - Bergbauwissenschaften, 9, 8: 173-179.
- FISCHER, A.G. & S. JUDSON (1975): Petroleum and Global Tectonics. - 322 S., Princeton Univ.Press, New Jersey, Princeton.
- FRIEDRICH, O.M. (1953): Zur Erzlagerstättenkarte der Ostalpen. - Radex-Rdsch., 7/8:371-407.
- GALLWITZ, H. (1959): Die Stellung der Magmatite im Permokarbon der mitteldeutschen Hauptscholle. - Geol.Rdsch. 48, S. 27-32, Stuttgart.
- HADITSCH, J.G. & H. MOSTLER (1974): Mineralisationen im Perm der Ostalpen. - Carinthia II, 164/84, S.63-71, Klagenfurt.
- HEISSEL, W.; OBERHAUSER, R.; REITHOFER, O. & O. SCHMIDEGG (1965): Geologische Karte des Rätikon. - 1:25.000, Geol.B.A., Wien.
- JACOBSEN, J.B.E. (1975): Copper deposits in time and space. - Minerals Sci. Engng., vol. 7, S.337-371, Johannesburg.
- KELCH, H. (1963): Mineralogisch-petrographische Untersuchungen am Rhyolith vom Typ Hohnsdorf, nördlich Halle (Saale). - Geologie, Jg. 12, H. 4, Berlin.
- KESLER, St.E. (1973): Copper, Molybdenum and Gold Abundances in Porphyry Copper Deposits. - Econ.Geol. 68, 1: 106-112.
- KOCKEL, F.; MOLLATH, H. & H. GUNDLACH (1975): Hydrothermally Altered and (Copper) Mineralized Porphyritic Intrusions in the Serbo-Macedonian Massif (Greece). - Mineral. Deposita, 10: 195-204.

- KRULL, P. & W. PAECH (1975): Zur zeitlichen und räumlichen Stellung der Rotsedimente. - Z.geol.Wiss. Berlin 3, 11, S. 1439-1451, Berlin.
- LINDGREN, W. (1933): Mineral Deposits. - 4th ed., 930 p., New York, London.
- LOWELL, J.D. & J.M. GUILBERT (1970): Lateral and Vertical Alteration - Mineralization Zoning in Porphyry Ore Deposits. - Econ.Geol. 65, 4, 373-408.
- MARSHALL, P. (1935): Acid rocks of the Taupo-Rotorua volcanic district. - Royal Soc. New Zealand Transact., 64.
- MITCHELL, A.H.G. (1976): Mineralization at Plate Boundaries. - Minerals Sc. Engng., vol. 8, S. 129-196, Johannesburg.
- MOSTLER, H. (1972): Postvariszische Sedimente im Montafon (Vorarlberg). - Verh.Geol.B.A., S. 171-174, Wien.
- MOSTLER, H. (1972b): Zur Gliederung der Permoskyth-Schichtfolge im Raume zwischen Wörgl und Hochfilzen (Tirol). - Verh.Geol. B.A., S. 155-162, Wien.
- MÜLLER, J. (1929): Geologische Gedanken am Arlberg. - Festschr. Sekt. Ulm DuÖAV, 39-48.
- MÜLLER, J. (1930): Genesis und Wirtschaftlichkeit ostalpiner Erzvorkommen. - Mont. Rdsch., XXII, 8, 7 p.
- MÜLLER, St. (1924): Vorarlbergs Bergbau zur Karolingerzeit. - Vierteljahresschrift f. Gesch. u. Landeskunde Vorarlbergs. - VIII, 61-75.
- MÜLLER, St. (1925): Zur Geschichte des spätmittelalterlichen Bergbaues im Montafon. - Vierteljahresschrift f. Gesch. u. Landeskunde Vorarlbergs, IX, 2, 33-44.
- RAMDOHR, P. (1975): Die Erzminerale und ihre Verwachsungen. - 4. Aufl., 1277 p., Berlin.
- RANSOME, F.L. (1913): Discussion on the terms "primary ore" and "protore". - Econ.Geol. 8, 721.
- REITHOFER, O. (1939): Bericht über lagerstättenkundliche Feldarbeiten 1938. - Zwgst. Wien d. Rst. f. Bodenforschg., 1-3, 65-66.
- ROEVER de, W.P. (1959): Schwach alkalischer frühgeosynklinaler Vulkanismus im Perm der Insel Timor. - Geol. Rdsch. 48, S. 179-184.
- ROSENBUSCH, H. (1908): Mikroskopische Physiographie der Massigen Gesteine. Zweite Hälfte Ergußgesteine. - 4. Auflage, Stuttgart.
- SCHMIDT, A.R. (1879): Bergbaue, Erz- und Kohlenfunde und besonders nutzbare Gesteinsarten in Vorarlberg. - Österr.Zeitschr. f. Berg- und Hüttenwesen XXVI, 349-351, 361-362, 376-378.
- SMITH, R.L. (1960): Ash flows. - Bulletin of the Geol.Soc. of America, Vol. 71, No. 6, Baltimore.
- STRECKEISEN, A.L. (1967): Classification and Nomenclature of Igneous Rocks. - N.Jb.Miner.Abh., 107, 2 u. 3, 144-240, Stuttgart, Sept. u. Okt.
- WEYL, R. (1954): Beiträge zur Geologie El Salvadors V. Die Schmelztuffe der Balsamkette. - N.Jb.Geol.u.Paläont., Abh.99.
- ZACHOS, K. (1963): Discovery of a copper deposit in Chalkidiki peninsula, N-Greece. - Geol.Geophys.Res., 8, 26.
- ZIRKEL, F. (1893): Lehrbuch der Petrographie. - 2nd ed., v. 1, Leipzig, Verlag von Wilhelm Engelmann, 845 p.

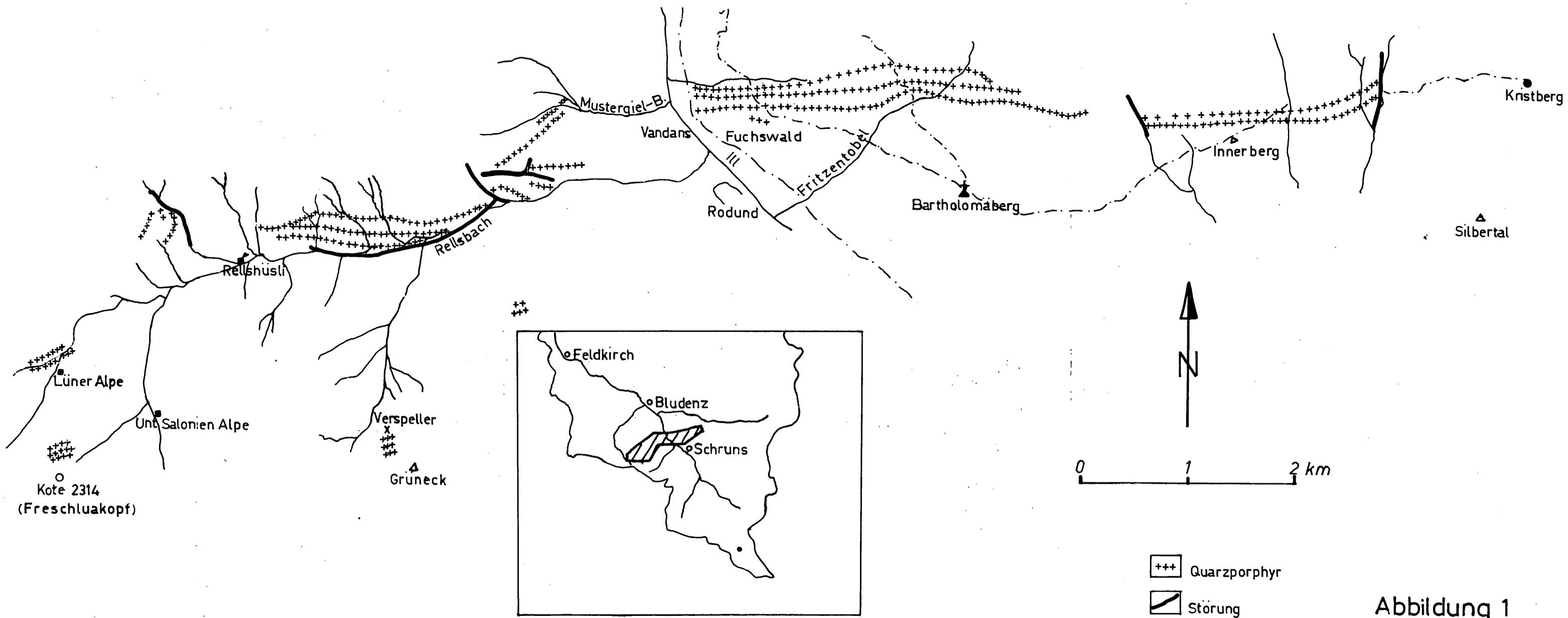


Abbildung 1