BEITRÄGE
ZUR GEOLOGIE DER SCHWEIZ
GEOTECHNISCHE SERIE, 18. LIEFERUNG

Herausgegeben mit Subvention der Eidgenossenschaft von der Geotechnischen Kommission der Schweizerischen Naturforschenden Gesellschaft

Erzlagerstätten und Bergbau im Schams, in Mittelbünden und im Engadin

Von Eduard Escher

KOMMISSIONSVERLAG:
GEOGRAPHISCHER KARTENVERLAG KÜMMERLY & FREY, BERN
1935

BUCHDRUCKEREI ASCHMANN & SCHELLER A.-G., ZÜRICH

BEITRÄGE
ZUR GEOLOGIE DER SCHWEIZ
GEOTECHNISCHE SERIE, 18. LIEFERUNG

Herausgegeben mit Subvention der Eidgenossenschaft von der
Geotechnischen Kommission der Schweizerischen Naturforschenden Gesellschaft

Erzlagerstätten und Bergbau im Schams, in Mittelbünden und im Engadin

Von Eduard Escher

KOMMISSIONSVERLAG:
GEOGRAPHISCHER KARTENVERLAG KÜMMERLY & FREY, BERN
1935

BUCHDRUCKEREI ASCHMANN & SCHELLER A.-G., ZÜRICH

Vorwort der Geotechnischen Kommission.

In der Sitzung vom 17. Dezember 1932 legte Herr E. Escher der Geotechnischen Kommission ein Manuskript über Erzvorkommen Graubündens vor. Da diese Arbeit ganz im Sinne der von der Geotechnischen Kommission durchgeführten Detailuntersuchungen der schweizerischen Erzvorkommen abgefaßt ist, beschloß die Kommission deren Druck in den Beiträgen. Der Verfasser leistete in sehr verdankenswerter Weise einen namhaften Beitrag an die Druckkosten.

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

Für die Geotechnische Kommission
der Schweizerischen Naturforschenden Gesellschaft:

Der Aktuar: **Dr. F. de Quervain.**

Der Präsident: Prof. Dr. **P. Niggli.**

Vorwort des Verfassers.

Die vorliegende Arbeit wurde als Dissertation auf Veranlassung Herrn Prof. Nigglis während der Jahre 1929—33 ausgeführt. Die Felduntersuchungen nahmen etwa fünf Monate, die sich auf die Jahre 1929—31 verteilen, in Anspruch. Das Material wurde im Mineralogisch-Petrographischen Institut der Eidg. Techn. Hochschule verarbeitet und wird dort aufbewahrt.

Meinem verehrten Lehrer, Herrn Prof. P. Niggli, danke ich für sein ständiges Interesse an der Arbeit und deren stete Förderung durch viele Hinweise und Ratschläge. Weiterhin danke ich Herrn Prof. Dr. C. Burri für seine Ratschläge während der Dünnschliffuntersuchung, Herrn Prof. Dr. Jakob für seine Winke bei der Ausführung der Gesteinsanalysen und Herrn Prof. Dr. R. Parker für seinen Rat bei der Untersuchung der Erze. Endlich danke ich allen, die durch Mitteilungen, seien sie mineralogisch-petrographischer, geologischer, historischer oder irgendwelcher anderer Art, während der Felduntersuchungen in Graubünden oder während der Arbeit im Mineralogischen Institut der E. T. H. in Zürich, die Arbeit fördern halfen.

ZÜRICH, im Januar 1934.

Eduard Escher.

Inhaltsverzeichnis.

Seite

Einleitung ... 1

I. Teil. Vererzung und Geologie.

A. Landschaft Schams.

I. Geologischer Überblick ... 5
II. Die Pb-Lagerstätte der Alp Taspin ... 5
a) Situation ... 5
b) Geologie ... 6
1. Petrographie des Nebengesteins ... 7
2. Tektonik ... 10
c) Vererzung ... 15
1. Das äußere Bild der Lagerstätte ... 15
2. Die Ausbildung der Erze ... 19
3. Sekundäre Erzanreicherungen ... 24
4. Die Entstehung der Lagerstätte ... 25
d) Vergleich mit der Pb-Zn-Lagerstätte Goppenstein ... 26
e) Zusammenfassung über Taspin ... 27
III. Die Cu-Lagerstätte der Alp Ursera (Andeer) ... 27
a) Situation ... 27
b) Geologie ... 27
1. Petrographie des Nebengesteins ... 27
2. Tektonik ... 29
c) Vererzung ... 35
1. Das äußere Bild der Lagerstätte ... 35
2. Die Ausbildung der Erze ... 35
3. Die Entstehung der Lagerstätte ... 37
d) Zusammenfassung über Ursera ... 37
IV. Vergleich von Taspin und Ursera ... 38

B. Mittelbünden.

1. Die Pb-Zn-Lagerstätten ... 40
I. Geologische Übersicht des Gebietes um Filisur ... 40
II. Die Zn-Pb-Lagerstätte Silberberg (Davos) ... 40
a) Situation ... 40
b) Geologie ... 41
c) Vererzung ... 43
1. Das äußere Bild der Lagerstätte ... 44
2. Die Ausbildung der Erze ... 45
3. Sekundäre Mineralien ... 48
4. Die Entstehung der Lagerstätte ... 48
d) Vergleich mit andern Lagerstätten ... 50
e) Zusammenfassung über Silberberg ... 51
III. Die Pb-Zn-Lagerstätte Bleiberg-Ramoz (Schmitten) ... 51
a) Situation ... 51
b) Geologie ... 52
c) Vererzung ... 53
1. Das äußere Bild der Lagerstätte ... 53
2. Die Ausbildung der Erze ... 54
3. Sekundäre Mineralien ... 55
4. Die Entstehung der Lagerstätte ... 55
d) Zusammenfassung über Bleiberg ... 56
IV. Die Pb-Zn-Lagerstätte Bärenbühl (Botta dil Uors) bei Filisur ... 56
a) Situation ... 56
b) Geologie ... 57

Seite

c) Vererzung ... 57
d) Zusammenfassung über Bärenbühl ... 59
V. Überblick der Pb-Zn-Lagerstätten Silberberg, Bleiberg und Bärenbühl ... 59
2. Die Cu-Lagerstätten ... 60
I. Die Cu-Vorkommen in der Trias Mittelbündens ... 60
a) Surmin ... 60
b) Tieftobel ... 60
c) Marienkrone ... 60
d) Schmelzboden ... 61
e) Zusammenfassung über die Cu-Vorkommen in der Trias Mittelbündens ... 61
II. Das Cu-As-Vorkommen am Tällihorn (Sertig, Davos) ... 61
III. Das Fe-Cu-Vorkommen von Lavin (Unterengadin) ... 63
IV. Überblick der Cu-Lagerstätten Mittelbündens ... 65
C. Die Pb-Zn-Lagerstätte von Scarl (Unterengadin).
a) Situation ... 67
b) Geologie ... 68
c) Vererzung ... 68
Die Vorkommen vom Typ I ... 68
1. Das äußere Bild der Vorkommen ... 68
2. Die Ausbildung der Erze ... 70
3. Die Entstehung der Vorkommen vom Typ I ... 71
Die Vorkommen vom Typ II ... 71
1. Das äußere Bild der Vorkommen ... 72
2. Die Ausbildung der Erze ... 73
3. Die Entstehung der Vorkommen vom Typ II ... 74
Die Beziehungen der beiden Lagerstättentypen ... 74
d) Zusammenfassung über Scarl ... 75
D. Die As- und Pb-Vorkommen am Berninapaß.
I. Das Arsenkiesvorkommen im Val Minor ... 77
II. Das Arsenkiesvorkommen von La Motta ... 78
III. Das Pb-Zn-Vorkommen von Camino ... 78
IV. Zusammenfassung über die Vererzung am Berninapaß ... 79
E. Allgemeine Betrachtungen.
I. Zusammenfassung über die Erscheinungen der Metamorphose ... 80
II. Übersicht über die Mineralisation Graubündens ... 83
III. Vergleiche mit andern alpinen Paragenesen ... 90
F. Zusammenfassung des I. Teils (Vererzung und Geologie) ... 92
Literaturverzeichnis zum I. Teil ... 94

II. Teil. Bergbau und Geschichte.

A. Übersicht der Quellen ... 98
B. Landschaft Schams.
I. Die Geschichte von Taspin und Ursera ... 99
II. Der Bergbau in Taspin ... 101
III. Der Bergbau in Ursera ... 102
C. Mittelbünden.
I. Silberberg ... 105
II. Bleiberg ... 111
III. Die übrigen Vorkommen in Mittelbünden ... 112
D. Engadin.
I. Scarl ... 113
II. Lavin ... 118
III. Berninapaß ... 118
E. Zusammenfassung des II. Teils (Bergbau und Geschichte) ... 119
Literaturverzeichnis zum II. Teil ... 120
Tafeln I, II, III, IV.

Einleitung.

Den Hauptteil der vorliegenden Arbeit stellt die Untersuchung der Pb-Zn-Vorkommen Mittel- und Ostbündens dar. Verschiedene, benachbarte Cu- und As-Vorkommen wurden mitbearbeitet, weil bei einigen ein genetischer Zusammenhang mit den Pb-Zn-Lagerstätten vermutet wurde (was durch die Untersuchung bestätigt wurde), und weil der geringe Umfang einiger anderer eine besondere Untersuchung nicht gelohnt hätte.

Lagerstättenkundlich war bisher von den Vorkommen nebst einigen allgemeinen Angaben nur der hauptsächlichste Mineralbestand bekannt aus C. Schmidts „Erläuterungen zur Karte der Fundorte von mineralischen Rohstoffen in der Schweiz" (**51**), aus kurzen, nur im Manuskript vorhandenen Angaben von R. Helbling, J. Markwalder u. a. (**19**) und aus spärlicher älterer Literatur.

Bei der mineralogisch-petrographischen und geologischen Untersuchung wurde den Einwirkungen der alpinen Dislokationsmetamorphose auf die Lagerstätten besondere Aufmerksamkeit geschenkt, angeregt durch das Vorgehen Ramdohrs (**47**), Frebolds (**16**) und Huttenlochers (**30, 31**) u. a., welche in neuerer Zeit die bei den metamorphen Gesteinen gemachten Erkenntnisse auf die Erzlagerstätten übertrugen.

In einem zweiten Teil sollen die bekannten und z. T. neu in Erfahrung gebrachten Angaben über die geschichtlich-bergbaulichen Verhältnisse der Lagerstätten zusammengestellt werden. Die Trennung der Arbeit in einen petrographisch-geologischen und einen geschichtlich-bergbaulichen Teil war jedoch nicht streng durchführbar, weil schon in ersterem verschiedene Überreste des Bergbaus zur bessern Kennzeichnung der Vorkommen angeführt werden mußten.

Über die im Laboratorium angewandten Untersuchungsmethoden erübrigen sich besondere Mitteilungen, da sie von den in Mineralogie, Petrographie und Chalkographie üblichen nicht abweichen. Die für die Untersuchung der Erzstrukturen im Anschliff notwendigen Ätzungen wurden nach den Angaben von Schneiderhöhn und Ramdohr (**52**) ausgeführt. Das Fackertsche Bleiglanzätzmittel (**15**) ergab wechselnde Resultate; während ein Teil der Erze damit ausgezeichnet ätzbar war, versagte es bei andern ganz; bei letztern führte oft HNO_3 1 : 1 zum Ziel. Zur Bestimmung der Reflexionsfähigkeit von Erzen wurde das Bereksche Photometer-Okular benützt.

Mit der vorliegenden Untersuchung ist die (zu der Serie von Untersuchungen der Schweizerischen Geotechnischen Kommission gehörende) Bearbeitung der zur Zeit bekannten bündnerischen Pb-Zn-Vorkommen beendigt. In der ältern Literatur werden aber noch verschiedene weitere Pb- bzw. Ag-Lagerstätten erwähnt, die ihrer Natur und Lage nach in den Rahmen dieser Arbeit fallen würden, deren Wiederauffindung mir jedoch zur Zeit nicht gelang. Über diese Vorkommen ist folgendes bekannt:

Auf der Lagerstättenkarte C. Schmidts (**51**) sowie im Topographischen Atlas (Bl. 419, Überdr. 1915) sind östlich der Cotschna (Casanna) bei Klosters „Ehemalige Bleigruben" angegeben. Theobald fand im Dolomitschutt der Cotschna ein Stück Bleiglanz (**64**, S. 143). Beim sorgfältigen Durchsuchen des N-Absturzes der Cotschna und der Casanna fand ich jedoch nur das schon bekannte Hämatitvorkommen im Hauptdolomit mit einem Schürfloch, sowie einen weitern kleinen Stollen auf pyritführendes Kristallin im SW der Hütten der Alp Casanna (Spez.-Karte 94 B). Beim „Gipskilchli" wurde einst etwas Gips abgebaut, aber Pb-Erz fand sich nirgends.

Nach C. U. v. Salis-Marschlins (**49**) müssen im Sertig nebst Cu- und Fe- auch Pb-Erze gewonnen worden sein. Ein Gutachten aus dem Jahre 1847 (K. B. Chur) zuhanden der französischen Gesellschaft, die den Silberberg (Monstein) betrieb, wird ein durch zwei Stollen aufgeschlossenes Bleiglanzvorkommen, „situé à l'extrémité de la vallée de Sertig" erwähnt. Nachforschungen nach diesem Vorkommen, das am Mittaghorn liegen soll, verliefen ergebnislos.

Nach C. U. v. Salis (**49**) findet sich eine Pb-Lagerstätte im Val Tasna im Unterengadin, die nach J. A. v. Sprecher (**56**) von 1767—72 durch eine Gesellschaft von Unterengadinern ausgebeutet wurde. In Lavin sollen eine Schmelzhütte und andere Gebäude errichtet und Blei gewonnen worden sein. In der Folge ging das Vorkommen völlig verloren, jüngere Angaben fehlen, auch Theobald weiß nichts mehr davon.

Auf der Lagerstättenkarte (**51**) ist ein Pb-Vorkommen im Val Plaun am Ofenpaß angegeben, das weiterhin in der Literatur nirgends Erwähnung findet. An Ort und Stelle konnte ich es nicht finden, auch besteht in der Umgebung keinerlei mündliche Überlieferung über ein Erzvorkommen im Val Plaun, so daß die Existenz dieser Lagerstätte fraglich erscheint.

Von der Alp Buffalora (Ofenpaß) werden Silbervorkommen erwähnt. Campell (**8**) berichtet, daß noch „zu seinem Gedenken" (2. Hälfte des 16. Jahrh.) im Buffaloratal einige Silbergruben in Betrieb gewesen seien. Nach Theobald (**64**, S. 314) wurde am Fuß des Piz Vallatscha (Ofenpaß) ehemals Bergbau auf Ag-haltigen Bleiglanz getrieben; auch erwähnt er Bleiglanz von der Alp Buffalora, scheint aber die Gruben nicht mehr selbst gesehen zu haben. Heute sind auf Buffalora nur noch die Spuren von Fe-Gruben vorhanden, von Pb-Vorkommen konnte ich in dieser Gegend keine Spur auffinden.

Es ist nicht anzunehmen, daß alle diese alten Angaben über Pb- und Ag-Lagerstätten (bei den Ag-Vorkommen handelt es sich wohl um auf Ag ausgebeutete Pb-Lagerstätten) auf Irrtum beruhen. Besonders am Ofenpaß, der ungefähr im Streichen der Erzzone von Scarl liegt, ist das Auftreten von Pb-Erz in der Trias sehr wohl möglich. Es kann sich aber nur um kleine Vorkommen handeln; die Überreste des nie sehr bedeutenden Bergbaus, der dort möglicherweise getrieben wurde, zerfielen, und heute ist die Wiederauffindung dem Zufall überlassen.

Die der Untersuchung heute noch zugänglichen Lagerstätten überwiegen aber an Zahl und sicher auch an Umfang die nicht mehr auffindbaren Vorkommen, so daß das Bild der Pb-Zn-Vererzung Graubündens durch den Wegfall einiger kleiner Lagerstätten aus der Untersuchung kaum verfälscht werden dürfte.

Abkürzungen:

(**15**) : Nummer im Literaturverzeichnis.
(T. A., Bl. . .) : Topographischer Atlas der Schweiz 1 : 50 000, Blatt Nr. . .
(K. B. Chur) : Kantonsbibliothek Graubünden, Chur.
Spez.-Karte : Spezialkarte der Geologischen Kommission.
Höhenangaben, sofern nicht dem Topographischen Atlas entnommen, nach Aneroid.

I. Teil

Vererzung und Geologie.

A. Landschaft Schams.

I. Geologischer Überblick.

Die Landschaft liegt in einem weiten, im N durch die Via mala, im S durch die Rofnaschlucht abgeschlossenen Talkessel. Das Tal ist in SN-Richtung vom Hinterrhein, der in der Rofna den aus dem Val Ferrera kommenden Averser Rhein aufnimmt, durchflossen.

Die neueste geologische Bearbeitung des Gebietes wurde von O. Wilhelm (**76** u. Spez.-Karte 114 A) vorgenommen, ältere stammen von Alb. Heim (**26**), H. Meyer (**37**) u. a. Im nördlichen Teil der Landschaft treten große Massen von Bündnerschiefern und penninischem Flysch auf, von S her stößt der zur Surettadecke gehörige Rofnagneis bis auf die Höhe von Andeer in die Bündnerschiefer vor. Die Sedimentdecke des Gneises ist dem letztern in N-fallenden Keilen tief eingefaltet. Wilhelm betrachtet diese Triaskeile als verkehrte Mulden, die den Gneis unten umfassen und in mehrere Lappen teilen (**75**). R. Staub vertritt die Auffassung, daß es sich um von oben und S her eingestoßene Keile handle (**60**, S. 44). In den die Triashülle des Rofnagneises überlagernden mesozoischen Schiefern liegen auf beiden Seiten des Schams die Schamserdecken, welchen die Splügener Kalkberge, der Gurschus, der Piz la Tschera und die Steilabstürze östlich über Zillis angehören. Staub betrachtet sie zusammen mit dem Flysch als die „verschürften, einstigen Stirnpartien der obersten penninischen Decke“ (**60**, S. 50). Wilhelm unterscheidet in den Schamserdecken von unten nach oben: Splügener Kalkberge, Gelbhorn- und Flyschdecke. Sie bestehen aus Liasbrekzien, Triasdolomiten, Fetzen von Kristallin usw. Die Tektonik ist sehr kompliziert und noch nicht endgültig geklärt.

Rofnagneis und Schamserdecken weisen verschiedene Spuren von Vererzung auf. Die bedeutendsten sind die Fe-Mn-Lagerstätten im Val Ferrera, die dem Rofnagneis und den ihm auflagernden Marmoren angehören (**74**, **76**). Weitere wichtige Glieder der Vererzung sind das Fahlerzvorkommen von Ursera in der Trias der Surettadecke und die im Taspinit aufsetzende Pb-Lagerstätte von Taspin, die beide im folgenden untersucht werden. Aus der Umgebung dieser Haupterzpunkte der Landschaft sind noch verschiedene schwache Spuren von Vererzung bekannt, vor allem aus den Splügener Kalkbergen (vgl. S. 39).

II. Die Pb-Lagerstätte der Alp Taspin.

a) Situation.

Die Alp Taspin liegt in der Landschaft Schams, östlich über dem Dorf Zillis, 2200 m ü. d. M. (T. A., Bl. 414), auf einer Terrasse NW des Piz Curvèr. Nördlich der Alp senkt sich das Gelände steil gegen die Schlucht des von E nach W fließenden Reischenbaches hinunter. Die Alp selber ist vom Taspiner Bach durchflossen. Der östlich des Baches gelegene Teil der Alp heißt Madignas, der westliche Plaun Pali. Westlich vom Plaun Pali erhebt sich eine flache, in der topographischen Karte nicht kotierte Felskuppe, die im folgenden mit P. 2380 (Aneroid) bezeichnet wird. Westlich dieser Kuppe liegt die Weide Plaunatsch, die sich bis an den Rand des Steilabsturzes von Platta granda (P. 2160.9) erstreckt. Der zwischen Taspin und dem Reischenbach sich hinziehende Hang ist durch die kleine Terrasse von Plaun Tischatscha unterbrochen. Westlich davon liegt die Alp Ciß. (Fig. 1.)

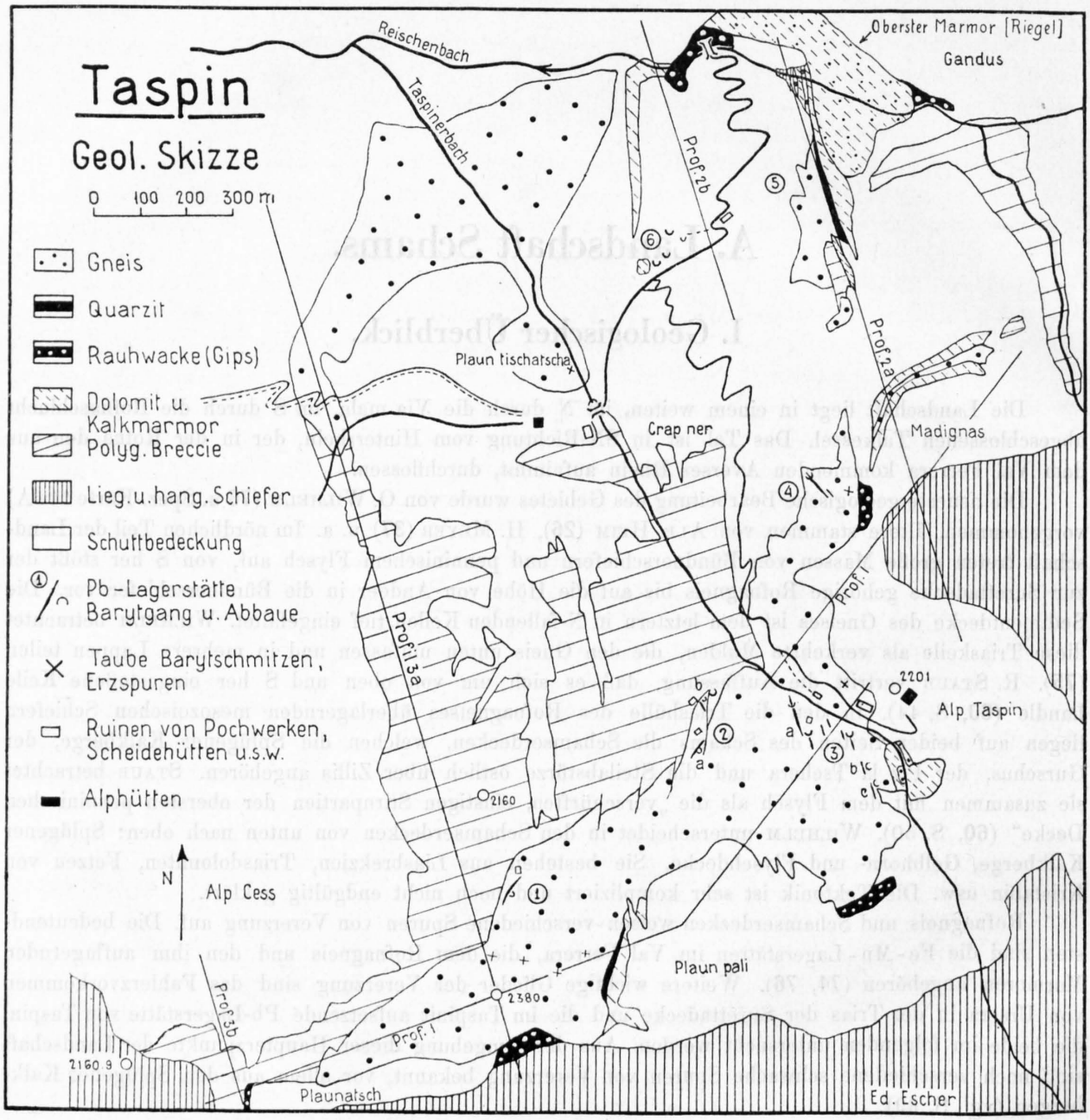


Fig. 1.

Die Erzlagerstätte ist in sechs kleine Vorkommen zersplittert, von denen die wichtigsten am Nordrand der Terrasse von Taspin, 2150—2200 m ü. d. M., liegen; zwei kleinere befinden sich im Wald östlich von Plaun Tischatscha.

Die Gruben sind von Zillis aus auf einem Sträßchen erreichbar.

b) Geologie.

Das Ostschams zeigt einen sehr komplizierten Bau. Escher und Studer sowie Alb. Heim gelangten zu keinen Deutungen der Beobachtungen. Die neuern Spezialarbeiten von H. Meyer (M.) (**37**) und O. Wilhelm (W.) (**76**), nach denen ein kurzer Überblick über das Gebiet, soweit es für das Verständnis der geologischen Stellung des Vorkommens wichtig ist, gegeben wird, weichen in verschiedenen Punkten voneinander ab. Die Basis des Gebirges bilden auf der Höhe von Zillis die Via-mala-Schiefer, darüber folgt eine mächtige Serie von Marmoren, Quarziten und Tonschiefern, die M.s Zone der Marmore

bzw. W.s Gelbhorndecke angehört. Darüber liegen polygene Brekzien, die nach M. durch ein Band von mylonitisiertem Rofnagneis von der Zone der Marmore getrennt sind. Nach W. aber gehören die Brekzien noch zur verkehrt gelagerten Gelbhorndecke und sind mit den unterliegenden Schiefern durch stratigraphischen Übergang verbunden. Über der Brekzie folgt Rauhwacke, die M. als Basis seiner darüberliegenden Zone der obern Brekzie, W. als ältestes Glied der verkehrten Gelbhorndecke bezeichnet. Letzterer nennt die Zone der obern Brekzie Flyschdecke. Das tektonisch höchste Glied im Aufbau des Ostschams bilden die Curvèrschiefer. Die Lagerstätte von Taspin liegt in der Zone der untern Brekzie (M.) bzw. in der verkehrten Basis der Gelbhorndecke (W.), nahe deren Stirn.

Im Zusammenhang mit der Vererzung wurde hier nur der stirnwärts gelegene Ausschnitt des Rückens der Gelbhorndecke, der zwischen Alp Taspin, Platta granda und Reischenbach liegt, näher untersucht (Fig. 1). Im folgenden werden in Rücksicht auf dessen geologische Karte die tektonischen Bezeichnungen Wilhelms beibehalten.

1. Petrographie des Nebengesteins.

Die Rückenpartie der Gelbhorndecke Wilhelms besteht im Gebiet der Lagerstätte aus folgenden Gesteinen:

Hangendes: Muttnerhornschiefer,

0—15 m Quarzit, Rauhwacke, Dolomit, Marmor, in kleinen unzusammenhängenden Partien,
bis 120 m grüner, grobkörniger Gneis (Taspinit),
bis 130 m polygene Brekzie (Taspinitbrekzie).

Liegendes: mehrere 100 m Kalkschiefer mit Marmor- und Quarzitbänken (Platta granda).

Da in dieser Stirnpartie sehr starke Auswalzung stattgefunden hat, wechselt die Mächtigkeit der Glieder außerordentlich.

Die Taspinitbrekzie: Da Alb. Heims Ausführungen über dieses Gestein (**26**, S. 388) im wesentlichen nichts hinzuzufügen ist, werden hier nur einige besonders das Gebiet von Taspin betreffende Beobachtungen angeführt.

Dort besteht die Brekzie aus folgenden Komponenten:

1. Taspinit, anderes Kristallin fehlt;
2. Marmor, grobkörnig, innen dunkel bis hellgrau, zuweilen grün;
3. Dolomit, dicht bis feinkörnig, im frischen Bruch dunkel- bis hellgrau, hie und da rot; Anwitterungsfarbe weiß, grau, gelb, hellbraun oder braunrot.

Die Größe der Komponenten ist außerordentlichen Schwankungen unterworfen. Größte und kleinste Trümmer können dicht nebeneinander liegen, so daß im Gebiet von Taspin in keiner Richtung eine Sortierung nach der Größe feststellbar ist. Als besonders große Einlagerung ist ein Dolomitblock von 7 m aufgeschlossener Länge und 2 m Mächtigkeit zu erwähnen, der in der steilen Erosionsrinne, die von Plaun Tischatscha gegen das Erzvorkommen 2 hinaufzieht, in der Brekzie liegt. Die größte homogene Kalkeinlagerung der Brekzie findet sich nahe dem Westufer des Taspiner Baches, 1940 m ü. d. M., in Form einer auf etwa 15 m Länge aufgeschlossenen Kalkbank von mehr als 4 m Mächtigkeit. Über dem Kalk setzt an scharfer Grenze die Brekzie mit großen Geröllen ein. Die Ausdehnung der Bank weist darauf hin, daß hier eine stratigraphische Einlagerung vorliegt; auch der vorerwähnte Block, der in einer stark gestreckten Zone liegt, ist wahrscheinlich ein verschleppter Teil einer solchen (**26**, S. 390).

Der Anteil der verschiedenen Komponenten an der Brekzie wechselt von Ort zu Ort; sowohl Partien, die sozusagen frei von Kristallin sind, als solche, bei denen die Kalkkomponenten stark zurücktreten, sind nebst allen Übergängen vorhanden. Das Bindemittel besteht entweder aus gelb anwitterndem Dolomit, aus Marmor oder aus Gneisgrus. Daneben tritt aber auch ein sandiges Gemisch von Karbonat mit Gneiskomponenten als Bindemittel auf.

Bei der Anwitterung werden Dolomit- und besonders Marmortrümmer leicht herausgelöst, während die Gneistrümmer resistent sind, so daß eine sehr unebene Oberfläche entsteht. Besonders extrem werden die Verhältnisse an Stellen, wo ständig etwas Feuchtigkeit über die Brekzienoberfläche hinuntersickert, da der Gneis hier bis 30 cm über den Kalk vorstehen kann.

Die Brekzie zeigt überall Anzeichen der Epimetamorphose. Die Kalke sind marmorisiert, Streckung der Komponenten zu linsenförmigen Körpern, verbunden mit Schieferung, Verknetung und Bildung von Serizithäuten ist stellenweise sehr intensiv. Im Bindemittel zeigt sich die Durchbewegung außer in einer Marmorisierung darin, daß sich der Gneisgrus in Zügen schlierenförmig um die groben Trümmer herumlegt. Das Alter der Brekzie wird von verschiedenen Autoren als liasisch angenommen (vgl. **26**, **77**, **74**).

Bei Punkt 2160.9 (Platta granda, Fig. 1) wird die Brekzie von einem hellgrünen, gneisartigen Gestein von 15—20 m Mächtigkeit unterlagert. Es ist grün, stark geschiefert und besteht zur Hauptsache aus Serizit und Quarz, untergeordnet treten Albit, zersetzter Biotit, etwas Orthoklas, Apatit, Karbonat und Pyrit auf. Das Karbonat ist stellenweise angereichert. Durch die feinkörnige Ausbildung unterscheidet sich das Gestein vom Taspinit. In der Nähe der überlagernden Taspinitbrekzie nimmt es jedoch gequetschte Linsen von grobkörnigem, grünem Taspinit auf, der große Individuen von albitisiertem Orthoklas führt, auch finden sich Trümmer von Karbonatgesteinen eingelagert. Diese Einlagerungen sowie die stellenweise intensive Karbonatanhäufung lassen diesen, die Brekzie unterlagernden „Gneis" als sandige, quarzitartige Fazies der Brekzie erscheinen. Gegen die unterliegenden Kalkschiefer ist er scharf begrenzt, ein Übergang konnte nicht beobachtet werden. Hier ist deshalb die tektonische Grenze zwischen dem Paket der Taspinitbrekzie und den unterlagernden Schiefern zu suchen. Die beschriebene, gneisartige Partie der Brekzie wird von Meyer (**37**) als verschleppte Partie des Rofnagneises aufgefaßt, während Wilhelm sie zur Brekzie zählt, zugleich aber einen stratigraphischen Übergang zu den unterliegenden Gesteinen (Tonschiefer usw.) annimmt. Hier wird sie mit Wilhelm als Glied der Brekzie betrachtet, das aber, im Gegensatz zu Wilhelm, durch eine Schubfläche von den liegenden Schiefern getrennt ist.

Der Taspinit ist ein Epigneis. Seinen Namen erhielt er von Alb. Heim; eine Spezialbezeichnung ist nötig, weil seine Äquivalenz zu andern Gneisen der Margnadecke noch nicht erwiesen ist. Da der Taspinit der Träger der Lagerstätte ist, muß seine Beschreibung etwas eingehender gehalten werden.

Das Gestein ist sehr grobkörnig; in einem hell- bis kräftiggrünen Grundgewebe sind große Feldspäte, milchig getrübte Quarze, Muskowit und zersetzter Biotit eingelagert. Die Feldspäte, die einen Hauptgemengteil darstellen, treten in wenig beanspruchten Partien zuweilen als fast idiomorphe, bis zu 5 cm lange Individuen auf, meist bilden sie aber gedrungene Linsen oder verschwommen begrenzte Brocken. Der Gneis ist stark gestreckt, die ursprüngliche Textur ist im Wald nördlich unterhalb Tischatscha am besten erhalten, in den hangenden Teilen der Taspiniteinlagerung ist die Streckung am intensivsten.

Am Nordrand von Plaun Pali findet sich eine offenbar durch Transgression aufgearbeitete Zone im Dach des Taspinits. Auf der Anwitterungsfläche erkennt man große, gerundete und eckige Gneistrümmer, die bis 30 cm Durchmesser erreichen können, in einem aus grobkörnigem Gneisgrus (Arkose) bestehenden Bindemittel eingelagert. Auf dem frischen Bruch ist keinerlei Unterschied zwischen Bindemittel und Geröll erkennbar, Karbonatkomponenten fehlen. Eine ähnliche Ausbildung tritt am Kontakt des Gneises mit der liegenden Brekzie im Wald zwischen dem Wege Tischatscha—Ciß und dem Sträßchen auf. Die Grenze dieser Partien gegen den nicht aufbereiteten Gneis ist unscharf.

Nördlich des Piz La Tschera, zwischen Mutta und Tschananca, liegt eine analoge Gneislinse der Taspinitbrekzie auf. Am Fuß des Piz La Tschera ist sie relativ mächtig, um gegen Bavugls zu einer dünnen Schale auszuflachen. In dieser ganzen Masse ist die erwähnte psephitische Struktur überall erkennbar, zudem sind in dem, im übrigen monogenen Konglomerat vereinzelte Karbonatgerölle eingelagert. In bezug auf dieses Vorkommen ist Wilhelm beizupflichten, der den ganzen Taspinitgneis als eine „arkoseartige Partie der im übrigen polygenen Brekzie" auffaßt. In bezug auf den Gneis bei Taspin kann aber diese Erklärung nicht durchgehend angewendet werden. Wenn auch im Hangenden und im Liegenden des Gneises diese Struktur vereinzelt auftritt, so sind doch, besonders nördlich Plaun Tischatscha und am Sträßchen wenig unterhalb Tischatscha, Aufschlüsse vorhanden, die das Gestein als stark dislokationsmetamorphen Orthogneis charakterisieren.

Die Grenze Gneis—Brekzie ist scharf ausgeprägt, eine Anreicherung der Gneisgerölle in der Brekzie gegen die Grenze hin läßt sich nicht feststellen, nur bei Vorkommen 2 führt die Brekzie

hart an der Grenze ausnehmend große Gneisblöcke. Das Auftreten aufgearbeiteter Zonen an der Grenze Gneis—Brekzie (z. B. unterhalb des Weges Alp Ciß—Plaun Tischatscha), sowie das Fehlen tektonisch eingeschleppter Fetzen anderer Gesteine an der Grenze lassen erkennen, daß die Brekzie dem Gneis transgressiv aufgelagert, die Lagerung der Gesteine demnach eine verkehrte ist. Diese Ansicht wird unterstützt durch den Gneis von Mutta, der die Aufarbeitung am Kontakt mit der Brekzie in viel ausgesprochenerem Maße zeigt.

Mikroskopische Beschreibung des Taspinits. Der Orthoklas tritt in lappigen, randlich stark getrübten Resten im Kern der bei makroskopischer Betrachtung als „Feldspäte" bezeichneten Gebilde auf. Im ursprünglichen Gestein war er Hauptgemengteil, durch Albitisierung wurde er jedoch weitgehend verdrängt. Die Auslöschung der Orthoklasreste ist meist fleckig; der Orthoklas ist von Albit in kleinen rundlichen, meist verzwillingten Individuen, zusammen mit etwas Quarz und Serizit umsäumt und durchsiebt. Viele Orthoklase sind völlig in Schachbrettalbite umgewandelt. Die verdrängten Feldspäte sind von senkrecht zur Streckungsrichtung verlaufenden, mit Grundgewebe verheilten Rissen durchsetzt, die auf der Anwitterungsfläche des Gesteins auch makroskopisch deutlich sichtbar werden.

Der Albit tritt in einer ältern und einer jüngern, während der Metamorphose neugebildeten Generation auf. Der seltene vormetamorphe Albit bildet nur kleine Individuen, die sich vom neugebildeten, klaren Albit durch die starke Durchsetzung mit Serizit unterscheiden. Der positive optische Charakter und die Größe des Achsenwinkels ($Vn\gamma = 79—82^0$) zeigen, daß es sich um praktisch reinen Albit handelt.

Der Quarz tritt gegenüber den Feldspäten zurück. U. d. M. zeigt er sich als grobkörniger Trümmerquarz und als feinkörnige Komponente des Grundgewebes. Als Folge der Kataklase wurden außer undulöser Auslöschung und Mörtelkranzbildung Böhmsche Streifung und Scherflächen beobachtet. Die Trümmerquarze zeigen oft isometrische Umrisse; an stark beanspruchten Stellen sind sie aber zu Linsen ausgezogen. Andere wurden zu Schwärmen von Trümmern, die getrennt im Grundgewebe schwimmen, auseinandergerissen. Ausnahmsweise finden sich Quarze mit unversehrten buchtigen Resorptionsrändern. Als Eigenheit des Quarzes ist zu erwähnen, daß er, auch da wo keine Vererzung stattgefunden hat, von Schlieren und Zügen von Flüssigkeitseinschlüssen durchzogen ist, die bei starker Vergrößerung an der beweglichen Libelle erkennbar sind.

Der Muskowit ist in linsenförmigen Nestern und einzelnen Schuppen im Grundgewebe zerstreut oder mit den übrigen Gemengteilen vergesellschaftet.

Häufig auftretender, zersetzter Biotit von hellgrüngelber bis braungelber Farbe stellt einen typischen Gemengteil dar. Die Spaltbarkeit ist gut erhalten, der Pleochroismus weicht dagegen von dem des Biotits ab ($n\gamma$ schwach hellgrün, $n\alpha$ farblos). Auffallend sind die reichlich vorhandenen Sagenitgewebe. Unzersetzter Biotit ist nur spärlich, z. T. in Quarz eingeschlossen, erhalten geblieben.

An Akzessorien sind vorhanden: Kalzit in lappigen oder rundlichen Körnern (das Gestein braust schwach in Berührung mit HCl), eisenreiches Karbonat, meist idiomorph, durch Zersetzung braun bis fast opak, Apatit und Zirkon, meist mit dem zersetzten Biotit vergesellschaftet, Turmalin in einzelnen feinen Nädelchen (selten).

Das Grundgewebe wird durch Serizit, feinkörnigen Quarz und Feldspäte in wechselndem Mengenverhältnis gebildet. Serizit ist am häufigsten, dann folgt der Quarz, die übrigen Gemengteile sind untergeordnet. Der Serizit bildet einen dichten Filz, dem die übrigen Gemengteile eingelagert sind. Die Intensität der grünen Farbe, die das Grundgewebe makroskopisch zeigt, steigt mit dessen Serizitgehalt. Die Feldspäte des Grundgewebes sind oft so weitgehend serizitisiert, daß die Zugehörigkeit der lappigen, zwischen Seriziten eingelagerten Feldspatreste zu einem größern Individuum nur noch an der gemeinsamen Auslöschung erkannt werden kann. An groben Gemengteilen zeigen sich häufig Streckungshöfe.

Die mikroskopische Untersuchung zeigt, kurz zusammengefaßt, die heteroblastische, ausgesprochen blastoporphyrische Struktur des Taspinits. Das Gestein ist kräftig ausgewalzt; die Gemengteile haben eine kräftige Kataklase erfahren, die aber, besonders im Grundgewebe, gefolgt war von einer Rekristallisation. Der Orthoklas wurde weitgehend albitisiert und serizitisiert. Das Gestein ist als Ortho-Alkalifeldspatgneis, der stellenweise transgressiv zur Brekzie aufgearbeitet wurde und der eine intensive Epi-Dislokationsmetamorphose erfahren hat, zu bezeichnen.

Es ist noch eine von der gewöhnlichen abweichende Ausbildung des Gneises zu erwähnen. Zwischen P. 2380 und Plaun Pali fehlt dem Gneis das grüne Grundgewebe. Makroskopisch sind nur Feldspat und Muskowit erkennbar. U. d. M. erweist sich ersterer als Oligoklas (30 % An, 2 $V n\gamma = 96^0$). Er ist stets nach dem Albitgesetz verzwillingt und enthält spärliche Seriziteinschlüsse, einzelne Individuen sind mit Quarz durchsiebt. Orthoklas und Quarz sind untergeordnet, Muskowit häufig. Ein Grundgewebe fehlt, die Feldspäte berühren sich. Als Akzessorien sind Kalzit, Apatit und Zirkon vorhanden. Der zersetzte Biotit fehlt. Das Gestein, das nicht scharf vom normalen Taspinit abgegrenzt werden kann, stellt möglicherweise eine kleine, etwas basischere Einlagerung dar; vielleicht handelt es sich bloß um eine Partie des oben erwähnten, aufbereiteten Gneises.

Die Gesteine zwischen Taspinit und Bündnerschiefer. Über dem Gneis findet sich eine ganze Reihe wenig mächtiger Reste von Quarzit, Rauhwacke, Dolomit und Marmor.

Zwischen P. 2380 und Plaun Pali ist folgendes Profil aufgeschlossen:

Oben	2,0 m	Kalkmarmor,
	0,6 m	Dolomit,
	0,3 m	Kalkmarmorlinse, 6 m lang,
	0,5 m	Dolomit,
	0,2 m	Kalkmarmorlinse, 3,5 m lang, Mächtigkeit unregelmäßig,
	4,1 m	Dolomit, gelb anwitternd,
	5,8 m	Quarzit mit Karbonat,
	0,4 m	grobkörniger Quarzit (Korndurchmesser bis 2 cm),
	3,2 m	grobes Basiskonglomerat mit gutgerundeten Quarzgeröllen (Durchmesser bis 11 cm),
		Karbonattrümmer fehlen,
		unmittelbarer Kontakt verdeckt,
		Taspinit.
	17,1 m	

Das Profil zeigt eine der penninischen Trias ähnliche, einfache Ausbildung.

Weitere Dolomit-Marmor-Bänke liegen am Taspiner Bach bei Erzvorkommen 3 und bei Madignas. Basisbrekzie und Quarzit sind dort aber nicht aufgeschlossen. Der Dolomit wittert wie auf Plaun Pali gelbbraun an und tritt nach oben mit dem bläulichen, feinkristallinen Marmor in Wechsellagerung. Der Marmor führt oft dünne Bänke und Schnüre von Dolomittrümmern, die ihm ein brekziöses Aussehen verleihen. Am Hang zwischen Madignas und Reischenbach treten über dem Gneis weitere, 10—12 m mächtige Marmor- und Dolomitbänke auf, die deutlich brekziös und zum Teil sehr bunt zusammengesetzt sind (rote, braune, gelbe Dolomite, Marmor).

Die Rauhwacke nimmt keine einheitliche Stellung ein. Südlich der Alphütte von Taspin und bei Madignas liegt sie in dünnen Fetzen dem Taspinit auf. Sie ist hellgelb und stark kalkhaltig. Lokal ist der Quarz angereichert, so daß ein karbonatreicher Quarzit an Stelle der Rauhwacke tritt. Sie führt auch hellgrüne Serizitschieferblättchen, die dicht mit Turmalin durchsetzt sind. Südlich von P. 2380 tritt an Stelle der Rauhwacke Gips. Die im Tobel des Reischenbaches bei der Brücke anstehende Rauhwacke ist vom unterliegenden Taspinit durch eine Marmor-Dolomit-Bank getrennt, führt aber trotzdem bis 0,6 m große Gneistrümmer. Südlich von Plaunatsch liegt die Rauhwacke unmittelbar der Taspinitbrekzie auf.

2. Tektonik.

Das allgemeine Streichen der untersuchten Zone verläuft EW. Gegen E sinkt sie axial ab. Aus der Gegend von Bavugls steigt ihr wichtigstes Glied, die Taspinitbrekzie, gegen Taspin hin an, erreicht auf der Höhe von P. 2380 den Scheitel und sinkt weiter nördlich steil gegen den Reischenbach ab.

Im Rücken des Stirnlappens, besonders im Tobel des Reischenbaches, herrscht eine derartige Verschuppung der Gesteine, daß es schwer hält, zu einer Vorstellung über den Gebirgsbau zu kommen.

Die Taspinitbrekzie ist, wie schon erwähnt, der unterliegenden Marmor- und Tonschieferserie aufgeschoben. Nördlich von Plaun Pali tritt sie längs einer NE verlaufenden Linie unter dem Taspinit von P. 2380 hervor, geht weiter nördlich in N-Fallen über, um bei Plaun Tischatscha wieder unter Gneis einzustechen (Fig. 1).

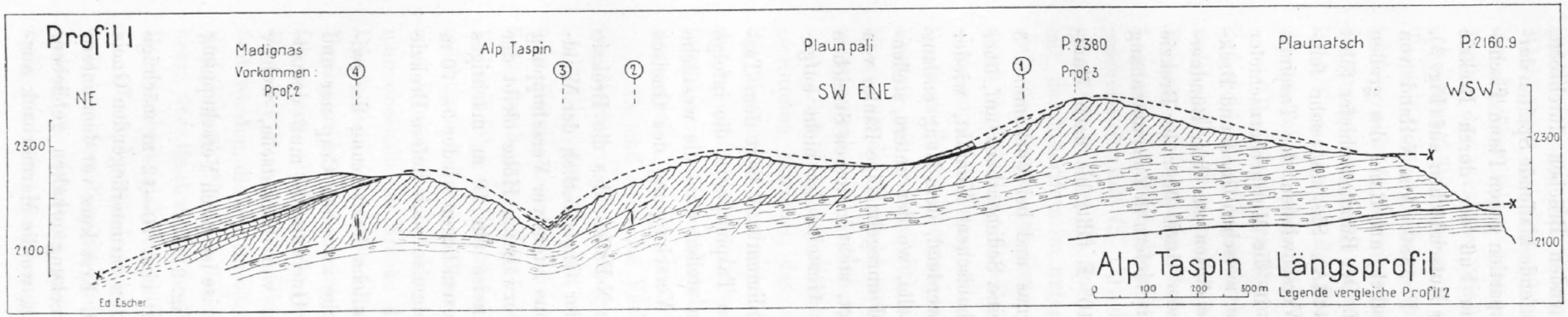

Profil I
Madignas
Vorkommen:
Prof. 2
Alp Taspin
Plaun pali
P. 2380
Prof. 3
Plaunatsch
P. 2160.9
NE
SW ENE
WSW
2300
2100
Alp Taspin Längsprofil
0 100 200 300 m
Legende vergleiche Profil 2
Ed. Escher

Fig. 2a

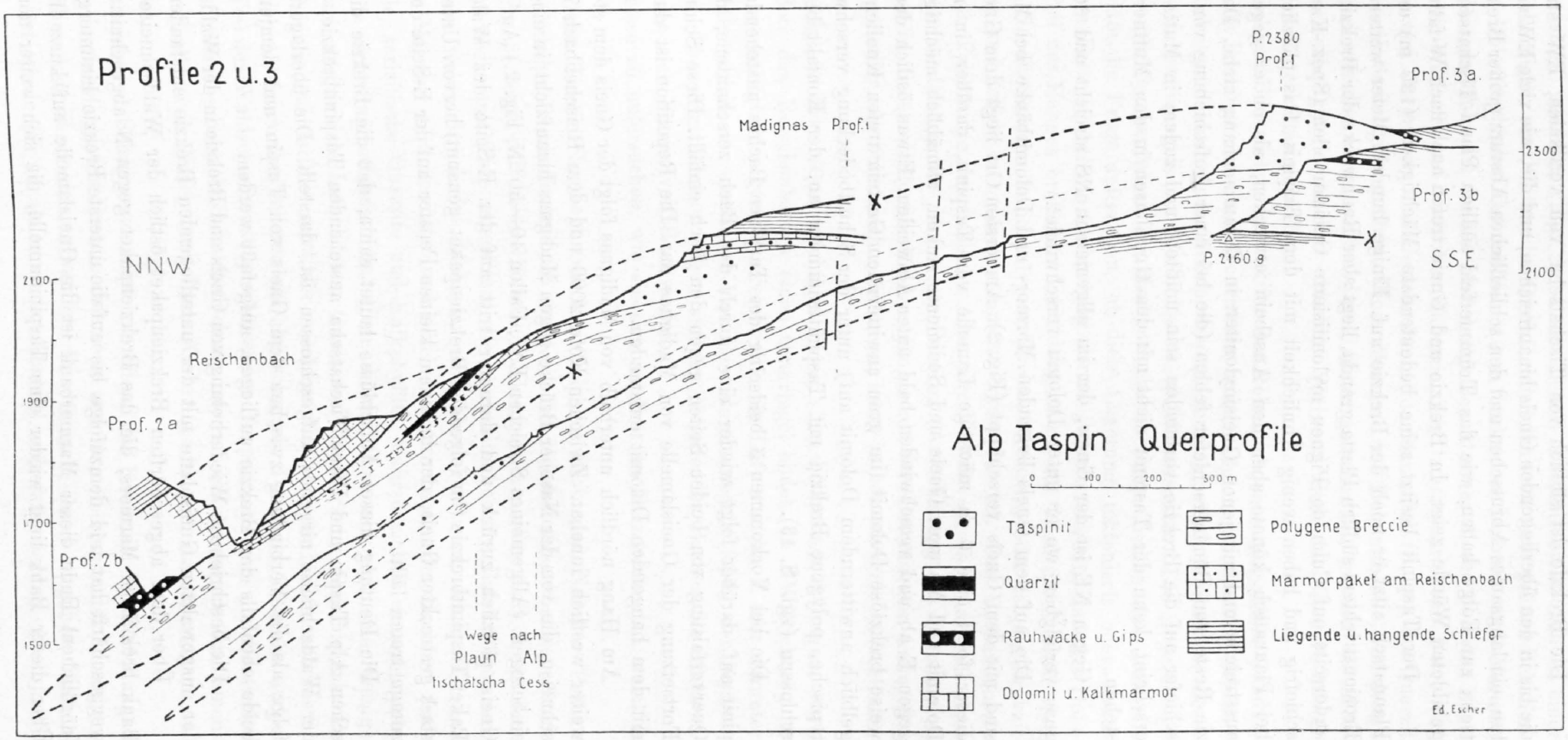

Profile 2 u. 3
P. 2380
Prof. 1
Prof. 3a.
Madignas
Prof. 1
Prof. 3b
P. 2160.9
NNW
SSE
2300
2100
Reischenbach
Prof. 2a
Prof. 2b
1900
1700
1500
Wege nach
Plaun Alp
Ischatscha Cess
Alp Taspin Querprofile
0 100 200 300 m
Taspinit
Quarzit
Rauhwacke u. Gips
Dolomit u. Kalkmarmor
Polygene Breccie
Marmorpaket am Reischenbach
Liegende u. hangende Schiefer
Ed. Escher

Fig. 2b

Die Brekzie ist südlich von Tischatscha von vertikalen, EW streichenden Brüchen durchsetzt, die bis in den überliegenden Gneis hinaufreichen, und die, wie viele EW verlaufende klaffende Spalten dartun, ein langsames Abrutschen und den schließlichen Absturz großer Brekzienpartien gegen Plaun Tischatscha zur Folge haben, wie das Trümmerfeld südlich Plaun Tischatscha am Fuß der durch Brekzie gebildeten Wände zeigt. In Brekzie und Gneis treten auch flach W-fallende Rutschflächen auf (Fig. 3).

Der Taspinit besitzt seine bedeutendste Mächtigkeit (120 m) unter P. 2380. Am N-Rand von Plaunatsch sitzt er noch der Brekzie auf. Einige hundert Meter weiter westlich, am Rand des großen Erosionstrichters südlich Platta granda, liegt aber Rauhwacke der Brekzie auf. Der Bündnerschiefer führt anderseits auf Culm de Pigneu mylonitisierte Gneislamellen (Spez.-Karte 114A). Sie sind sehr feinschiefrig und haben wenig Ähnlichkeit mit dem Taspinit. Das plötzliche Verschwinden des Taspinits bei Plaunatsch könnte aber den Anschein erwecken, als ob er gegen S in die Muttnerhornschiefer ausstreiche und mit jenen Gneismyloniten in Zusammenhang stehe. Da aber zwischen Gneis und Brekzie Reste von Bündnerschiefer fehlen (die bei einer Aufschiebung von Gneislinsen aus dem Bündnerschiefer auf die Brekzie vorhanden sein müßten) und zudem in Mutta wieder Gneis über der Brekzie erscheint, kann der Taspinit nicht mit den Gneislinsen in den Muttnerhornschiefern in Zusammenhang stehen.

Gegen NE ist der Gneis, der im allgemeinen NS streicht und 30—40° E fällt, bis nach Madignas verfolgbar, wo er unter Dolomit verschwindet.

Die auf dem Gneis liegenden Marmor- und Dolomitbänke bei Madignas und bei Vorkommen 3 sind mit dem Gneis verschuppt (Fig. 2). Am ersten Ort liegt dem Gneis eine Sedimentbank auf, über dieser folgt eine 6 m mächtige Lamelle von Taspinit, darüber, in mechanischem Kontakt, wieder Dolomit und Marmor. Gneis und Sedimente sinken, allmählich mächtiger werdend, dem Hang entlang gegen E ab und verschwinden bald unter Alpweiden. Etwas östlich der Stelle, wo der untere, stellenweise brekziöse Dolomit (im grau anwitternden Gestein treten Knollen und unregelmäßige Bänke von gelblich anwitterndem Dolomit auf) unter der Schuttbedeckung verschwindet, steht in dessen Streichen typische, polygene Brekzie mit Taspinittrümmern an, der Kontakt beider Gesteine ist nicht aufgeschlossen (vgl. S. 13).

Die bei Vorkommen 3 beidseitig des Taspiner Baches anstehende Sedimentbank liegt dem Taspinit auf, darüber folgt wieder eine durch den Bach zerschnittene, dünne Taspinitplatte, die infolge Querverfaltung von beiden Seiten gegen den Bach einfällt. Diese Schuppen stellen wohl die westliche Fortsetzung der Gneislamelle von Madignas dar. Die Repetition ist durch Verschuppung des Gneises mit dem hangenden Dolomit entstanden.

Am Hang nördlich unterhalb von Madignas folgt der Gneis dem steilen N-Fallen, das die Brekzie weiter westlich innehat. Zwischen Kote 2000 und dem Reischenbach ist der Gneis östlich der Waldschneise, die von der Nascher Brücke gegen Madignas hinaufzieht, in eine Zone intensiver Verschuppung einbezogen. (Allgemeines Streichen EW, Fallen 40—50° N, Fig. 2.) Auf der erwähnten Höhe bleibt der Gneis plötzlich zurück und darunter tritt auf der E-Seite der Waldschneise ein 10 m mächtiges Paket Taspinitbrekzie (im folgenden Brekzienpaket genannt) hervor. Unter diesem liegen wieder 5—10 m stark gestreckter Gneis, der in einem kleinen Fenster auf der E-Seite der Schneise noch tiefere Brekzie zutage treten läßt.

Die Deutung dieser Aufschlüsse lautet dahin, daß die Brekzie die östliche Fortsetzung der zwischen Alp Taspin und Plaun Tischatscha anstehenden Taspinitbrekzie, welche zwischen Crap ner und der Waldschneise nirgends aufgeschlossen ist, darstellt. Die überlagernde Gneislamelle muß demzufolge als die Verbindung zwischen dem Gneis von Taspin und demjenigen von Tischatscha, welche beide ebenfalls der Brekzie aufliegen, aufgefaßt werden.

Die beschriebene Wiederholung von Gneis und Brekzie in der Waldschneise ist durch Verschuppung der ausgewalzten Gneisplatte mit der unterliegenden Brekzie entstanden (Fig. 2).

Über dem abgeschürften Brekzienpaket östlich der Waldschneise liegt eine 10—12 m mächtige Bank brekziösen Marmors, die das Brekzienpaket gegen N abgeschnitten, den darunterliegenden Gneis weggeschürft hat und demzufolge bis auf die unterste Brekzie hinuntergreift. Erst kurz vor dem untern (nördlichen) Ende dieser Marmorbank ist die Gneislamelle auf kurze Erstreckung erhalten geblieben. Über dieser Bank liegt wieder eine Taspinitlamelle, die sich weiter nördlich, wo die Marmorbank aus-

gekeilt ist, mit der tiefern Gneislage vereinigt (Fig. 2). Über diesem Taspinit stellt sich in einer Mächtigkeit von zirka 20 m feinkörniger, serizitführender Quarzit mit Schmitzen eines grünen Schiefers ein. Darüber folgen 2 m tonige Dolomitschiefer und endlich 10 m brekziöser Dolomit und Marmor, ähnlich der erwähnten, tiefern Marmorbank. Im weißen und hellgelben Marmor dieser obersten Bank schwimmen Trümmer von gelbem, braunem und blutrotem Dolomit. Die letztbeschriebene Folge von Taspinit-Quarzit-Schiefer-Dolomit und Marmor ist ähnlich dem Profil von Plaun Pali (S. 10), der Quarzit ist hier aber feinkörniger und durch Serizit grün gefärbt. Diese Marmor- und Dolomitbänke, von denen die untere dem Gneis aufliegt und von der obern wieder durch Gneis getrennt ist, müssen als nördliche Fortsetzungen der Bänke von Madignas betrachtet werden. Während dort der Quarzit infolge Ausquetschung fehlt, ist er hier z. T. erhalten geblieben.

Über der obern Marmor-Dolomit-Bank folgt, am S-Ufer des Reischenbaches (gegenüber Gandus) aufgeschlossen, Taspinitbrekzie. Im Bachbett zwischen Tschentaner und Gandus ist nur Brekzie sichtbar, welche die 500 m weiter westlich noch anstehende Schuppenzone verdeckt. Das Verhältnis dieser Brekzie zur obersten Marmorbank ist mangels an Aufschlüssen nicht erkennbar. Die gegenseitige Lagerung ist aber dieselbe wie die hangaufwärts bei Madignas beobachtete: östlich des Dolomits erscheint Brekzie (S. 12); dies läßt die Frage auftauchen, ob diese Lagerung tektonisch oder stratigraphisch bedingt sei. Im letztern Falle könnte die Verbindung derart gedacht werden, daß der Dolomit, der besonders im untern Teil des Hanges brekziöse Ausbildung zeigt, ein Glied der Brekzie darstellt und durch Aufnahme von Gneistrümmern in die polygene Brekzie übergeht, oder daß die Brekzie durch Aufarbeitung des Dolomits und Zufuhr von Gneistrümmern entstanden ist. Das Vorhandensein eines normalen Triasprofils (Plaun Pali) sowie das liasische Alter der Brekzie sprechen im Fall eines kontinuierlichen Überganges Dolomit—Brekzie für die zweite Deutung (Aufarbeitung des Dolomits zu Brekzie mit Gneiszufuhr), da nur in diesem Falle die Brekzie jünger als der Dolomit sein kann. Die Frage, ob der Kontakt stratigraphischer oder tektonischer Natur sei, kann jedoch mangels Aufschlüssen nicht entschieden werden.

Über der Taspinitbrekzie folgt ein zirka 60 m mächtiges Paket eines hellgrauen, körnigen, stark zerrütteten Marmors, das im Bett des Reischenbaches einen Querriegel bildet. In EW-Richtung ist der Marmor nur auf zirka 500 m verfolgbar, gegen W streicht er in die Luft aus, im E tritt darunter die erwähnte Brekzie hervor, während sie am westlichen Fuß des Marmorriegels fehlt, der Marmor liegt hier einer Gneislamelle auf. Über dem Marmor folgen auf der N-Seite des Baches die Muttnerhornschiefer, an der Grenze finden sich Fetzen von Rauhwacke.

Es sind noch die Verhältnisse zu untersuchen, wie sie sich im Bett des Reischenbaches westlich des Marmorriegels darbieten:

Über dem Taspinit von Plaun Tischatscha liegt zwischen Taspiner Bach und Nascher Brücke eine Marmor-Dolomit-Bank von ähnlicher Beschaffenheit wie sie die in der Waldschneise über dem Gneis liegenden besitzen. Das Profil (Fig. 2) zeigt, daß beide Bänke einander gleichzustellen sind. Über dem Dolomit folgt im Bachtobel Rauhwacke mit Taspinitgeröllen, die ihrerseits bei der Brücke von dem mächtigen hellgrauen Marmor, der weiter östlich das Bachbett quert, überlagert wird. An der Grenze sind Rauhwacke und hangender Marmor stark zerrüttet und miteinander verknetet. Im Bachbett trifft man oberhalb der Brücke dunkle, serizitische Quarzite und Kalkphyllite, wahrscheinlich eingeschuppte Bündnerschiefer, deren Liegendes nicht aufgeschlossen ist. Über diesen Gesteinen folgt eine, wenige Dezimeter bis 1 m mächtige, stark ausgewalzte Lamelle von Gneis und darüber eine Dolomitbank. Es folgen eine Gneislamelle und Dolomit und darüber setzt der mächtige Marmor vom N-Ufer auf das S-Ufer des Baches über. Die beiden Gneislamellen müssen als abgeschuppte Teile des Taspinits aufgefaßt werden, die den im obern Teil der Waldschneise aufgeschlossenen Taspinitschuppen gleichzustellen sind (Fig. 2). Nördlich des Reischenbaches herrscht Schuttbedeckung vor, so daß der engere Zusammenhang der Rauhwacke und der Kalke von Nasch (vgl. Spez.-Karte 114 A) mit den Gesteinen am Reischenbach nicht ersichtlich ist.

Zum Verständnis der beschriebenen Schuppenzone ist vor allem die Kenntnis der Beziehungen zwischen dem Taspinit und der darunterliegenden Brekzie einerseits und den überlagernden Quarziten, Dolomiten, Marmoren und Rauhwacken anderseits notwendig. Die Grenze Gneis—liegende Brekzie muß, wie schon auseinandergesetzt wurde (S. 9), als normaler Kontakt aufgefaßt werden. Nun findet

man aber im Hangenden des Gneises ein scheinbar normales Triasprofil und weitere Sedimentauflagerungen. Durch die dem Gneis aufliegende Basisbrekzie (Quarzit) werden die Dolomite und Marmore als das normale Hangende des Taspinits ausgewiesen. Dieser hat also sowohl zum Liegenden als auch zum Hangenden normale, stratigraphische Übergänge, es kann sich somit nicht um eine normalgelagerte, den Dolomit von Plaun Pali und die Taspinitbrekzie umfassende Serie handeln. Für die Annahme, daß nur der eine der beiden Übergänge vom Gneis zu den liegenden und hangenden Gesteinen ein stratigraphisch normaler sei, der andere aber eine durch Überschiebung geschaffene Konvergenzerscheinung darstelle, finden sich zu wenig Anhaltspunkte. Die Beobachtungen zwingen zur Annahme, daß der Taspinit der Kern einer ausgequetschten, liegenden, nach N gerichteten Stirnumbiegung des Brekzienpaketes sei. Da der liegende Schenkel viel mächtiger ist als der hangende, welcher nur wenig nach S zurückgelegt ist, wird die Erscheinung besser als Rückfaltung, verbunden mit einer intensiven Auswalzung des verkehrten Stirnlappens, bezeichnet. Bei dieser Lösung entsprechen sich die liegende Taspinitbrekzie und die südlich Gandus aufgeschlossene, über der Schuppenzone liegende polygene Brekzie, und sie sind über die Stirn der Decke im Tobel des Reischenbaches zu verbinden. Taspinit, Quarzit und die nicht brekziösen Dolomite und Marmore sind dann als Liegendes der Brekzie aufzufassen, dazu gehört auch das Basiskonglomerat von Plaun Pali. Die Brekzie, welche jünger ist als die genannten Gesteine, transgrediert bis auf den Gneis hinunter und ist durch (orogene?) Aufarbeitung der genannten Serie entstanden. Damit stehen Beobachtungen Wilhelms (**76**, S. 10), wonach weiter im S (Surcrunas) Rauhwacke in die Brekzie aufgearbeitet wurde, im Einklang. Die oben angeführte Erklärung führt auch zum Verständnis des Auftretens von monogenen Aufbereitungszonen an der liegenden und hangenden Grenze des Taspinits und des Fehlens dieser Ausbildung im Innern der Gneismasse. Der Gneis stellt eine abgeschürfte Schuppe der Gneisunterlage dar, auf welcher die Trias und später die Liasbrekzie transgredierte, wobei die Gneisoberfläche aufgearbeitet wurde. An der Deckenstirn wurde das mit der Aufbereitungszone abgeschürfte Gneispaket umgebogen und so stark ausgewalzt, daß im Innern des Gneises nichts mehr von Umbiegung zu beobachten ist. Die Aufbereitungszone erscheint nun aber im Liegenden und im Hangenden.

Die Eingliederung des mächtigen Marmorpakets, das den Riegel am Reischenbach bildet, sowie der Kalke und der Rauhwacke von Nasch in dieses Schema, bereitet infolge der schlechten Aufschlußverhältnisse in dieser Gegend Schwierigkeiten. Da der erstgenannte Marmor über der rückgefalteten Brekzie liegt, könnte vielleicht an einen Zusammenhang desselben mit der bei Platta granda unter der Taspinitbrekzie liegenden Serie von Marmoren, Schiefern usw. über die Stirnumbiegung der Taspinitbrekzie gedacht werden.

Ein Übergang der beschriebenen Gesteine zu den hangenden Muttnerhornschiefern konnte nicht beobachtet werden, dagegen ist überall mit der Annäherung an diese eine Verstärkung der Auswalzung und eine intensive Verschuppung der mit der Taspinitbrekzie vergesellschafteten Gesteine zu beobachten (Reischenbachtobel). Zusammen mit dem plötzlichen Gesteinswechsel spricht dies dafür, daß zwischen Muttnerhornschiefern und den mit dem Taspinit vergesellschafteten Gesteinen eine tektonische Hauptfläche durchgeht.

Am schwierigsten ist die Eingliederung der Rauhwacke, die im Gebiet von Taspin nur in Fetzen von geringer Mächtigkeit, weiter südlich aber zusammen mit Gips in mächtigen Massen auftritt, ebenso bei Nasch. Da die Rauhwacke in verschiedenen tektonischen Horizonten auftritt, südlich von Plaunatsch über der Taspinitbrekzie, bei Taspin auf dem Gneis und endlich über und unter dem Marmorpaket am Reischenbach, liegt die Vermutung nahe, daß sie tektonisch verschleppt und mit der Schuppenzone verknetet ist. Dafür spricht der Umstand, daß nirgends in der Brekzie aufbereitete Rauhwacke gefunden wurde, und daß sie dem normalen Triasprofil von Plaun Pali fehlt.

Zusammenfassend gilt für die Geologie des Gebietes von Taspin: Das verkehrt gelagerte, von Wilhelm zur Gelbhorndecke gerechnete Schichtpaket der Taspinitbrekzie ist an der Stirn am Reischenbach nach oben zurückgebogen und stark ausgewalzt. Der Kern der Umbiegung ist durch Taspinit gebildet. Im hangenden Schenkel sind noch Reste der normalen Triasdecke des Gneises erhalten geblieben, während im Liegenden die transgressiv aufgelagerte, jetzt verkehrt liegende Taspinitbrekzie folgt. Die Überschiebung der Muttnerhornschiefer bewirkte eine starke Auswalzung und

Verschuppung des Taspinits mit den ihm zugehörigen Sedimenten. Die Rauhwacke ist an verschiedenen Orten in kleinen Fetzen tektonisch eingequetscht.

Die Beobachtungen, die zur angeführten Auffassung über den Bau des Gebietes von Taspin führten, wurden bei dessen eingehender Untersuchung und bei einigen Begehungen zwischen Taspin und Piz Alv gesammelt. Daß trotz diesem, im Verhältnis zur Ausdehnung und Kompliziertheit des Ostschams, geringen Umfang des untersuchten Ausschnittes eine Erklärung der lokalen Komplikationen versucht wurde, liegt darin begründet, daß sich diese Gesteine deutlich von den hangenden und liegenden Schiefern unterscheiden lassen, daß sie von diesen durch tektonische Flächen getrennt sind und unter sich Beziehungen aufweisen.

c) Vererzung.

1. Das äußere Bild der Lagerstätte.

Die Vererzung hat nur den Gneiskern erfaßt und von diesem hauptsächlich den zwischen Madignas und Plaunatsch gelegenen mächtigsten Teil. Die Lagerstätte läßt sich in sechs Vorkommen unterteilen, von denen die vier bedeutendsten in der erwähnten Partie liegen, während zwei auf den Gneis der Schuppenzone am Reischenbach entfallen. Alle Erzpunkte sind durch alte Abbaue gekennzeichnet, in ( ) sind die Bezeichnungen der Vorkommen die Selb (**53**) 1810 in seiner Beschreibung anführt, angegeben. Von W nach E sind folgende Vorkommen zu unterscheiden:

Vork. 1 (6), 2230 m ü. d. M., auf dem Grat der von P. 2380 nach N hinunterzieht, wenige Meter über der Grenze Gneis—Brekzie. Das Vorkommen besteht aus einem zerrissenen, konkordanten, erzarmen Barytgang, der sich im Streichen auf etwa 80 m verfolgen läßt. Die Mächtigkeit beträgt 0,2—0,3, ausnahmsweise 1 m. Der Baryt ist auf der ganzen Lagerstätte körnig ausgebildet, blättrige Ausbildung ist nur spärlich, reliktartig, zu finden; überall ist der Gang von vertikalen, EW-streichenden, kleinen Brüchen durchzogen. Erze: spärliche Mengen von Bleiglanz mit etwas Fahlerz und Pyrit bilden mit Quarz zusammen wenige Millimeter breite, konkordante, sich ablösende Schnüre im Baryt.

Der Gang wurde auf der ganzen Länge oberflächlich bearbeitet, nur in der mächtigsten Partie findet sich ein kleiner Stollen. In der Nähe steht die Ruine einer Scheidehütte.

Vork. 2 liegt ungefähr in der Mitte zwischen 1 und den Alphütten von Taspin, am N-Rand des obern Teils des Gneiskerns. Eine kleine Gneisschuppe, in welcher das Vorkommen liegt, sticht hier von oben her in das unterliegende Konglomerat ein.

Vork. 2a (5). Das Pb-Vorkommen liegt im obern Teil der erwähnten Schuppe, 2190 m ü. d. M. Der kräftig grüne Gneis fällt 25° E. Die spärliche Vererzung hat eine 1,5 m mächtige, konkordante Zone, die im Fallen auf 20 m verfolgbar ist, ergriffen. Sie ist von einem konkordanten, 5—10 cm mächtigen, zu Linsen ausgequetschten Barytgang und weitern, unzusammenhängenden Barytschmitzen, die von Bleiglanz, Fahlerz, etwas Kupferkies und Pyrit begleitet sind, durchsetzt. Die Erze sind außerdem dem Gneis in Einzelkörnern eingesprengt, zuweilen treten auch diskordante Erzschnüre auf. Im Hangenden der erwähnten Zone findet sich eine weitere, schwache Barytimprägnation mit etwas Erz.

Das Vorkommen ist durch zwei NS verlaufende, hart nebeneinander liegende, kurze Stollen angefahren worden, die Vererzung reicht aber nicht einmal bis zum S-Ende des längern, 22 m tiefen Schurfes; die Imprägnation ist somit sehr unbedeutend. Nördlich des Abbaues liegen die Ruinen zweier Scheidehütten.

Vork. 2b. Im untern Ende der erwähnten Gneisschuppe liegt an einer kleinen Felswand die einzige relativ größere Anreicherung von Kupfererzen. Das Hauptmineral ist Baryt, dazu treten Kupferkies, Bornit, Fahlerz, Pyrit und etwas Bleiglanz. Der Baryt bildet, wie das Nebengestein, einen stark gequetschten, um die Seigerstellung pendelnden Gang, der 30° W streicht und diskordant zum Nebengestein liegt. Er ist in senkrechter Richtung auf etwa 20 m, bis etwa 2 m über die Grenze Gneis—Konglomerat, verfolgbar; nach oben streicht er in die Luft aus. Das Verhalten des Ganges zum Konglomerat kann wegen der Schuttbedeckung nicht beobachtet werden, das Fehlen jeglicher Schürfung an der Grenze läßt jedoch darauf schließen, daß der Gang nicht in das Konglomerat hinuntersetzt. Das Vorkommen 2a muß, obschon der Zusammenhang nicht direkt beobachtet werden kann, als Fortsetzung des Ganges 2b betrachtet werden. Der Baryt des Ganges ist in parallelen Lagen und Schmitzen von 2—20 cm Mächtig-

keit angeordnet, von denen mehrere in einer Zone von 0,5—1 m Mächtigkeit nebeneinander liegen und im Streichen durch andere abgelöst werden; es handelt sich somit um einen zusammengesetzten, ausgewalzten Gang. Auch hier sind die schon im Vorkommen 1 gefundenen, den Baryt in WE-Richtung durchsetzenden Klüftchen zu beobachten. Die Cu-Erze bilden 1—2 cm mächtige Trümer an den Salbändern und im Innern des Baryts. Auf den Gang wurde in einem Tagbau und in einem kurzen Stollen geschürft. In der Erosionsrinne östlich davon finden sich die Spuren eines Stollens, durch den der Gang von der Seite her hätte angefahren werden sollen; westlich vom Gang liegt die Ruine einer Scheidehütte.

Vork. 3 läßt sich in verschiedene Partien unterteilen:

Vork. 3a umfaßt einen Schwarm von vererzten Barytlinsen und -schlieren, die sich z. T. ausgequetschten Gängen zuordnen lassen, am linken Ufer des Taspiner Baches an dem von Rundhöckern bedeckten Ausgang des Talkessels von Taspin (Fig. 3).

S

E

W

Fig. 3. Die Pb-Lagerstätte Taspin, Abbau 3a von N. Schürfstellen mit Haufwerk. Der Gneis fällt von rechts oben nach links unten; auf der rechten Bildhälfte untergeordnete, diskordante Bewegungsflächen.

Die Erzanreicherungen liegen ungefähr in einem Dreieck, das im NE vom Bach und im W von einem N 20° W streichenden, auf 100 m verfolgbaren Barytgang, dessen N-Ende am Bach liegt, begrenzt ist. Die Vererzung liegt etwa 50 m über der Brekzie. Der Gneis streicht im allgemeinen NS und fällt 30° E. Der erwähnte, durch Zerquetschung oft unterbrochene Barytgang besteht aus einer 1—2 m mächtigen Zone von zerquetschten Barytlinsen analog dem Vorkommen 2b. Gegen S läuft der Gang in ein Gewirr von Barytlagen und Trümern aus. Die Erze, Bleiglanz, Pyrit und Cu-Erze sind spärlich. Der Gang wurde in mehreren Schürflöchern angefahren.

Einige Meter östlich vom S-Ende dieses Ganges folgt eine kleine vererzte Baryteinlagerung (Taf. II, Fig. 4), die in einem 45 m langen, nur 6 m unter dem zutage ausgehenden Erz liegenden Stollen unterfahren wurde. Da schon hier kein Erz mehr gefunden wurde, zeigt dies aufs neue die geringe Ausdehnung der Imprägnationen (Fig. 3, Schürfloch wenig rechts der Bildmitte).

Östlich von diesem Vorkommen finden sich eine Menge Baryteinlagerungen; z. T. sind sie stark gequälten Gneispartien eingelagert als scharf begrenzte Barytschmitzen (oft lassen sich deren mehrere als Fetzen eines einstigen Ganges einander zuordnen), oder es handelt sich um vererzte Barytschlieren, die gegen den Gneis verschwommen begrenzt sind. Das in den übrigen Vorkommen seltene Karbonat ist hier lokal etwas angereichert, vereinzelt findet sich auch die auf Taspin seltene Zinkblende.

Große, steinbruchartige Aushübe und entsprechende Aufschüttungen von abgebautem, taubem Gestein zeugen von ehemaligem Abbau, der nicht sehr rationell betrieben wurde, denn auf die geringsten Spuren von Erz wurden umfangreiche Abbaue angelegt. Unterhalb des obersten Wasserfalls liegt ein Stollen, ein weiterer, 35 m langer, befindet sich am E-Ende des Vorkommens, beide verlaufen im fast tauben Gestein. Nahe am rechten Bachufer, am Ende des alten Grubenweges, liegt die Ruine

eines alten Pochwerkes, andere Gebäudereste sind am Fuße des überhängenden Felsens hart östlich des Alpweges zu sehen.

Vork. 3b. Südlich von 3a findet sich ein Vorkommen von abweichender Beschaffenheit. Der hier helle, stark zerrüttete Gneis fällt steil nach E ab und ist in geringem Umfang kräftig pyritisiert. Dichte Pyritmassen fehlen, dagegen ist das Gestein vollständig mit feinkörnigem, wolkig verteiltem Pyrit erfüllt, so daß oft die Gneisgemengteile neben dem Pyrit nur noch schwer erkennbar sind. Vereinzelt finden sich in den Pyritschwärmen Blendekörner, außerdem vereinzelte Barytschmitzen. 3b war durch eine horizontale, auf Holzschienen laufende Rollbahn mit 3a verbunden.

Vork. 3c. SSE von Abbau 3b liegt die letzte zu Vorkommen 3 gehörige Erzanreicherung. Der NS-streichende, steil E-fallende Gneis ist, da er hart unter der Überschiebungsfläche der Muttnerhornschiefer liegt, außerordentlich stark geschiefert. In einem kleinen Felsabsatz gut aufgeschlossen findet sich ein 1,5 m mächtiger Barytgang konkordant eingelagert. Er ist stärker geschiefert als alle andern Vorkommen (Fig. 4). Der Baryt ist von langen, dünnen Gneislamellen und ausgeschwänzten Gneisbrocken sowie wenigen, 2—3 cm mächtigen Erzschmitzen durchzogen. Im Gegensatz zu allen andern Vorkommen ist die Zinkblende hier etwas häufiger.

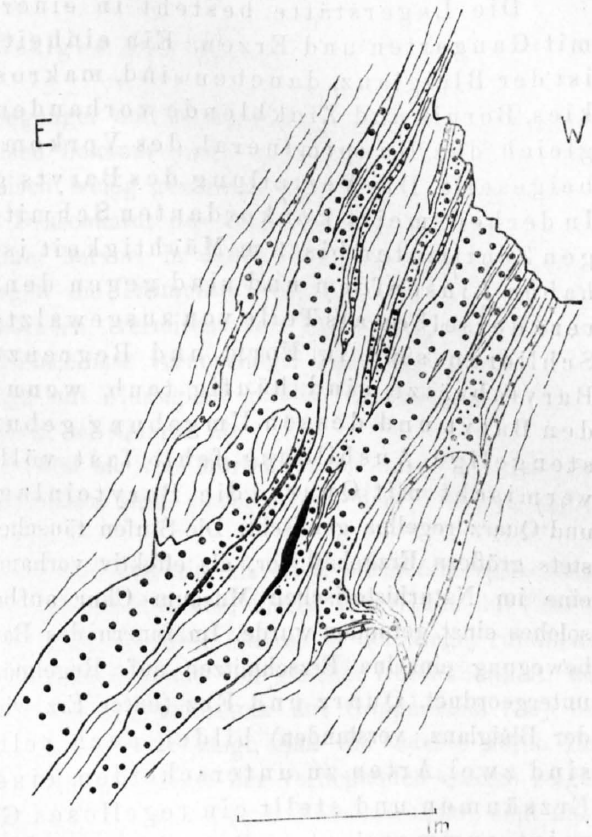


Fig. 4. Taspin, Vorkommen 3c. Intensiv ausgewalzter Barytgang mit Gneiszwischenlagen, etwas schematisiert. Schraffiert: Gneis; grob punktiert: Baryt; schwarz: Erz (Bleiglanz mit Zinkblende); fein punktiert: Gneis, Baryt und Erz (letzteres zurücktretend) in wechselndem Mengenverhältnis miteinander verknetet. Rechts oben Abbau.

Vork. 4 (St. Anna). Der Felskopf nördlich der Alphütte von Taspin weist ebenfalls eine geringe Vererzung auf. Neben verschiedenen kleinen Barytgängen, die z. T. vererzt sind, liegt im steilen N-Abhang des Kopfes im stark zerrütteten Gneis ein größeres Vorkommen. Erz und Baryt sind in einer 70° E-fallenden, NW-streichenden Zone, die sich in seigerer Richtung über zirka 30 m verfolgen läßt, vorhanden. Die 3—4 m mächtige Zone setzt sich in der, von den schon beschriebenen Vorkommen her bekannten Weise aus Barytlinsen und Quarz-Bleiglanz-Trümern zusammen; die Gangnatur des Vorkommens, auf welches fünf verstürzte Schürfstollen getrieben wurden, ist trotz der starken Zerrüttung unverkennbar.

Vork. 5 (oberer Kalkwandstollen), 1860 m ü. d. M., liegt südlich oberhalb der Brücke von Nasch auf der E-Seite der Waldschneise, wo sich im stark gestreckten Gneis der Schuppe 1 Spuren von Bleiglanz und Baryt, analog den übrigen Vorkommen, finden. Eine Schutthalde zeugt von ehemaligen Schürfungen.

Etwas nördlicher und tiefer als dieses Vorkommen, 1800 m ü. d. M., findet sich am W-Fuß der Marmorwand eine alte Halde, Erz fehlt; sie gehört dem „Untern Kalkwandstollen“ an, der nach Selb 14 m Dolomit durchfuhr, bevor er auf tauben Gneis stieß.

Vork. 6 (Kohlplatzstollen), 1830 m ü. d. M., befindet sich unmittelbar NNE der Abzweigung des Taspiner Alpweges vom Weg Plaun Tischatscha—Nasch im Wald und ist völlig überwachsen. Sein Vorhandensein wird durch die Reste mehrerer Abbaustellen und Schürflöcher und von einer östlich vom Vorkommen am Weg liegenden Hütte bezeichnet. Anstehendes Erz ist nicht aufgeschlossen; die Anordnung der Schürflöcher und Stufen auf der Halde zeigen, daß es sich um ein gangförmiges Vorkommen vom Charakter der obenerwähnten handeln muß.

Nebst den erwähnten Vorkommen ist der Taspinit von mehr als einem Dutzend kleinerer, tauber,

meist konkordanter Barytschmitzen von 0,5—5 m Länge und 5—20 cm Mächtigkeit durchschwärmt; sie sind überall im Gneis zerstreut, insbesondere jedoch finden sie sich östlich und nördlich von P. 2380. Zu erwähnen ist noch eine Barytschmitze mit etwas Bleiglanz, welche am E-Ufer des Taspiner Baches, gegenüber dem Vorkommen 3b der dort dem Gneis aufgeschuppten Taspinitbrekzie eingelagert ist. Der schlechte Aufschluß läßt keinen sichern Entscheid darüber zu, ob es sich um einen primären Absatz in der Brekzie oder um eine tektonisch verschleppte Schmitze handle. Es handelt sich hier um die einzige auf Taspin innerhalb der Brekzie gefundene Spur der Vererzung.

Zusammengefaßt ergibt sich folgendes Bild der äußern Erscheinungsform des Vorkommens:

Die Lagerstätte besteht in einer lockern Durchsetzung des Taspinitkerns mit Gangarten und Erzen. Ein einheitlicher Erzkörper fehlt. Das wichtigste Erz ist der Bleiglanz, daneben sind, makroskopisch erkennbar, Pyrit, Fahlerz, Kupferkies, Bornit und Zinkblende vorhanden. Der Baryt ist häufigste Gangart und zugleich das Hauptmineral des Vorkommens. Ihm sind Quarz und etwas Ankerit beigesellt. Die Verteilung des Baryts gibt der Form der Lagerstätte das Gepräge. In derben, meist konkordanten Schmitzen, Lagen, Gängen und Schlieren von wenigen Zentimeter bis 1 m Mächtigkeit ist er dem Gneis eingelagert. Die Schmitzen haben Linsenform und sind gegen den Gneis scharf begrenzt. Oft lassen sich mehrere derselben als Teile von ausgewalzten Gängen einander zuordnen. Die seltenern Schlieren sind in Form und Begrenzung gegen den Gneis verschwommen. Die Barytabsätze sind häufig taub, wenn aber Erze auftreten, so sind sie stets an den Baryt und dessen Umgebung gebunden. Der Baryt ist körnig; blättrige oder stengelige Ausbildung fehlt fast völlig. Das Haupterz, der Bleiglanz, umgibt, vermischt mit Quarz, die Baryteinlagerungen in „Erzsäumen". Meist sind Bleiglanz und Quarz regellos gemischt. Die Stufen täuschen im frischen Bruch infolge des Glanzes des Bleierzes stets größern Erzgehalt vor, als effektiv vorhanden ist. Derbes Erz wurde nicht anstehend gefunden; eine im Naturhistorischen Museum Chur aufbewahrte, derbe Bleiglanzstufe von Taspin zeigt, daß solches einst gefunden wurde. Im Innern des Baryts treten nur an Stellen starker tektonischer Durchbewegung einzelne Erzschmitzen auf. Regelmäßige Verwachsungen von Erz und Baryt sind ganz untergeordnet. Quarz und Erz (unter Erz wird, wenn nichts anderes bemerkt, stets das Haupterz, der Bleiglanz, verstanden) bilden auch selbständige Trümer und Züge im Gneis. Es sind zwei Arten zu unterscheiden, eine erste gleicht in der Ausbildung ganz den Erzsäumen und stellt ein regelloses Gemisch von Quarz und Erz dar. Die zweite zeigt symmetrischen Bau, der vorherrschende Quarz kleidet die 1—2 cm mächtigen Trümer aus, die Erze, unter denen Pyrit und oft Kupfererze vertreten sind, nehmen die Mitte ein.

Alle diese Erzkörper weisen Spuren einer kräftigen mechanischen Beanspruchung auf, die sich besonders in der Auswalzung der Gänge äußert. Am Bleiglanz ist jedoch keine Spur davon zu finden, was, wie später noch zu erwähnen sein wird, auf stattgehabte Rekristallisation zurückzuführen ist. Das Nebengestein ist in der Umgebung der Erzkörper mit einzelnen Erz-, vorzugsweise Bleiglanzkörnern, imprägniert.

Kupfererze, vorwiegend Fahlerz, in geringerm Maße Kupferkies, sind in einzelnen Körnern mit dem Bleiglanz vermischt, auf der ganzen Lagerstätte zu finden. In einem einzigen Vorkommen sind die Cu-Erze etwas häufiger, es gesellt sich hier noch Bornit hinzu. Zum Baryt stehen die Cu-Erze in der selben Beziehung wie der Bleiglanz.

Endlich sind noch sekundäre Klüfte zu erwähnen, auf denen Erze nebst Gangarten vorkommen und die keinerlei mechanische Beanspruchung erkennen lassen. Dadurch werden sie als junge, sekundäre Bildungen charakterisiert.

Der Mineralbestand und die gangförmige Anordnung des Baryts charakterisieren die Lagerstätte als hydrothermalen, stark zertrümerten Absatz.

Schon im äußern Bild des Vorkommens, besonders in der Ausbildung der Barytkörper, drückt sich eine starke mechanische Beanspruchung aus. Wo die Barytlinsen in Ruschelzonen des Gneises eingelagert sind, sind sie genau wie dieser verschleppt, aus-

gewalzt und ausgeschwänzt. Oft sind sie von auch den Gneis verwerfenden Klüften durchsetzt. Die gleichartige Beanspruchung aller Vorkommen geht u. a. aus den überall auftretenden Scharen von kleinen, vertikalstehenden, EW-streichenden Rissen, die die Barytmassen durchsetzen, hervor. Die Epimetamorphose, die über den Gneis weggegangen ist, hat auch die Lagerstätte erfaßt. Was makroskopisch erkannt wurde, wird durch die nachfolgende mikroskopische Beschreibung bestätigt.

2. Die Ausbildung der Erze.

An Gangarten sind vorhanden: Quarz,
Baryt,
eisenschüssiges Karbonat,
Albit.

Der die Erze begleitende Quarz kommt in stengeliger und körniger Ausbildung vor. Der stengelige Quarz bildet Aggregate, wie sie aus Drusen bekannt sind; stengelige, z. T. tütenförmige Individuen von 1—5 mm Länge bilden, in mechanisch wenig gestörten Trümern, unmittelbar dem Gneis aufsitzende „Quarzlagen" (Taf. I, Fig. 1). Die Drusennatur des Quarzes geht eindeutig aus der Struktur symmetrischer, relativ wenig gestörter Trümer hervor, in denen, wie der Dünnschliff zeigt, die Quarzstengel, beiden Wandungen aufsitzend, gegen die Trummitte vorragen. Der in der Mitte freibleibende Raum wird von isometrischen Quarzkörnern, vermischt mit Erz, eingenommen. Die Stengelquarze sind durch massenhafte, sehr kleine Einschlüsse verunreinigt. Zum Teil sind sie, wie dann die deutlich erkennbare, bewegliche Libelle zeigt, mit Flüssigkeit gefüllt; Erzeinschlüsse fehlen. Die erwähnten Einschlüsse bilden oft Wachstumsstadien der Quarze ab.

Die Stengelquarze löschen stets undulös aus, oft sind sie von Mörtelkränzen umgeben, oft weitgehend zu Sandquarz zermalmt. Trümmer von Stengelquarz sind zuweilen mit dem körnigen Quarz vermischt.

Der körnige Quarz ist der stete Begleiter der Erze und tritt als alter, vormetamorpher, stets undulöser, zuweilen verunreinigter Quarz und untergeordnet in frischen, klaren Individuen auf (Taf. I, Fig. 1). Mit grobkörnigem Bleiglanz vergesellschaftet, enthalten diese Quarze in der Regel rundliche, oft kristallographisch begrenzte Bleiglanzkörner und feine Einschlüsse von gleicher Beschaffenheit, wie diejenigen der Stengelquarze. Anordnungen, wie die von Huttenlocher aus Goppenstein (**30**) beschriebenen, in denen die zwickelartige Verteilung der Einschlüsse zeigt, daß die Quarze durch Rekristallisation aus Trümmern entstanden sind, fehlen. Die Einschlüsse der vorliegenden Quarze zeigen in ihrer Anordnung keinerlei Beziehungen zu der oft schwach erkennbaren Mosaikstruktur, sind auch unabhängig von den die Quarze durchsetzenden Rissen und Mörtelzonen. Daraus geht hervor, daß die Zertrümmerung der Quarze jünger ist als die Bildung der Einschlüsse, daß man es also mit einer schon primär der Lagerstätte zukommenden Struktur zu tun hat. Diese idiomorphen Bleiglanzeinschlüsse sind daher wohl zu unterscheiden von dem mit dem Quarz mechanisch vermengten Bleiglanz, der stets unverheilten Rissen und Korngrenzen folgt. In Taspin scheint somit die Rekristallisation weniger weit vorgeschritten zu sein als in Goppenstein.

Die klaren, einschlußfreien Quarze, die während der Metamorphose entstanden sein müssen, treten meist in Begleitung des alten Quarzes auf.

Der Baryt kommt in derben Massen vor. Die einzelnen Individuen sind körnig, nur selten lassen sich makroskopisch oder im Dünnschliff blättrige Individuen erkennen, die Zeugnis ablegen von der primären, durch die Metamorphose großenteils verloren gegangenen, tafeligen Ausbildung des Baryts; jetzt ist seine Textur massig. U. d. M. zeigt er ein granoblastisches Gefüge xenomorpher Körner. Verbogene Spaltrisse und undulöse Auslöschung zeugen von stattgehabter mechanischer Beanspruchung; zuweilen treten dünne Zwillingslamellen auf (vgl. S. 82 und Taf. I, Fig. 3).

Das Karbonat, das eine sehr untergeordnete Rolle spielt, ist weiß und rostet bei Verwitterung leicht an; das spezifische Gewicht beträgt 2,99; mit kalter Salzsäure (1 : 10) tritt keine Reaktion ein; ein Gehalt an Mn ist nachweisbar. Die enge Verwachsung des Minerals mit den übrigen Gemengteilen verunmöglichte die Entnahme von Analysenproben; es dürfte sich vermutlich um einen Mn-haltigen Ankerit handeln. Wie ein Aufschluß im Vorkommen 3 a zeigt, bilden in wenig beanspruchten Gängen große Karbonatindividuen Säume parallel den Salbändern, stellen somit eine Generation der Vererzung

dar. Die Karbonatrhomboeder dieser Säume klaffen häufig längs Spaltrissen auseinander, die Zwischenräume sind mit Gangarten und Erzen verkittet.

Der Albit ist in einzelnen Körnern den Erzen und Gangarten beigemengt. Der optische Befund ergibt, daß es sich um reinen Albit handelt. Die Körner sind rundlich, fast stets nach dem Albitgesetz verzwillingt und vollständig klar, stellen somit eine Neubildung dar.

Der in alten Berichten erwähnte Fluorit wurde nicht gefunden.

Die Ausbildung der Gangarten läßt erkennen, daß die Lagerstätte eine intensive Kataklase erfuhr, die die ursprüngliche Struktur der Gänge weitgehend vernichtete, aber von einer Rekristallisation gefolgt war. Da die Erze mit den Gangarten eng verwachsen sind, ist anzunehmen, daß sie bezüglich der Metamorphose denselben Einflüssen unterworfen waren wie die Gangarten, was bei der Betrachtung der Erzstrukturen stets zu berücksichtigen sein wird.

Es wurden folgende Erze gefunden: Bleiglanz,
Zinkblende,
Tetraedrit,
Chalkopyrit,
Bornit,
Pyrit,
Arsenkies,
Covellin,
Malachit und Azurit.

Der Bleiglanz der Erzsäume und -trümer ist stets körnig ausgebildet, Bleischweif fehlt; u. d. O. (unter dem Opakilluminator) erscheinen die Körner mechanisch ungestört, höchst selten kann ein Individuum mit schwach verbogenen Spaltflächen festgestellt werden. In derben Stufen ist die Textur massig. Die ungestörten Spaltflächen des Bleiglanzes setzen scharf, ohne Schleppung, an den begleitenden Quarzkörnern ab. Der Bleiglanz stellt sich dadurch in auffälligen Gegensatz zu dem mit ihm vergesellschafteten Quarz, der, wie erwähnt, stets alle Anzeichen mechanischer Beanspruchung zeigt. Dieser Unterschied in der Ausbildung beider Mineralien kann nur durch deren gemeinsame Kataklase und nachfolgende vollständige Um- und Rekristallisation des Bleiglanzes erklärt werden, während am Quarz die Spuren der Kataklase zum großen Teil erhalten blieben.

Der reine Bleiglanz hat einen Silbergehalt von 2,2—2,3 ‰. Einschlüsse, die als Silberträger in Betracht kommen könnten, sind nicht erkennbar. Das Ag muß dem Bleiglanz isomorph beigemischt oder an feinverteiltes, u. d. O. nicht erkennbares Erz, z. B. Fahlerz, gebunden sein.

Bleierze der Oxydationszone fehlen.

Die Zinkblende ist im Vergleich zum Bleiglanz selten. Man findet sie in zwei verschiedenen Ausbildungen, erstens als eisenreiche, dunkelbraune Blende, zusammen mit Bleiglanz in den mechanisch beanspruchten Partien, zweitens als eisenarme Blende auf den jungen Klüften (S. 24). In der erstgenannten Ausbildung tritt sie nur in den Vorkommen 3b und 3c auf, in den übrigen ist sie außerordentlich selten. Im Gegensatz zum Bleierz zeigt diese Blende deutliche Spuren von Beanspruchung: Die Körner sind von Rissen durchzogen, die Ätzung der Anschliffe entwickelt stets ein Mosaik von verzwillingten Einzelkörnern. Die Blende führt Stäbchen und idiomorphe Würfelchen von Pyrit. Die erstern sind auf Korngrenzen, Spaltrissen und zwischen Zwillingslamellen eingelagert und als Entmischungsprodukt anzusprechen.

Oxydationsmineralien der Blende wurden nicht gefunden.

Das Fahlerz liegt als Tetraedrit mit schwachem Arsengehalt vor, eine Spur von Silber ist nachweisbar. In kleinen Einzelkörnchen tritt es überall auf, im Nebengestein, im Baryt und in Gesellschaft von Kupferkies und Bornit, doch hauptsächlich als steter, wenn auch nicht häufiger Begleiter von Bleiglanz.

Im Abbau 2b wurden an einigen Fahlerzkörnern, die in Bleiglanz oder Bornit eingeschlossen sind, Säume eines weitern Erzes gefunden (Taf. I, Fig. 2). Es erscheint u. d. O. grau mit einem Stich ins Grünliche, ist dunkler als Bleiglanz und heller als Fahlerz, auch in der Härte liegt es zwischen diesen. In Öl zeigt es sich deutlich anisotrop, die Farbe wechselt bei +N von rötlich nach grünlich. Das Reflexionsvermögen (orange) beträgt in Luft 26 %, in Öl 14 % und liegt deutlich tiefer als bei

Bournonit. KCN erzeugt sofort einen schwarzen, nicht abreibbaren Beschlag, HNO_3 wirkt negativ. In der feinen Verwachsung, wie sie die vorliegende darstellt, kann jedoch auf die Ätzresultate kein großes Gewicht gelegt werden. Ausführliche Versuche waren durch die Seltenheit dieses Erzes verunmöglicht. Die gefundenen Daten stimmen am besten mit den von SCHNEIDERHÖHN (**52**) für Stephanit angegebenen überein. Angesichts der Silberarmut der Lagerstätte ist es jedoch wahrscheinlicher, daß irgendeine Fahlerzvarietät vorliegt, womit nur die schwache Anisotropie im Widerspruch steht.

Der Chalkopyrit ist vornehmlich im Vorkommen 2b angereichert, an den übrigen Orten ist er untergeordnet. Im Vorkommen 2b, das, wie aus dem Zustand des Nebengesteins und der Gangarten ersichtlich ist, eine intensive Beanspruchung erfahren hat, zeigt der Chalkopyrit keinerlei Streckungs- oder Zertrümmerungserscheinungen. Er bildet ein granoblastisches, richtungsloses Gefüge, welches u. d. O. bei +N deutlich hervortritt, Ätzung mit $KMnO_4$ + KOH entwickelt an einzelnen Körnern Zwillingslamellierung. Das Gefüge des Kupferkieses, der zweifellos dieselbe Beanspruchung erfuhr wie die übrigen Mineralien, ist auf Rekristallisation zurückzuführen.

Der Bornit ist sehr einschlußreich und tritt ausschließlich im Vorkommen 2b auf. In derber Ausbildung zeigt er, wie der Chalkopyrit, keinerlei Spuren mechanischer Beanspruchung. Häufig ist er von feinen, stäbchenförmigen Chalkopyritentmischungen erfüllt. Auch gröbere, flammenförmige Einlagerungen desselben Minerals kommen vor. Weiter führt er kleine, rundliche Bleiglanzeinschlüsse in regelloser Anordnung, dazu tritt lamellarer, zuweilen verzwillingter Kupferglanz in rundlichen Körnern oder in unregelmäßigen, oft verästelten Zügen. Randlich ist der Kupferglanz meist von Covellin begleitet, der auch den Bornit in Schnüren durchsetzt.

Zuweilen treten mit den Kupfererzen einzelne, idiomorphe Arsenkiesindividuen auf.

Der Pyrit ist mit sämtlichen übrigen Erzen vergesellschaftet sowie in einzelnen Körnern dem Gneis eingesprengt. Ohne bestimmte Regel tritt er bald idiomorph, bald xenomorph auf. Im letztern Fall ist er randlich oft stark zerfressen. Im Vorkommen 2b führt er Einschlüsse von Bleiglanz, Fahlerz, Kupferkies und Bornit (Fig. 5 und Taf. I, Fig. 2).

Es zeigt sich also, daß die Hauptmasse der Erze, mit Ausnahme des häufig zertrümmerten Pyrits und der lamellierten Zinkblende, im Gegensatz zu den Gangarten keine Spur von Kataklase aufweist, trotzdem sie denselben Kataklasebedingungen ausgesetzt gewesen war wie diese. Um- und Rekristallisation haben aber an diesen Erzen die Erscheinungen der Kataklase weitgehend verwischt.

Die Verwachsungen der Erze. Die verbreitetsten Erzstufen bestehen aus Bleiglanz, dem spärlich Fahlerz und Pyrit beigemischt sind, letzterer ist stellenweise etwas angereichert. Das Fahlerz ist mit dem Bleiglanz zuweilen lappig verwachsen, meist ist es in einfach geformten, rundlichen Körnern diesem eingelagert. Das vorherrschende Bleierz zeigt somit einen einfachen Bau.

In den relativ seltenen, blendereichen Stufen sind Blende und Bleiglanz eng verwachsen. Relikte primärer Gangstrukturen fehlen. Die Blende schwimmt in rundlich begrenzten Körnern, die, wie die Ätzung zeigt, meist verzwillingt sind, im Bleiglanz. Größere Blendepartien haben in Berührung mit Bleiglanz meist lappige Umgrenzung, wie sie für metamorphe Lagerstätten typisch ist (Fig. 28; **30**, Taf. II; **52**, Abb. 124; **71**). Ihre Entstehung muß folgendermaßen erklärt werden: Die Ätzung kompakter Blendepartien lehrt, daß sie aus einem Mosaik kleiner, meist verzwillingter Körner bestehen, welche als Produkte der Kataklase angesprochen werden müssen. Infolge dieser, durch Kataklase verursachten Auflockerung konnte der Bleiglanz randlich zwischen die Blendetrümmer eindringen, ein Vorgang, der durch die Auswalzung der Erze unterstützt wurde. Durch die Rekristallisation wurden die eckigen Umrisse der Blende gerundet, woraus die buchtigen Umgrenzungen der Blendepartien resultierten. Auf gleiche Weise müssen die kleinen, zwickelförmigen Bleiglanzkörnchen ins Innere solcher Blendemosaiks gelangt sein (vgl. S. 82).

In den Erzen von Vorkommen 2b, die sich zur Hauptsache aus Chalkopyrit, Bornit, Fahlerz, Bleiglanz und Pyrit zusammensetzen, läßt sich, wie in den übrigen Erzen, keine Absatzfolge oder Verdrängungsreihe aufstellen; die Cu-Erze sind regellos miteinander vermischt und buchtig verwachsen. Interessant ist das Verhältnis zwischen Chalkopyrit und Bornit (Fig. 5). In der Nähe des Kontaktes der beiden Erze weist ein jedes Einschlüsse des andern auf, an der Grenze selber greifen sie buchtig

ineinander. Der Chalkopyrit stößt dabei stets in buchtigen Formen an den Bornit, während letzterer die Zwickel des Chalkopyrits füllt. Die Struktur erweckt den Eindruck einer Verdrängung des Bornits durch den Chalkopyrit.

Im Zusammenhang damit ist zu erwähnen, daß vereinzelte, den Kupfererzen eingelagerte Pyrite Kupferkies- und Borniteinschlüsse nebeneinander führen. Nun trifft man zuweilen Pyrite, die, obwohl sie vollständig von Kupferkies umgeben sind, trotzdem Bornitkörnchen enthalten (Fig. 5); der Bornit muß also einmal mit dem Pyrit in direkter Berührung gestanden sein. Kupferkiesführende, völlig von Bornit umgebene Pyrite wurden nicht gefunden. Diese Beobachtung würde ebenfalls für eine Verdrängung des Bornits durch den Kupferkies sprechen.

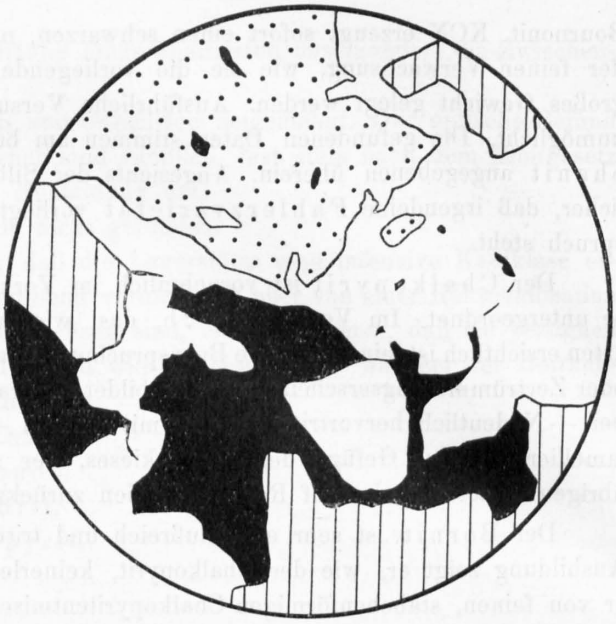


Fig. 5. Taspin, Vorkommen 2b. Verwachsung von Chalkopyrit (weiß) mit Bornit (schwarz). Anscheinend verdrängt ersterer den Bornit. Punktiert: Pyrit, korrodiert; senkrecht schraffiert: Quarz. Anschliff Nr. 594a. Vergr. 50mal.

Fahlerz und Bleiglanz sind in rundlichen Körnern dem Bornit und dem Chalkopyrit eingelagert und geben zu keinen weitern Bemerkungen Anlaß (Taf. I, Fig. 2). Der im Bornit eingeschlossene Bleiglanz ist randlich meist von Covellin begleitet, der zuweilen auf Spaltrissen gegen das Innere vordringt; dem Bleiglanz, der im Kupferkies schwimmt, fehlt der Covellin.

Die angeführten Beobachtungen zeigen, daß die Anordnung der Erze keine Absatzfolge, wie man sie von ungestörten Gängen her kennt, erkennen läßt; die verschiedenen Erzarten bilden ein regelloses Gemisch. Der Bau schwach gestörter Gänge zeigt, daß primär eine Lagentextur vorhanden war (siehe folgenden Abschnitt), die jetzige, regellose Anordnung der Erze muß auf die Durchbewegung des größten Teils der Lagerstätte während der alpinen Bewegungen zurückgeführt werden. Bleiglanz und Kupfererze sind nachher wieder vollständig rekristallisiert, während an den härtern Erzen, wie Zinkblende und Pyrit, die Spuren der Kataklase noch erkennbar sind.

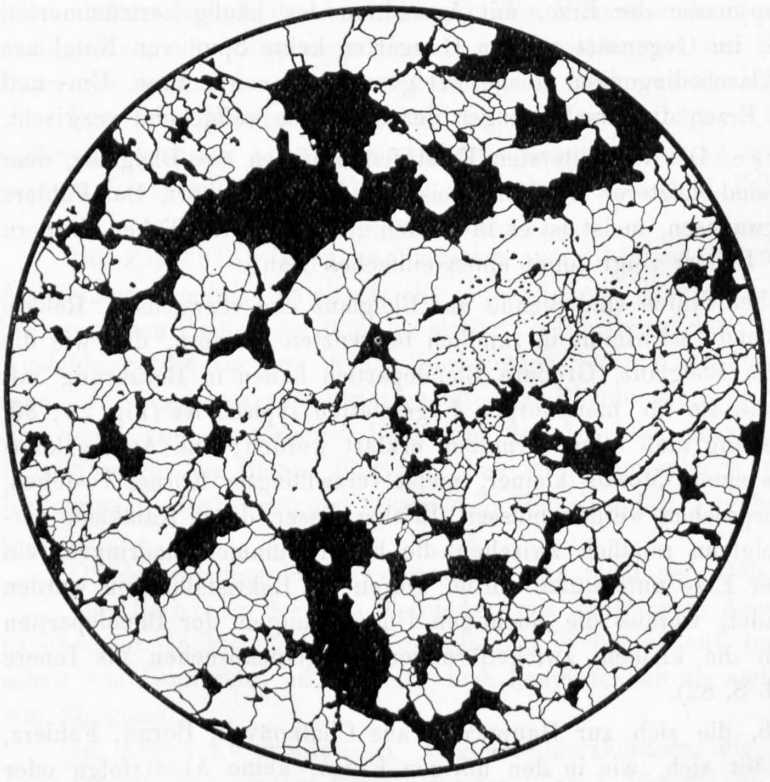


Fig. 6. Taspin, Vorkommen 3a. Rekristallisierter Bleiglanz (schwarz), mechanisch vermengt mit Quarz (weiß). Punktiert: mit Erz durchstäubter Quarz. Dünnschliff Nr. 22. Vergr. 30mal.

Die Verwachsungen der Erze mit den Gangarten. U. d. M. erkennt man Quarz als steten Begleiter der Erze, auch dort, wo der Baryt fehlt, und zwar ist es vorwiegend der körnige, alte Quarz, der innig mit dem Bleiglanz verwachsen ist (Fig. 6).

Die Stengelquarze trennen in den Quarz-Bleiglanz-Trümern das Erz vom Nebengestein. An wenig gestörten Stellen (erkennbar an der relativ schwachen Beanspruchung der Quarze)

können u. d. M. Bilder beobachtet werden, wie man sie von ungestörten, hydrothermalen Gangabsätzen her gewohnt ist. So folgt z. B. häufig über dem, dem Gneis aufsitzenden Stengelquarz eine lockere Schnur kleiner, zwischen den Enden der Quarzstengel sitzender Bleiglanzkörner, darüber körniger, bleiglanzarmer Quarz; gegen das Innere des Trums wird der Bleiglanz häufiger, bis das gewöhnliche Quarz-Bleiglanz-Gemisch vorliegt (Fig. 6 u. Taf. I, Fig. 1).

Besonders in barytführenden Trümern kann sich diese Folge ein- bis mehrfach übereinander wiederholen; jede beginnt mit erzfreiem Stengelquarz, um gegen das Truminnere hin erzreicher zu werden. In reinen Quarz-Bleiglanz-Trümern nimmt das Quarz-Erz-Gemisch das Innere des Trums ein, während in den vererzten Barytschmitzen über den Erzsäumen der derbe Baryt folgt. An einer Stelle wurde zwischen Erz und Baryt ein Saum großer Ankeritindividuen gefunden.

Die erwähnten Strukturen sind als Relikte der primären Gangabsätze anzusprechen; es ist ausgeschlossen, daß Re- und Umkristallisation während der Metamorphose derartige, vom Rand eines Trums gegen das Innere gerichtete Lagentexturen erzeugen können. Sie würde ihrem Wesen nach eher im Sinn einer Verwischung solcher Strukturen wirken. Taube Baryteinlagerungen grenzen häufig unmittelbar an den Gneis, können aber auch von Stengelquarz umsäumt sein. Der Umstand, daß selten an beiden Salbändern der Barytschmitzen zugleich Erzsäume oder Stengelquarz gefunden wurden, wie dies bei höherm Alter der Quarz-Erz-Säume gegenüber dem Baryt der Fall sein müßte (Hohlraumauskleidung), spricht nicht gegen eine primär symmetrische Anordnung der Säume in den Barytgängen, da gerade an diesen die stärksten Bewegungen, durch welche Asymmetrie nachträglich erzeugt werden kann, stattfanden. An barytfreien Quarz-Bleiglanz-Trümern kann die Symmetrie dagegen oft beobachtet werden.

Der Übergang dieser Lagentexturen in mechanisch aufbereitete Zonen (s. u.) zeigt auch, daß sie älter sind als die Metamorphose; die sekundären, nachmetamorphen Klüfte der Lagerstätte haben zudem einen ganz andern Bau als die oben beschriebenen.

Die Hauptmasse der Erze besteht in einem regellosen Gemisch von Stengelquarz, körnigem Quarz und Bleiglanz. Zerrissene, mit dem Erz vermischte Stengelquarzlagen, an deren Unterseite oft noch Reste des Nebengesteins zu finden sind, zeigen, daß durch Bewegungen längs der Trümer deren Inhalt durchgearbeitet wurde. In einzelnen kleinen Trümchen fehlt der Stengelquarz wohl deshalb, weil diese Trümchen nach der Bildung der Stengelquarze und vor der Erzzufuhr aufrissen; es ist aber auch möglich, daß sie im Gefolge der Metamorphose entstanden sind.

Die Quarz-Bleiglanz-Trümer haben zuweilen eine meist nur u. d. M. erkennbare Brekzienstruktur, kleine Gneistrümmer, und einzelne an der steten Begleitung durch Serizit kenntliche Gneiskomponenten schwimmen in der Gangmasse. Es lassen sich zwei Brekzienarten unterscheiden: In einer ersten sind die Gneistrümmer von Stengelquarz rosettenartig umwachsen, während er in der zweiten fehlt. Die erste Brekzie muß, wie der Stengelquarz, vormetamorph sein und ist als primäre Gangbrekzie aufzufassen. Die zweitgenannte, häufigere Brekzienart kann aus der ersten durch Zertrümmerung der Quarzhüllen entstanden sein, oder sie wurde, was wahrscheinlicher ist, während der Metamorphose durch Aufarbeitung des Nebengesteins in die Gangfüllung gebildet.

Die Quarz-Erz-Aggregate wurden durch die Durchbewegung nicht regellos mit dem Baryt durchmischt, denn dieser ist auch in stark ausgewalzten Trümern im wesentlichen von den Erzen getrennt und den letztern nur in einzelnen Körnern eingesprengt. Einzelne, im Innern der Barytmassen aufgefundene Erzschmitzen sind von viel neugebildetem Quarz begleitet, was dafür spricht, daß diese Erze durch Lösungsumsatz in den Baryt gelangten. Daß solche Umlagerungen stattfanden, wird durch die Gegenwart von Imprägnationen des Nebengesteins mit Erzen bestätigt (s. u.).

Der Gneis ist in der Nähe der Erzanreicherungen mit locker eingesprengten Einzelkörnern von Erzen und Gangarten imprägniert. U. d. M. zeigt er dieselbe Struktur wie unvererzter Gneis, eine bloße mechanische Einwalzung der Erze und Gangarten kommt deshalb nicht in Frage; die Imprägnation ist eine Folge des Lösungsumsatzes während der Metamorphose. Imprägnierte Baryt- und Karbonatindividuen sind meist stark durchsiebt. Die Zinkblende, die durch derartigen Lösungsumsatz ins Nebengestein gelangte, hat die Neigung, sich in kleinen Körnchen auf und in Serizitlagen anzusiedeln.

Die Beeinflussung der Nebengesteinskomponenten durch die Vererzung ist, abgesehen von einer

randlichen Korrosion bei unmittelbarer Berührung mit Erzen, gering. Die Feldspäte weisen in der Nähe der Erze keine stärkern Zersetzungserscheinungen auf als im unvererzten Gneis. Nur vereinzelt treten Orthoklase und Schachbrettalbite auf, denen Bleiglanz in unregelmäßig begrenzten Körnchen oder in Spindeln längs Spaltrissen eingelagert ist. Sie unterscheiden sich außer durch die Erzeinschlüsse in keiner Weise von den übrigen Feldspäten des Gneises, auch nehmen sie in der Struktur des Gneises genau dieselbe Stellung ein wie diese. Vererzte Feldspäte der jungen Gangbrekzie sind stets mit weitern Gneistrümmern verwachsen und von diesen begleitet, so daß ihre Herkunft aus dem Taspinit nicht zweifelhaft ist. Die vererzten Feldspäte sind somit älter als die Vererzung und gehören dem Taspinit an. Ob sie schon bei der Bildung der Lagerstätte mit Erz imprägniert wurden, oder erst durch Lösungsumsatz während der alpinen Metamorphose, kann nicht mehr entschieden werden.

Ba-Feldspäte wurden nicht gefunden.

Der oft auffallende Wechsel in der Farbe des Taspinits von grün bis blaugrün zu hellgrün bis fast weiß ist von der Vererzung unabhängig. Sowohl im tauben als im vererzten Gestein läßt er sich beobachten (vgl. S. 9).

Aus der Betrachtung der Beziehungen zwischen Erzen und Gangarten geht hervor, daß neben größern, tauben Barytmassen mechanische Gemische der Gangfüllung den Hauptanteil am Lagerstätteninhalt ausmachen. In untergeordnetem Maße treten Reliktstrukturen auf, welche die ursprüngliche Gangnatur des Vorkommens erkennen lassen. Zwischen dem Bleiglanz und den Cu-Erzen besteht kein Unterschied in den Beziehungen zu den Gangarten.

3. Sekundäre Erzanreicherungen.

Vor allem im Vorkommen 3 a treten scharf begrenzte Klüfte von 3—5 cm Mächtigkeit mit ebener Kluftfläche auf, die mit N 10—25° E-Streichen und 30—45° W-Fallen den Gneis diskordant durchsetzen und Erz- und Barytschmitzen verwerfen, also jünger sind als die Vererzung. Sie enthalten Quarz, Kalzit, Baryt, Bleiglanz, Fahlerz, Zinkblende und Kupferkies. Die Gangarten herrschen vor. Unter diesen dominieren Kalzit und Quarz.

Der Quarz ist dort, wo Hohlräume vorhanden sind, in gedrungenen, idiomorphen, klaren Individuen ausgebildet, in der Regel ist eine Rhomboederfläche des Kopfes stärker entwickelt als die übrigen. In erzführenden Klüften ragt er in die Erze hinein und ist zu rundlichen, kantenlosen Stummeln korrodiert. Der Kalzit tritt in gelblichen, undurchsichtigen Skalenoedern, die oft angeätzt sind, auf. Der Baryt ist blättrig ausgebildet.

Das Fahlerz bildet derbe, im Anschliff rissig erscheinende Massen. Der Bleiglanz ist grobkörnig, wo er in Hohlräume hineinragt, bildet er zuweilen schlecht ausgebildete Pentagondodekaeder. Die Blende ist außerordentlich grobkörnig und bildet xenomorphe Individuen mit Durchmessern bis 3 cm und guter Spaltbarkeit. Durch die honiggelbe Farbe unterscheidet sie sich von der dunklen Blende der primären Erze; ihr Eisengehalt ist, im Gegensatz zu letzterer, sehr gering (Boraxperle). Zwillingslamellierungen und Pyriteinlagerungen sind selten. Der Kupferkies tritt nur in einzelnen Körnern auf.

Die Erze sind unter sich buchtig verwachsen. Die Oxydation, die auf den Korngrenzen um sich greift, erzeugt am Fahlerz Malachit- und Azuritanflüge, am Bleiglanz Cerussit- und aufzementierte Covellinsäume.

Das Fehlen jeder mechanischen Beeinflussung des Kluftinhaltes zeigt, zusammen mit dem Umstand, daß die Klüfte primäre Erze durchsetzen, daß jene nicht nur jünger sind als die Vererzung, sondern auch jünger als die Metamorphose.

Innerhalb einer Kluft sowie in verschiedenen Klüften ist der Anteil der verschiedenen Mineralien an der Zusammensetzung des Inhaltes Schwankungen unterworfen. Kalzit und Quarz treten meist gemeinsam auf, es wurden aber auch Stufen gefunden, die nur das eine oder das andere Mineral führen; der Baryt indessen tritt nie allein auf. Die Erze kommen meist gemeinsam, aber in verschiedenem Mengenverhältnis vor. In vielen Klüften fehlen sie ganz. Eine Altersfolge der Kluftmineralien läßt sich nur insofern angeben, als die Gangarten stets dem Gneis aufsitzen und die Erze die Mitte der Kluft ausfüllen, also später zum Absatz kamen als die Gangarten. Erze und Gangarten je unter sich zeigen aber keine eindeutige Absatzfolge. Der Inhalt zeigt deutlich, daß er von der Zusam-

mensetzung des von der Kluft durchsetzten Materials abhängig ist. Am Schnitt mit Barytschmitzen ist eine Anhäufung des Baryts in der Kluft zu beobachten; entsprechende Anreicherungen finden sich am Schnitt mit Bleiglanztrümern. Diese Beobachtung beweist, daß der Kluftinhalt durch sekundäre Umlagerung der Lagerstätte entnommen wurde. Da im Vorkommen 3a die Blende selten ist, berührt in diesem Zusammenhang die Häufigkeit der Blende in den dortigen Klüften merkwürdig. Da sekundäre Erzzufuhr nicht festgestellt werden konnte, bleibt nur die Annahme einer weitgehenden, von einer Eisenabgabe begleiteten Umlagerung der Blende übrig. Der Kalzit, der den primären Erzen fehlt, muß aus den unter- und überliegenden Sedimenten stammen.

Daß umgekehrt Erze durch Umlagerung in die hangenden Sedimente gelangten, zeigt folgendes Beispiel: Am N-Ende der Quarzitbank zwischen Plaun Pali und P. 2380 findet sich im Quarzit ein Nest von grobkörnigem, derbem Quarz von mehreren Meter Durchmesser, welcher Drusen von idiomorphem Quarz, Aggregate von Barytblättern, Kalzit und Körner von Bleiglanz und Fahlerz enthält, also denselben Mineralbestand führt wie die jungen Klüfte. Dies und die grobkörnige, von der der primären Anreicherungen stark abweichende Ausbildung sprechen dafür, daß es sich auch hier um eine sekundäre, junge Umlagerung des Lagerstätteninhaltes handle.

Laut dem Bericht von Selb (**53**) wurden damals auch Schürfarbeiten auf grobkörnigen Bleiglanz in „mergelartigem Kalktuff" (Rauhwacke?) nördlich des Reischenbaches vorgenommen. Heute ist diese Stelle nirgends mehr auffindbar, doch ist anzunehmen, daß auch hier eine sekundäre Bildung vorlag. In jungen Rissen des Taspinits wurden bei Vorkommen 3a vereinzelte, von den Erzen unabhängige Hämatitblättchen gefunden, die gleichfalls eine junge Bildung darstellen.

Zusammenfassend gilt, daß diese Klüfte jünger sind als die Vererzung und die Metamorphose. Ihr Inhalt wurde durch Lösungsumsatz aus der Lagerstätte (Quarz, Baryt, Erze) dem Nebengestein (Quarz) und den liegenden und hangenden Sedimenten (Kalzit, Quarz) zugeführt.

4. Die Entstehung der Lagerstätte.

Aus den angeführten Tatsachen läßt sich folgendes Bild von der Entstehung der Lagerstätte gewinnen: Die aufgefundenen Relikte zeigen, daß in einem unregelmäßigen, im allgemeinen konkordanten System von Spalten und Rissen zuerst verschiedene Generationen von Stengelquarzlagen und mit körnigem Quarz vermischtes Erz (Bleiglanz und in geringerm Maße Cu-Erze) zum Absatz kamen. Ein Teil der Erztrümer wurde schon im ersten, Erz und Quarz zuführenden Zyklus ausgefüllt, freibleibende Hohlräume wurden später durch blättrigen Baryt, dem stellenweise etwas Ankerit im Absatz voranging, in Anspruch genommen. Der Baryt füllte auch seit dem Erz- und Quarzabsatz neugebildete Klüfte aus, da einem Teil der Barytanreicherung die Quarz-Erz-Säume fehlen.

Es lassen sich somit eine ältere Quarz-Erz- und eine jüngere Baryt-Generation unterscheiden.

Das Nebengestein wurde nur an einer Stelle in geringem Umfang pyritisiert, im weitern aber durch die Vererzung primär, soweit nachweisbar, nicht wesentlich beeinflußt.

Der die Erze begleitende Quarz zeigt alle Anzeichen einer mit Rekristallisation verbundenen Kataklase. Daraus geht hervor, daß die Lagerstätte die am Nebengestein beobachtete alpine Dislokationsmetamorphose mitgemacht hat. Diese zeitigte am Inhalt folgende Erscheinungen:

Der Bleiglanz bildet ein granoblastisches Gefüge und zeigt im Gegensatz zu dem ihn begleitenden Quarz keinerlei Spuren mechanischer Beeinflussung. Dieser Unterschied kann, da beide Mineralien denselben Einflüssen unterworfen gewesen waren, nur durch die bessere Rekristallisation des erstern erklärt werden. Die Cu-Erze, Fahlerz, Kupferkies und Bornit sind aus dem gleichen Grunde frei von Spuren der Kataklase, dagegen sind an Zinkblende und Pyrit noch solche wahrzunehmen. Der Baryt ist zu derben Massen mit granoblastischem Gefüge umgewandelt, wobei sich die Selektion durch die Metamorphose dahin auswirkte, daß derartige Barytaggregate unmittelbar an wenig zertrümmerte Quarzlagen grenzen können.

Bei der Umformung des Ganginhaltes spielte die Durchbewegung stellenweise eine Rolle. Erze und Gangarten wurden zu einer Brekzie aufgearbeitet, in die oft noch Trümmer des Nebengesteins einbezogen sind. Weiterhin griff eine Verheilung dieser mechanischen Gemische durch

Rekristallisation um sich. Durch Lösungsumsatz wurde eine Imprägnation des Nebengesteins mit Ganginhalt hervorgerufen.

Junge Klüfte wurden durch Lösungsumsatz mit Gangmasse ausgefüllt.

Hinsichtlich des Alters konnte nur festgestellt werden, daß die Lagerstätte älter ist als die alpine Metamorphose. Diese wurde durch die Überschiebung der Schamserdecken, die nach R. Staub (**58**) zur Hauptsache im Oberoligozän vor sich ging, hervorgerufen. Die Erze müssen somit vor dem Oberoligozän abgesetzt worden sein. Der Zeitpunkt, in welchem das Vorkommen frühestens entstanden sein kann, ist nicht genau bestimmbar. Die Erzfreiheit der Brekzie beweist in dieser Hinsicht nichts, denn diese kann sowohl auf Entstehung der Brekzie nach der Lagerstättenbildung, als auf eine Vertaubung der Gänge infolge Nebengesteinswechsels zurückgeführt werden. Erzimprägnationen in den hangenden Sedimenten müssen als sekundäre junge Bildungen betrachtet werden und tragen demzufolge zur Altersbestimmung nichts bei. Über das Alter der Lagerstätte kann somit nur ausgesagt werden, daß ihre Bildung zwischen die Entstehung des Taspinits, welcher paläozoisches Alter aufweist, und das Ende der alpinen Metamorphose im Tertiär fällt[1].

d) Vergleich mit der Pb-Zn-Lagerstätte Goppenstein.

Goppenstein stellt, wie Huttenlocher (**30**) dargelegt hat, das typische Beispiel eines durch die alpine Metamorphose umgeformten Erzganges dar, weshalb ein Vergleich mit Taspin, als dem am stärksten metamorphen der hier untersuchten Vorkommen, von Interesse ist. Eine Gegenüberstellung ergibt:

	Goppenstein	Taspin
Form	Lagergang	Lagergänge und -trümer
Nebengestein . . .	Granitporphyr, Biotitgneis, Amphibolit	Gneis (Taspinit)
Erze	Bleiglanz, Blende, Pyrit (Kupferkies, Fahlerz, Arsenkies)	Bleiglanz, Fahlerz, Kupferkies, Pyrit (Zinkblende, Bornit, Arsenkies)
Gangarten	Quarz, Kalzit, Baryt, Fluorit	Quarz, Baryt (Ankerit)
Besondere Neubildungen .	Albit, Serizit, Ba-Feldspat	Albit (Serizit)

Inhaltlich stimmen die beiden Lagerstätten weitgehend überein, Goppenstein ist jedoch, im Gegensatz zu Taspin, viel umfangreicher und auf etwa 1300 m Teufe aufgeschlossen. Beide Vorkommen haben die alpine Metamorphose mitgemacht, zeigen aber, und das interessiert hier am meisten, große Unterschiede im Grad der Umformungen des Inhaltes. In Goppenstein wurde der ganze Erzkörper durchgearbeitet und das Nebengestein eingeknetet, so daß keine nennenswerten Reste der primären Struktur der Gangfüllung erhalten blieben. Die rupturelle Umformung und deren Ausheilung gehen dort weiter, die Neubildung von Mineralien ist intensiver, zu frischem Albit und Serizit tritt noch Ba-Feldspat. Die Durchtränkung des Nebengesteins mit Ganginhalt durch Lösungsumsatz ist ebenfalls stärker. Diese Vorgänge haben in Taspin auch stattgefunden, der Durchbewegung gelang es ebenfalls, aber in viel geringerm Umfang, stellenweise Nebengesteinstrümmer in die Gangmasse aufzuarbeiten; die primären Strukturen wurden nicht durchgehend zerstört, neugebildeter Albit und Serizit sind weniger häufig, Ba-Feldspat fehlt ganz.

Diese wenigen Beispiele zeigen schon den graduellen Unterschied in der Metamorphose beider Lagerstätten. Er ist darauf zurückzuführen, daß der Gneislappen von Taspin mehr als Ganzes gewandert ist, während sich die Hauptbewegungsflächen im Liegenden und im Hangenden der Lagerstätte

[1] Die primäre Natur eines Barytvorkommens in der Brekzie (S. 18), durch welche die Vererzung sofort als nachliasisch bestimmt wäre, ist nicht sicher, doch läßt es nachliasische Bildung als möglich erscheinen.

befanden. Demzufolge erlitt das Vorkommen eine geringere Durcharbeitung als das von Goppenstein, wo der Gang selbst als Bewegungsfläche diente.

e) Zusammenfassung über Taspin.

Die Vererzung auf Taspin ist auf eine den Schamserdecken angehörige Partie von grünem Orthogneis, den Taspinit, beschränkt, die von kleinen, hydrothermalen Gängen, Schlieren und Schmitzen von derbem Baryt unregelmäßig durchschwärmt ist. An verschiedenen Stellen ist der Baryt besonders angereichert und dann von Quarz, Ag-haltigem Bleiglanz, kleinen Mengen von Kupfererzen, Pyrit, Zinkblende und etwas eisenschüssigem Karbonat begleitet. Ein einheitlicher Erzkörper fehlt. Die Gangarten überwiegen stark gegenüber den Erzen, unter denen wieder der Bleiglanz die Hauptrolle spielt.

Die Lagerstätte hat die intensive alpine Epidislokationsmetamorphose, welche das Nebengestein erfaßte, mitgemacht. Die Gänge wurden dabei zerrissen und zu unzusammenhängenden Schmitzen ausgewalzt. Die primäre, innere Gangstruktur wurde durch die Metamorphose größtenteils zerstört und an deren Stelle eine feinkörnige Brekzie (meist Mikrobrekzie) von Erzen, Gangarten und Nebengesteinstrümmern gesetzt. Bleiglanz, Cu-Erze und Baryt rekristallisierten in der Folge weitgehend, so daß diesen Mineralien Spuren der Kataklase fast vollständig fehlen, während solche an Zinkblende, Pyrit und Quarz noch deutlich erkennbar sind.

Lokal treten junge Klüfte auf, die sämtliche obengenannten Erze und Gangarten führen, aber, wie das Fehlen jeglicher mechanischen Beanspruchung zeigt, jünger sind als die Metamorphose, also sekundäre Bildungen darstellen.

Die Lagerstätte ist sicher älter als die Endphasen der alpinen Bewegungen und möglicherweise jünger als Lias.

Ein Vergleich mit der verwandten Pb-Zn-Lagerstätte Goppenstein ergibt, daß dort innerhalb der Lagerstätte eine viel intensivere alpine Metamorphose stattgefunden hat, offenbar weil die Lagerstätte als Bewegungszone diente.

III. Die Cu-Lagerstätte der Alp Ursera (Andeer).

a) Situation.

Die Lagerstätte liegt im Gebiet der Gemeinde Andeer. Zwischen Hinter- und Averser Rhein schiebt sich von S her ein Ausläufer des Hirli (2859 m ü. d. M., zwischen Val Ferrera und Surettatal), der dichtbewaldete Felskopf von Rofna, ein; dieser trägt die Lagerstätte, welche Gruoba (Gruben) genannt wird (T. A. 414 und Fig. 7). Da sich das Vorkommen nur 1,5 km nördlich der Alp Ursera befindet, wird es hier mit dem Namen dieser Alp bezeichnet.

Die Lagerstätte quert den Felskopf in einer schmalen, unzusammenhängenden, ENE-streichenden Zone, die im Streichen auf 1,5 km verfolgbar ist (Fig. 7). Die Aufschlüsse liegen zwischen 1450 und 1730 m ü. d. M. Der Hauptteil des Vorkommens befindet sich auf der N-Seite eines kleinen, flach gegen ENE verlaufenden Tälchens, welches sich vom Weg nach der Alp Ursera bis an den Steilabsturz zum Val Ferrera erstreckt. Nördlich davon liegen zwei flache, bewaldete Kuppen; die westliche wird im folgenden mit P. 1590, die östliche mit P. 1560 (Aneroid) bezeichnet (Fig. 7).

b) Geologie.

Die Lagerstätte ist an den nördlichsten der in den Rofnagneis einstechenden Triaskeile gebunden (vgl. S. 5).

1. Petrographie des Nebengesteins.

Der Rofnagneis. Eine eingehende Bearbeitung hat das Gestein durch Rüetschi erfahren (**48**). Es soll hier nur die in der Nähe der Lagerstätte vorkommende, stark geschieferte Fazies erwähnt werden.

Der Augengneischarakter, der dem hellgrünen Gneis in der weitern Umgebung des Triaskeiles eigen ist, ist in dessen Nähe zum größten Teil verschwunden, um starker Schieferung und feiner Fältelung Platz zu machen. U. d. M. erkennt man Serizit, Quarz, Orthoklas (z. T. albitisiert) als Hauptgemengteile, in untergeordneten Mengen treten Mikroklin, neugebildeter Albit, Apatit, Zirkon und Pyrit auf. Der Serizit ist blaßgrünlich. Quarz und Orthoklas, seltener Mikroklin, treten als blastoporphyrische Gemengteile auf, das Grundgewebe besteht zur Hauptsache aus Quarz und Serizit. Die

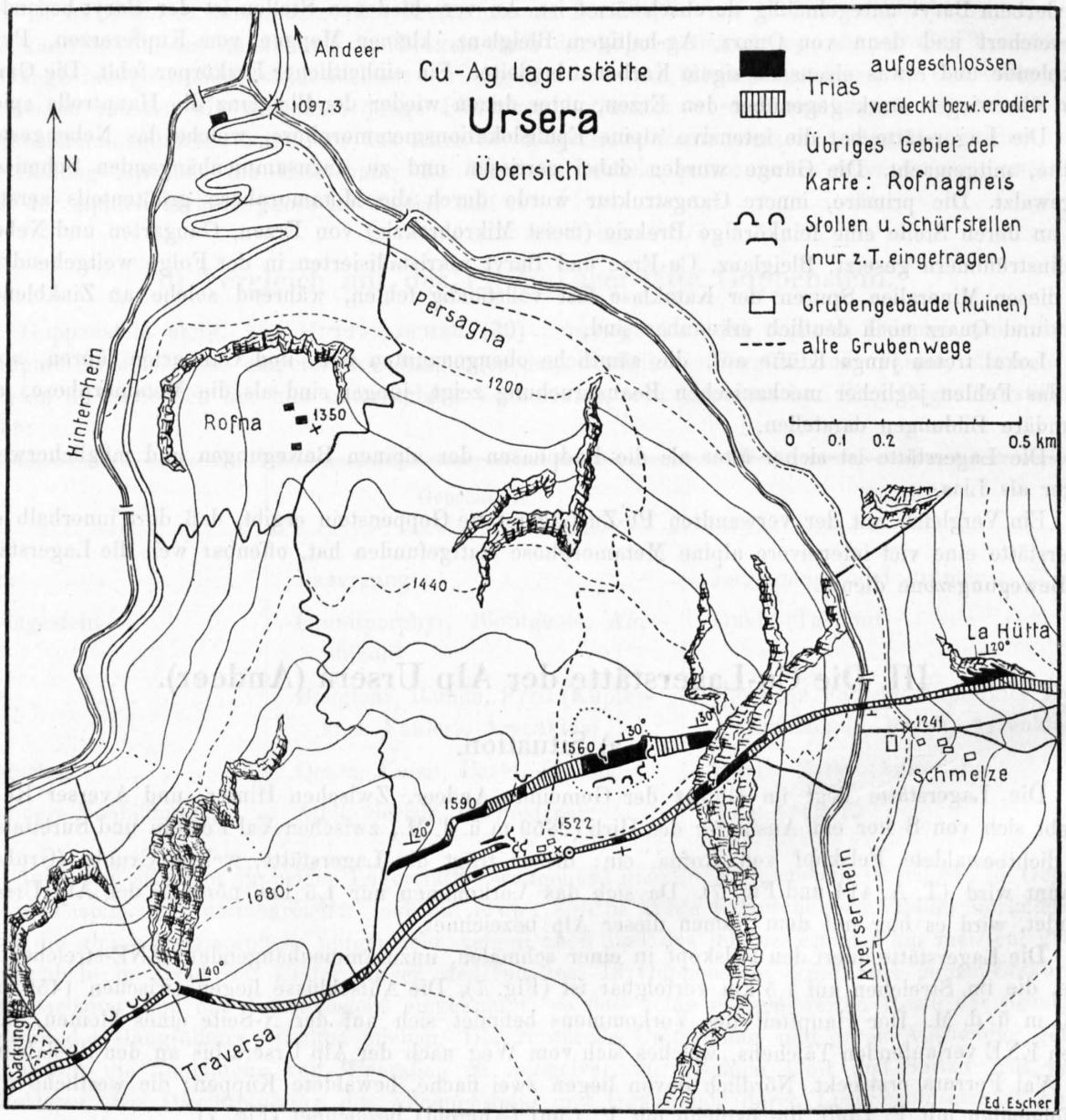


Fig. 7.

größern Komponenten weisen Spuren intensiver Kataklase und, wie das Grundgewebe, solche starker Streckung auf. Die Struktur des Gesteins ist blastoporphyrisch, die Textur stark schiefrig.

Der Serizitgehalt nimmt im allgemeinen mit der Streckung des Gesteins zu, die Orthoklasmenge ab, das Endglied dieser Umwandlung bildet der hellgraue

Serizitschiefer, der zwischen dem Gneis und dem Triaskeil, wo die Durchbewegung am stärksten war, in 0,1—3 m mächtigen Lagen vorkommt und mit dem Gneis durch alle Übergänge verbunden ist. Zuweilen tritt an der Grenze gegen die Trias ein helles, arkoseähnliches Gestein auf, das als transgressives Aufarbeitungsprodukt des Rofnagneises an der Basis des Triasquarzits aufzu-

fassen ist. Es kann vom Gneis nur an der oft hellern Farbe und u. d. M. an der regellosen Anordnung der Gemengteile unterschieden werden.

Die Trias. Der Triaskeil wird zur Hauptsache durch hellen Dolomit gebildet. Im allgemeinen ist die Trias des nördlichsten Keils wie folgt gegliedert:

1.	2,5—35 m	Dolomit,
2.	0,5— 3 m	Dolomitischer Quarzit,
3.		Quarzit,
4.	0 — 1 m	Serizitschiefer (gestreckter Gneis),
5.		Rofnagneis.

Der reine Quarzit kann fehlen (W-Ufer des Averser Rheins bei der Schmelze). Jüngere Triasglieder sind nicht vorhanden, sämtliche Gesteine sind stark gestreckt.

Der Quarzit ist im Handstück hellgrau bis weiß, der splittrige Bruch zeigt zuweilen öligen Glanz. Neben Quarz als Hauptgemengteil treten geringe Mengen von Serizit, Orthoklas, Mikroklin, frischem Albit, Karbonat, Apatit und Zirkon auf. Das Gestein ist feinkörnig, meist homöoblastisch, nur hie und da sind einzelne größere, eckige Quarz- oder Orthoklastrümmer eingestreut. Die Komponenten sind eng ineinander verzahnt. Die undulös auslöschenden Quarzkörner sind oft zu langen Linsen ausgezogen, in denen das Verhältnis des kleinsten zum größten Durchmesser (u. d. M.) bis auf 1 : 12 sinken kann. Mörtelkränze sind am Quarz häufig. Das Karbonat (eisenschüssiger Dolomit) ist dem Quarzit in einzelnen grobkristallinen Körnern und in Lagen und Zügen beigemischt. Gegen den Dolomit hin nimmt der Karbonatgehalt zu.

Der Dolomit liegt in blaugrauen, hellgrauen bis sehr hellen Varietäten vor, die letztern zeigen einen Stich ins rötliche; stets ist eine schlechte, unebene Schieferung vorhanden, zuweilen treten Brekzien auf. Ein eigentlicher Dolomitschiefer von dunkelgrauer Farbe wurde nur in der Erosionsrinne östlich von P. 1522 gefunden. U. d. M. erkennt man als Nebengemengteile kleine Mengen von Serizit, Pyrit und Quarz, selten ein Feldspatkorn. Heller und dunkler Dolomit haben dieselbe feinkristalline Ausbildung, einzig im Stollen 6 (Fig. 8) ist ein Dolomitmarmor aufgeschlossen. Die Anwitterungsfläche erscheint oft feingerippt. Als Ursache läßt sich u. d. M. eine feine Wechsellagerung von dünnen Lagen gröberen und feineren Korns erkennen, welche verschieden rasch abwittern.

Der Dolomit zeigt folgende Zusammensetzung (Probe aus Stollen 3, Handstück 639):

	Gew.-%
In HCl unlöslich	0,45
Fe_2O_3	0,03
FeO	0,98
MnO	0,22
CaO	29,03
MgO	21,26
Gesamt-H_2O	0,37
CO_2	47,85
	100,19

Molekular entspricht der Karbonatanteil einer Zusammensetzung von

	Mol.-%
FeO	0,6
CaO	24,1
MgO	24,7
CO_2	50,6
	100,0

Analytiker: Ed. Escher.

Zwischen La Hütta und der Aua Granda steht etwas Rauhwacke an (Fig. 7).

Die Beschaffenheit des Nebengesteins, sowohl des Kristallins als der Sedimente, läßt erkennen, daß über das Gebiet der Lagerstätte eine kräftige alpine Epidislokationsmetamorphose hinweggegangen ist[1].

2. Tektonik.

Der Rofnagneis streicht im allgemeinen EW. Auf der Höhe der Gruben fällt er 20—40° N ein, um sich in der Sohle des Val Ferrera bis zu 80° N-Fallen aufzurichten. Der Triaskeil ist dem

[1] Nebenbei seien noch rezent gebildete, kugelige Kalzitkonkretionen erwähnt, die lose auf der Sohle des Römerstollens (Stollen 7, Fig. 8) liegen. Die Struktur ist oolithisch, die einzelnen Schalen sind radialfasrig, der Durchmesser beträgt bis 1 cm, im Zentrum findet sich stets ein Splitter von Rofnagneis, der zuweilen etwas Epidot führt. Die Konkretionen entstehen durch Absatz aus Wasser, das vom Stollendach tropfend, durch den Aufschlag die Gneissplitter, an denen sich der Kalk niederschlägt, hindert, sich festzusetzen. Das Karbonat stammt aus dem Dolomit.

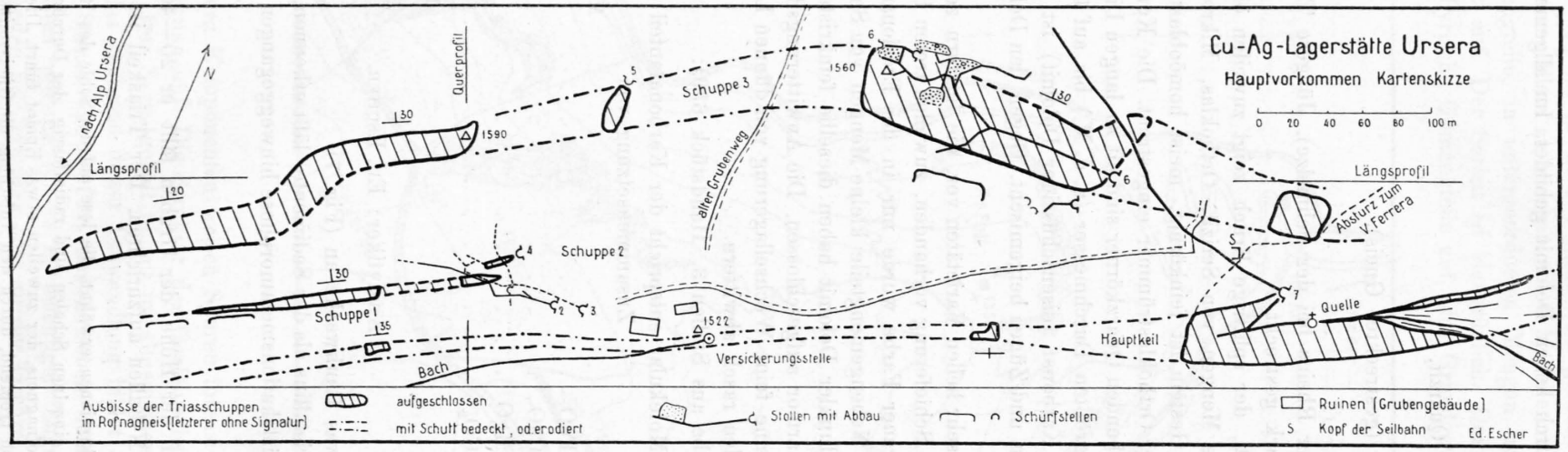

Cu-Ag-Lagerstätte Ursera
Hauptvorkommen Kartenskizze
0 20 40 60 80 100 m
nach Alp Ursera
N
Querprofil
Längsprofil
Schuppe 3
Schuppe 2
Schuppe 1
alter Grubenweg
Absturz zum V. Ferrera
Quelle
Hauptkeil
Versickerungsstelle
Bach
1590
1560
1522
Ausbisse der Triasschuppen im Rofnagneis (letzterer ohne Signatur)
aufgeschlossen
mit Schutt bedeckt, od. erodiert
Stollen mit Abbau
Schürfstellen
Ruinen (Grubengebäude)
S Kopf der Seilbahn
Ed. Escher

Fig. 8.

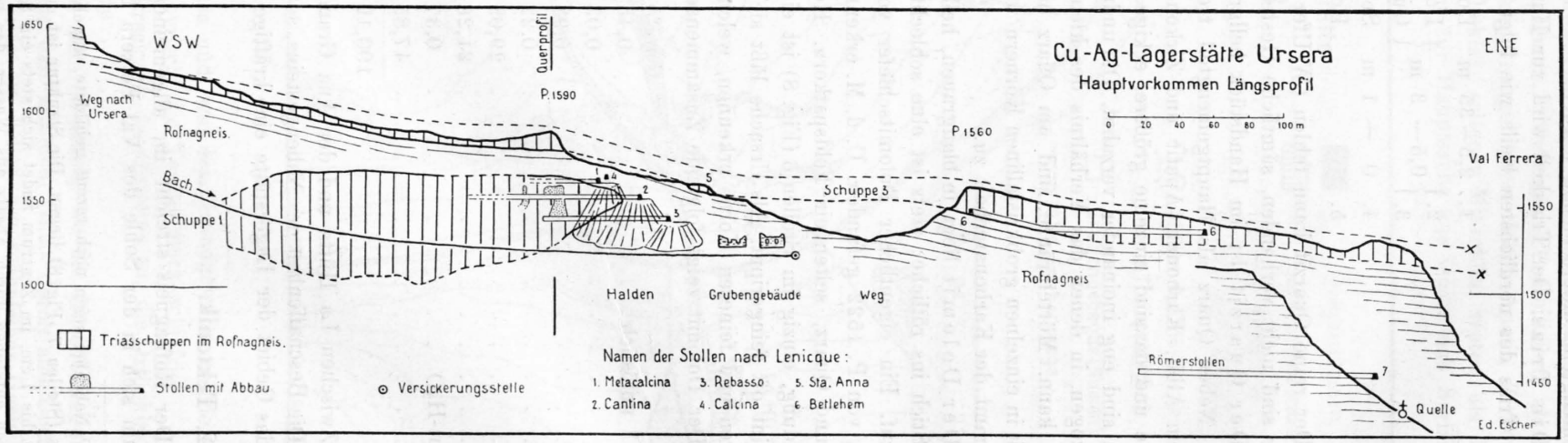

Cu-Ag-Lagerstätte Ursera
Hauptvorkommen Längsprofil
0 20 40 60 80 100 m
WSW
ENE
Querprofil
P. 1590
P. 1560
Weg nach Ursera
Rofnagneis
Bach
Schuppe 1
Schuppe 3
Val Ferrera
Halden
Grubengebäude
Weg
Rofnagneis
Römerstollen
Quelle
Triasschuppen im Rofnagneis
Stollen mit Abbau
Versickerungsstelle
Namen der Stollen nach Lenicque:
1. Metacalcina
2. Cantina
3. Rebasso
4. Calcina
5. Sta. Anna
6. Betlehem
Ed. Escher

Fig. 9.

Gneis konkordant eingelagert. Er gliedert sich im Gebiet der Lagerstätte in einen Hauptkeil und drei kleine, hangende Schuppen. Der Hauptkeil, der bis unter die Sohle des Val Ferrera einsticht, läßt sich von der Alp Tobel (östlich der Schmelze) nach W bis ungefähr zur Grenze zwischen Schams und Hinterrhein im Suferser Schwarzwald verfolgen (Fig. 7).

Bei La Hütta tritt er von E her ins Untersuchungsgebiet ein. Auf der S-Seite des kleinen Felskopfes von La Hütta ist die Trias in vier kleinen, übereinanderliegenden Mulden mit dem hangenden Gneis verfaltet. Bei der Schmelze durchsetzt sie in einer Mächtigkeit von nur 3 m den Rhein und streicht von dort in die Erosionsrinne unter der Felswand östlich des Erzvorkommens hinauf. Der Quarzit ist fast durchweg ausgequetscht. Ein kurzes Gneispaket, das 1450 m ü. d. M. vom Hangenden her in den Dolomit hineinstößt, trennt eine Schuppe von diesem ab. In deren steil gegen N einstechendem Ende befindet sich das Mundloch des 210 m langen Römerstollens, der vom Mundloch weg auf 25 m der Grenze Gneis—Dolomit folgt, um dann eine N-fallende Rutschfläche, die gegen NW in den tauben Gneis hinein abbiegt, zu verfolgen. Der Hauptkeil zieht sich in dem Tälchen südlich des Hauptvorkommens in einer Mächtigkeit von etwa 15 m gegen W. Hangender und liegender Gneis sind stark gequält.

Der Keil setzt sich nach Traversa fort; die Verbindung mit dem östlichen Teil ist nur an einer Biegung des Alpweges aufgeschlossen. Auf Traversa ist der Dolomit nur noch 2—8 m mächtig und streicht ENE bei 30—40° E-Fallen.

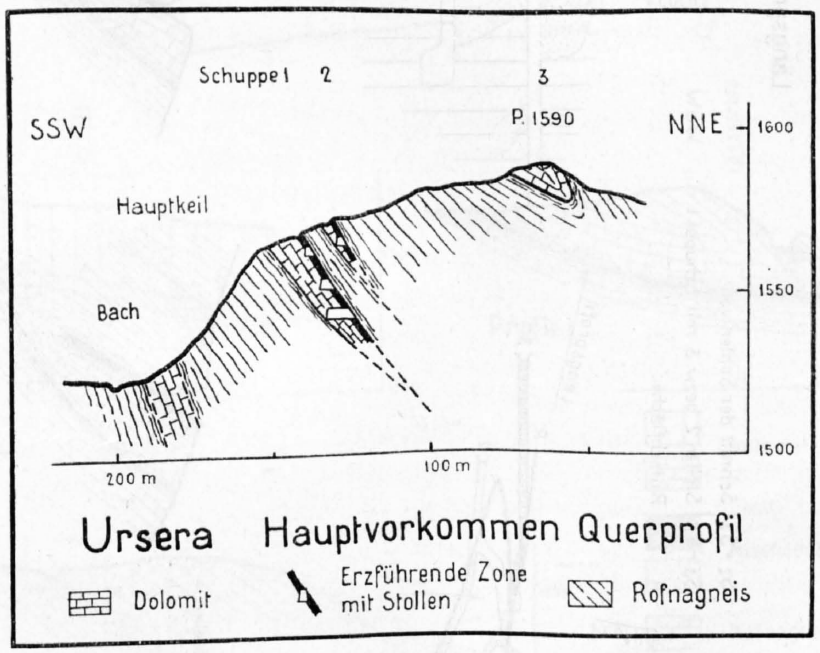


Fig. 10.

Die drei im Hangenden des Hauptkeils auftretenden Triasschuppen sind nur zwischen dem Alpweg und dem Steilabsturz zum Val Ferrera in der Umgebung von P. 1590 und P. 1560 vorhanden und werden vom Liegenden zum Hangenden mit Schuppe 1, 2 und 3 bezeichnet (Fig. 8 bis 12). Sie haben nur geringe Ausdehnung, da jedoch die Vererzung zur Hauptsache an ihre Umgebung gebunden ist, müssen sie näher beschrieben werden. Sie sind durch den frühern Bergbau gut aufgeschlossen; von sieben Stollen sind vier noch begehbar.

Die Schuppe 1, die nördlich über dem Hauptkeil liegt, besitzt eine größte Mächtigkeit von etwa 15 m und ist von letzterem durch eine ebenso mächtige Gneislage getrennt. Sie beginnt über den großen Halden westlich der Grubengebäude, ihr Ausbiß ist von dort, durch Schürfungen markiert, auf eine kurze Strecke gegen W verfolgbar. Das E-Ende wurde durch drei von E nach W verlaufende Stollen angefahren, aus deren Aufschlüssen sich das in Figur 11 dargestellte Bild vom Verlauf der Schuppe 1 gewinnen läßt. Die Schuppe keilt danach im Gebiet der Stollenmundlöcher gegen E

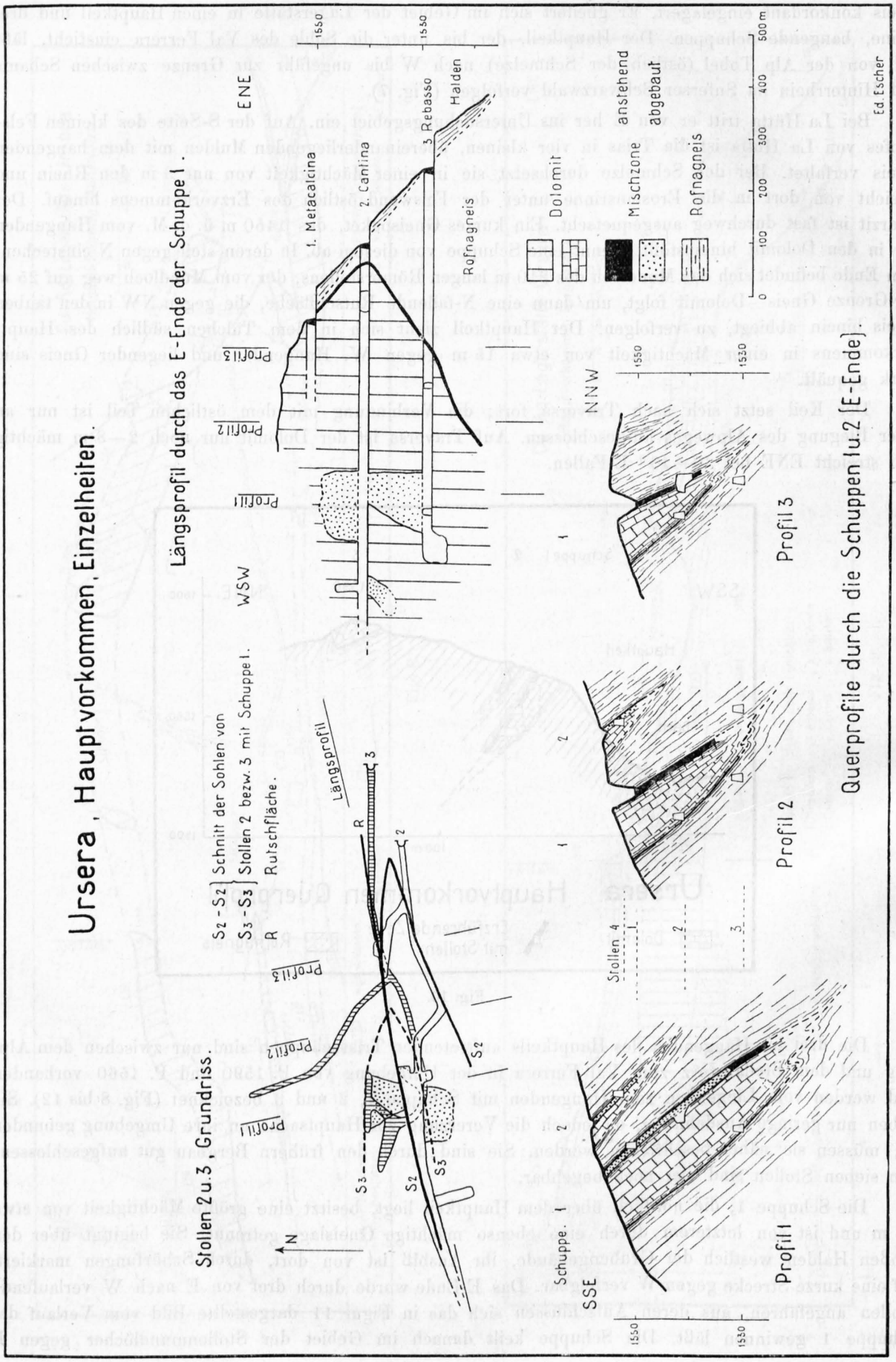

Ursera, Hauptvorkommen, Einzelheiten.
Stollen 2 u. 3, Grundriss.
S2 - S2 } Schnitt der Sohlen von
S3 - S3 } Stollen 2 bezw. 3 mit Schuppe I.
R Rutschfläche.
Längsprofil
Profil 1
Profil 2
Profil 3
N
S3
S2
R
Längsprofil durch das E-Ende der Schuppe I.
WSW
ENE
1550
1530
1. Metacalcina
2. Canlina
3. Rebasso
Halden
Rofnagneis
Dolomit
Mischzone
Rofnagneis
anstehend
abgebaut
0
100
200
300
400
500 m
Schuppe I
SSE
NNW
Stollen 4
Profil 1
Profil 2
Profil 3
Querprofile durch die Schuppen 1 u. 2 (E-Ende)
Ed. Escher

Fig. 11.

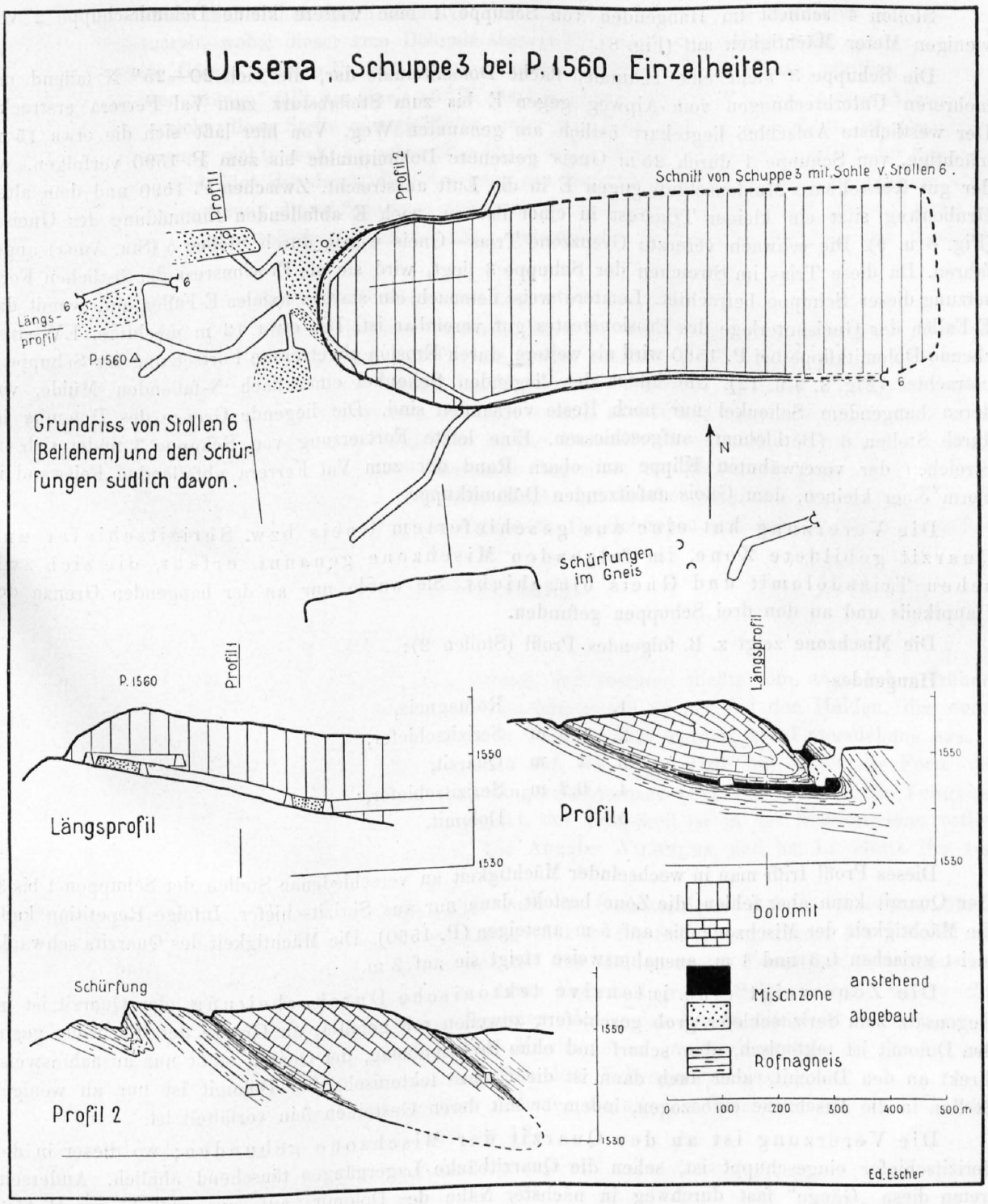


Fig. 12.

aus. In dem 30 m westlich vom Mundloch entfernten Querschlag von Stollen 2 ist der Triasdolomit noch 10 m mächtig. In einem weitern, zwischen diesem und dem Mundloch gelegenen Querschlag noch 3,5 m, nördlich vom Mundloch, wo der Dolomit zutage ausstreichen sollte, ist an der Oberfläche nur noch eine Rutschfläche im Gneis vorhanden. Ein Querschlag im Stollen 3, der 40 m vom Mundloch liegt und den Dolomit durchfahren müßte, wenn er vorhanden wäre, verläuft vollständig im Gneis, während der Stollen selbst weiter westlich wieder auf Dolomit stößt. Die Schuppe 1 keilt demnach nicht nur gegen E, sondern auch gegen unten aus.

Stollen 4 schließt im Hangenden von Schuppe 1 eine weitere kleine Dolomitschuppe 2 von wenigen Meter Mächtigkeit auf (Fig. 8).

Die Schuppe 3 stellt eine schmale, flache Dolomitmulde dar, die sich 20—25° N fallend mit mehreren Unterbrechungen vom Alpweg gegen E bis zum Steilabsturz zum Val Ferrera erstreckt. Der westlichste Aufschluß liegt hart östlich am genannten Weg. Von hier läßt sich die etwa 15 m mächtige, von Schuppe 1 durch 25 m Gneis getrennte Dolomitmulde bis zum P. 1590 verfolgen, wo der gut feststellbare Muldenschluß gegen E in die Luft ausstreicht. Zwischen P. 1590 und dem alten Grubenweg sitzt ein kleiner Triasrest in einer flachen, nach E abfallenden Einmuldung des Gneises (Fig. 8 u. 9). Die schwach vererzte Grenzzone Trias—Gneis wurde durch Stollen 5 (Sta. Anna) angefahren. Da diese Trias im Streichen der Schuppe 3 liegt, wird sie als Erosionsrest der östlichen Fortsetzung dieser Schuppe betrachtet. Letztere weist demnach ein starkes axiales E-Fallen auf, womit das E-Fallen der Gneisunterlage des Erosionsrestes gut vereinbar ist. Die etwa 12 m mächtige, EW-streichende Dolomitklippe bei P. 1560 wird als weitere, durch Erosion abgetrennte Fortsetzung der Schuppe 3 betrachtet (Fig. 8, 9 u. 12). Sie bildet den liegenden Schenkel einer flach N-fallenden Mulde, von deren hangendem Schenkel nur noch Reste vorhanden sind. Die liegende Grenze des Dolomits ist durch Stollen 6 (Bethlehem) aufgeschlossen. Eine letzte Fortsetzung von Schuppe 3 findet sich im Streichen der vorerwähnten Klippe am obern Rand der zum Val Ferrera abfallenden Felswand in Form einer kleinen, dem Gneis aufsitzenden Dolomitkuppe.

Die Vererzung hat eine aus geschiefertem Gneis bzw. Serizitschiefer und Quarzit gebildete Zone, im folgenden Mischzone genannt, erfaßt, die sich zwischen Triasdolomit und Gneis einschiebt. Sie wurde nur an der hangenden Grenze des Hauptkeils und an den drei Schuppen gefunden.

Die Mischzone zeigt z. B. folgendes Profil (Stollen 2):

Hangendes

1.		Rofnagneis,
2.	0,8 m	Serizitschiefer,
3.	1 m	Quarzit,
4.	0,2 m	Serizitschiefer,
5.		Dolomit.

Dieses Profil trifft man in wechselnder Mächtigkeit an verschiedenen Stellen der Schuppen 1 bis 3. Der Quarzit kann aber fehlen, die Zone besteht dann nur aus Serizitschiefer. Infolge Repetition kann die Mächtigkeit der Mischzone bis auf 5 m ansteigen (P. 1560). Die Mächtigkeit des Quarzits schwankt meist zwischen 0,3 und 1 m, ausnahmsweise steigt sie auf 2 m.

Die Zone zeigt eine intensive tektonische Durcharbeitung, der Quarzit ist im Gegensatz zum Serizitschiefer grob geschiefert, zuweilen roh gefaltet, die Grenze der Mischzone gegen den Dolomit ist tektonisch, aber scharf und ohne Brekzienbelag, der Quarzit stößt nur ausnahmsweise direkt an den Dolomit, aber auch dann ist die Grenze tektonisch; der Dolomit ist nur an wenigen Stellen in die Mischzone einbezogen, indem er mit deren Gesteinen fein verfältelt ist.

Die Vererzung ist an den Quarzit der Mischzone gebunden; wo dieser in den Serizitschiefer eingeschuppt ist, sehen die Quarzitbänke Lagergängen täuschend ähnlich. Anderseits treten diese „Gänge“ fast durchweg in nächster Nähe des Dolomits auf, nur südlich von P. 1560 liegen zwei 50 cm mächtige Quarzlagen nebst mehreren Quarzlinsen mit etwas Erz, die in einem Tagbau und einem Stollen aufgeschlossen sind, konkordant im Serizitschiefer ohne Dolomitbegleitung. Es frägt sich deshalb, ob es sich bei diesem Quarzit um Gangart, die mit den Erzen epigenetisch zugeführt, oder um Triasquarzit, also normales Liegendes des Dolomits, der dem Serizitschiefer tektonisch eingestoßen wurde, handle. Im Handstück sieht er sicherm Triasquarzit vom Hauptkeil völlig gleich, ebenso u. d. M., nur führt er etwas weniger Feldspat, Apatit und Zirkon; durch das Vorkommen dieser Gemengteile ist er aber als Sediment charakterisiert, auch führt er zuweilen Schlieren von Karbonat. Jegliche Reliktstruktur, die an einen Gangabsatz erinnern würde, fehlt. Die Gebundenheit an den Triasdolomit spricht vollends dafür, daß es sich um Triasquarzit handelt.

Die Mischzone muß daher durch intensive Verschieferung des Gneises und durch Verschuppung mit dem Triasquarzit, wobei dieser vom Dolomit abgeschürft wurde, entstanden sein.

Die beiden „Gänge" südlich P. 1560 liegen in einer stark geschieferten Zone; nördlich derselben, im Hangenden der „Gänge" fällt der Gneis 50° N, im Liegenden dagegen nur 25°, in einer Abzweigung von Stollen 6, welche diese Stelle wenige Meter unter der Erdoberfläche unterfährt, ist von Quarzgängen und Vererzung nichts mehr zu sehen (Fig 12). Da die Gänge im Streichen östlich der Schuppen 1 und 2 liegen, wird hier die durch die Divergenz des liegenden und des hangenden Gneises angedeutete östliche Fortsetzung dieser Schuppen vermutet, deren Dolomit erodiert und deren Quarzit mit dem geschieferten Gneis verschuppt wurde. Die „Quarzgänge" können also ebenfalls der Mischzone zugeordnet werden.

Es ergibt sich somit über die Geologie der Lagerstätte:

Im Hangenden eines NE streichenden Triaskeils liegen bei Gruoba drei kleine Schuppen. Während der Hauptkeil bis unter die Sohle des Val Ferrera reicht, stechen die Schuppen nur 10—30 m tief in den Gneis ein und sind nur vom Absturz ins Val Ferrera gegen W bis zum Alpweg verfolgbar, weiter westlich haben sie keine Fortsetzung. Schuppe 1 und, soweit sich beobachten läßt, auch 2 sind gleich gebaut wie der Hauptkeil. Im Hangenden ist der Dolomit von einer aus Triasquarzit und geschiefertem Gneis gebildeten, tektonischen Mischzone begleitet; im Liegenden stößt er längs einer Rutschfläche an den Gneis. Schuppe 3 stellt eine Mulde mit deutlich sichtbarer Umbiegung dar, an der die Mischzone lokal auch an das Liegende übergreift. Die Schuppen sind tektonisch vom Hauptkeil abgeschürft worden.

c) Vererzung.

1. Das äußere Bild der Lagerstätte.

Die heute vorhandenen Aufschlüsse sind erzarm und verraten nichts vom angeblichen frühern Reichtum der Lagerstätte, sie reichten aber, in Verbindung mit Stufen von den Halden, die durch einige Stücke aus dem Naturhistorischen Museum in Chur ergänzt wurden, zur Untersuchung aus.

Die Erze treten nur innerhalb der Mischzone auf, die Lagerstätte hat daher die Form von „Lagergängen", die zwischen Dolomit und Gneis eingeschoben sind (Fig. 10, 11, 12). Die Vererzung ist hauptsächlich auf die Schuppen 1 bis 3 beschränkt, der Hauptkeil ist in der Erosionsrinne östlich von P. 1522 und auf Traversa schwach vererzt. Die Angabe Wilhelms, daß bei La Hütta Erz vorkomme, kann ich nicht bestätigen.

Die Erze treten vor allem im Quarzit, aber auch im Serizitschiefer und im Gneis auf. Merkwürdigerweise fehlt vererzter Dolomit fast vollständig; nur in der Schuppe 2 konnte ich Dolomit mit einer Spur Fahlerz und Pyrit finden, während sich auf den Halden nichts Derartiges feststellen ließ. Die Vererzung umfaßt eine Zone von 0,5—2 m, deren Erzgehalt großen Schwankungen unterworfen ist. Vereinzelte erzreiche Zonen wechseln mit erzarmen, denen das Erz in einzelnen Körnern eingesprengt ist; der größte Teil der aufgeschlossenen Mischzone ist praktisch erzfrei. In den reichern Stufen ist das Erz in konkordanten Zügen und Linsen dem Nebengestein eingelagert.

Die Erze wurden restlos abgebaut, größere Abbaue, die alle der Mischzone folgen, finden sich in allen Stollen der Schuppen 1 bis 3 (Fig. 10 bis 12).

2. Die Ausbildung der Erze.

An Erzen sind vorhanden:

Tetraedrit,
Chalkopyrit,
Bornit,
Antimonit,
Bleiglanz,
Pyrit,
Covellin, Malachit, Azurit.

Das Fahlerz ist Hauptmineral, alle übrigen Erze sind untergeordnet.

Der Tetraedrit zeigt u. d. O. die typische, schmutzig-graugrüne Reflexfarbe. Strukturätzung nach SCHNEIDERHÖHN (**52**, S. 434) entwickelt an derben Fahlerzpartien richtungslose Pflasterstruktur. Die einzelnen Körner grenzen glatt, ohne Verzahnung, aneinander. Das reine Material führt 1,46 % Ag[1] und ist schwach As-haltig (Nachweis mit Wasserstoffflamme). Einschlüsse, die als Ag-Träger in Betracht kommen könnten, sind nicht wahrnehmbar, das Silber muß in fester Lösung eingelagert sein.

Der Chalkopyrit ist in scharfbegrenzten Körnern ein steter Begleiter des Fahlerzes und ist mit diesem verwachsen; Strukturen, die auf Umwandlung der Mineralien ineinander hindeuten, fehlen (Fig. 13). Der Chalkopyrit kommt auch selbständig, in Einzelkörnern und Aggregaten mit granoblastischer Struktur dem Nebengestein eingesprengt, vor, hie und da tritt Zwillingslamellierung auf.

Fig. 13. Ursera. Fahlerz (weiß) mit Kupferkies (schwarz, in dieser Stufe ausnahmsweise häufig), Gefüge durch Rekristallisation im Gefolge der alpinen Durchbewegung der Lagerstätte entstanden. Punktiert: Korrodierter, mechanisch beanspruchter Quarz. Vergr.: 53mal. Anschliff.

Der Bornit wurde in geringen Mengen auf Traversa und im Tagbau südlich P. 1560 gefunden. Er enthält häufig entmischte Spindeln und Stäbchen von Kupferkies sowie kleine, rundliche Bleiglanzeinschlüsse. Mit Fahlerz und Kupferkies ist er eng verwachsen. Die gegenseitigen Beziehungen der drei Erze entsprechen genau den auf Taspin beobachteten (Fig. 5 u. Taf. I, Fig. 2).

Der Antimonit fand sich nur auf Traversa in einzelnen, verbogenen, oft zerbrochenen Nadeln dem Quarzit eingelagert.

Der Bleiglanz ist selten; außer als Einschluß im Bornit tritt er in einzelnen, dem Nebengestein eingesprengten Körnern auf.

Der Pyrit ist auf der ganzen Lagerstätte in den Erzen sowie im Nebengestein verbreitet. Die Körner sind z. T. idiomorph, meist jedoch in eckige Stücke zertrümmert, im Kontakt mit den übrigen Erzen von diesen korrodiert, wie der Pyrit von Taspin (Fig. 5 u. Taf. I, Fig. 2). Der Gneis ist stellenweise stark pyritisiert (z. B. am W-Ende der Schuppe 3). An überhängenden, vor Niederschlägen geschützten Stellen bilden sich an derartigen Gneispartien Gipsausblühungen.

Die Oxydationserze Covellin, Malachit und Azurit sind häufig. Ersterer durchzieht in dünnen Schnüren das Fahlerz und den Bornit, in letzterm findet man ihn auch in großen, blättrigen Individuen, die mit dem Wirt zuweilen myrmekitartig verwachsen sind. Den Bleiglanzkörnern ist oft Covellin aufzementiert. Malachit und Azurit bilden als stete Begleiter des Fahlerzes flechtenartige Überzüge auf Rissen im Quarzit, und zeigen, im Verein mit rostiger Anwitterung, selbst den geringsten Erzgehalt des Gesteins an.

Die Gangarten. Der nicht sehr häufige Baryt tritt als einzige Gangart in derben, körnigen Massen auf, die das Nebengestein in konkordanten Lagen durchziehen. U. d. M. erkennt man dieselbe Ausbildung wie in Taspin (granoblastische Verwachsung, verbogene Spaltrisse, undulöse Auslöschung, Zwillingslamellierung, vgl. S. 19). Zuweilen macht sich eine schwache Streckung geltend, Reliktstrukturen fehlen. Der Baryt ist mit neugebildetem Quarz, mit Serizit und Karbonat vermengt. Wie auf Taspin muß die Struktur der Barytmassen als das Resultat metamorpher Umformung gedeutet werden.

Quarz, der durch die Vererzung zugeführt wurde, konnte neben dem Triasquarzit nicht nachgewiesen werden.

Die Verwachsung der Erze mit dem Nebengestein. Das Haupterz, der Tetraedrit, ist in langgestreckten Linsen und Zügen, in kleinen Nestern und in Einzelkörnchen dem Quarzit, in etwas geringerm Maße dem Serizitschiefer, eingelagert und mit dem Nebengestein durch feine Fortsätze, die

[1] Analysiert durch: Abt. f. Chemie, E. T. H. Zürich.

zwischen die Quarzkörner hineingreifen, verzahnt. In Berührung mit dem Erz ist der Quarz buchtig korrodiert. In der Umgebung der körnigen Erze ist das Nebengestein mit feinen Erzpartikelchen durchstäubt. Es ergeben sich ähnliche Bilder wie auf Taspin (vgl. Fig. 6). Verwachsungen der Erze mit dem Baryt wurden nirgends gefunden.

Chalkopyrit und Bornit sind mit dem Nebengestein in gleicher Weise verwachsen wie das Fahlerz.

3. Die Entstehung der Lagerstätte.

Das Nebengestein hat die alpine Epimetamorphose erlitten. Die granoblastische Ausbildung des Baryts und die am Pyrit erkennbare Kataklase zeigen, daß auch die zur Vererzung gehörigen Mineralien von der Metamorphose ergriffen wurden. Die Cu-Erze besitzen körnige Ausbildung und lassen keinerlei Kataklase erkennen; die umgeformten Begleitmineralien zeigen aber, daß man in dieser Struktur der Cu-Erze ein Produkt der Metamorphose zu erblicken hat, die Spuren der mechanischen Beeinflussung derselben wurden jedoch nachträglich durch die Rekristallisation verwischt.

Das Fehlen jeglicher, sicher als solche erkennbaren Reliktstruktur erschwert die Rekonstruktion der Genesis und der primären Ausbildung des Vorkommens. Der Umstand, daß eine umfangreichere, sicher primäre Vererzung des Dolomits nicht festgestellt werden konnte, könnte zu den Deutungen Anlaß geben, daß die Vererzung entweder vor dem Absatz des Dolomits vor sich ging und somit nur den Quarzit und den angrenzenden Gneis erfassen konnte, oder daß sie nach der Dolomitsedimentation stattfand, aber den Dolomit nicht angriff. Gegenüber diesen beiden gesucht erscheinenden Erklärungen ist aber der nachfolgend angeführten Erklärung der Genesis des Vorkommens der Vorzug zu geben, wonach die Lagerstätte nach der Einfaltung der Trias entstanden ist, nachdem durch die Bildung der Mischzone, die mit Schieferung und Zerrüttung der Gesteine verbunden war, eine gute Zirkulationsmöglichkeit für Erzlösungen gegeben war. Die Horizontbeständigkeit der Lagerstätte ist dann nur insofern stratigraphisch bedingt, als die Bewegungen während der Einfaltung der Trias einem bestimmten stratigraphischen Niveau folgten. Bei dieser Erklärung des Vererzungsvorganges ist auch zu berücksichtigen, daß die Erzarmut des Dolomits wenigstens zum Teil durch vollständigen Abbau oder Verschüttung vererzter Stellen vorgetäuscht sein kann.

Nach dem oben Gesagten ist nachtriadische Bildung der Lagerstätte wahrscheinlich.

Eine weitere Abgrenzung des Alters ergibt sich aus einer andern Beziehung des Vorkommens zur Tektonik. Die Abtrennung der drei hangenden Triasschuppen vom Hauptkeil ist sicher jünger als die Vererzung, denn die Schubfläche im Liegenden der Schuppe 1, längs welcher diese vom Hauptkeil abgetrennt wurde, zeigt keinerlei Vererzung, obschon sie eine ebenso gute Durchgangsmöglichkeit für die Erzlösungen darstellt wie die hangende Mischzone. Die Vererzung muß somit stattgefunden haben, als die Mischzone noch unzerstückelt dem Hauptkeil angehörte; sie ist also sicher älter als die letzten Bewegungsphasen in der Surettadecke, die im Tertiär stattgefunden haben. Die Entstehung des Vorkommens ist demnach zwischen Trias und Tertiär zu suchen. Das Auftreten von Erzen im Liegenden der Schuppe 3 steht mit dieser Auffassung nicht im Widerspruch, da dort die Mischzone über eine Muldenumbiegung an das Liegende des Dolomits hinuntergreift (Fig. 12). Die Vererzung fand nach den ersten Bewegungsphasen, welche wenigstens die Anfänge der Mischzone erzeugten, statt. Während der weitern Bewegungen wurde die Mischzone vollendet und die inzwischen entstandene Erzlagerstätte metamorphosiert.

Diese letzte Entstehungsphase der Lagerstätte (Abtrennung der drei Schuppen vom Hauptkeil) ist von Wichtigkeit. Sie läßt im Gegensatz zu der von Lenicque (**34**) und Markwalder (**19**) in ihren Gutachten vertretenen Auffassung, daß drei konkordante, in größere Tiefen hinunterreichende Gänge, die von einem vierten diskordant geschnitten werden, vorhanden seien, ein Hinuntersetzen der Lagerstätte in größere Tiefen nur am Hauptkeil erwarten. An den Schuppen kann die Lagerstätte nicht tiefer reichen als diese selbst, nämlich schätzungsweise höchstens 30—40 m unter die Erdoberfläche.

d) Zusammenfassung über Ursera.

Die Vererzung hat in Ursera eine 0,5—3 m mächtige Bank von Triasquarzit, die zwischen Rofnagneis und Dolomit liegt und mit ersterm verschuppt ist, erfaßt. Auch der angrenzende Gneis

wurde vererzt, während im Dolomit Vererzung nicht sicher festgestellt werden konnte. Der Quarzit befindet sich im Hangenden des nördlichsten der gegen N in die Rofnagneismasse einstechenden Triaskeile und an einigen sekundären, von diesem abgetrennten Schuppen. Die Erze, zur Hauptsache Ag-haltiger Tetraedrit und Kupferkies, sind in konkordanten Linsen und Zügen sowie in Einzelkörnchen hauptsächlich dem Triasquarzit, untergeordnet dem geschieferten Gneis, eingelagert. Die Verteilung der Erze ist unregelmäßig, in einzelnen Nestern, zwischen denen aber weit beträchtlichere erzarme und taube Partien liegen, fand eine Anreicherung statt. Baryt ist Begleitmineral. Das Vorkommen erlitt die alpine Epimetamorphose, die sich aber nur noch am Baryt und am Pyrit nachweisen läßt, die Kupfererze sind vollständig rekristallisiert. Die Entstehung ist in die Zeit zwischen Trias und Tertiär zu verlegen.

IV. Vergleich von Taspin und Ursera.

	Taspin	Ursera
Nebengestein	Taspinitgneis	Triasquarzit, Serizitschiefer
Deckeneinheit	Schamserdecken	Surettadecke
Wahrscheinliches Alter	Vor-Oberoligozän	Trias bis Tertiär
Form	Gänge	Imprägnierte, lagergangförmige Zone
Erze	Bleiglanz (Kupferkies, Bornit, Tetraedrit, Pyrit, Zinkblende)	Tetraedrit mit Ag, Kupferkies (Bornit, Antimonit, Bleiglanz, Pyrit)
Gangarten	Baryt, Quarz (Karbonat)	Baryt

Die Mineralbestände sind einander sehr ähnlich, einzig die in geringen Mengen auftretenden Komponenten Blende, Antimonit und Karbonat sind nicht gemeinsam. Art und Intensität der alpinen Metamorphose und die dadurch erzeugten Strukturen sind wenig verschieden. Ein Unterschied besteht vor allem im Mengenverhältnis der Hauptmineralien: Während auf Taspin Bleiglanz, Baryt und Quarz vorherrschen, sind in Ursera Fahlerz und Kupferkies die Haupterze.

Die Ähnlichkeit der Mineralbestände läßt vermuten, daß die beiden Lagerstätten nur in quantitativer Hinsicht verschiedene Produkte ein und desselben Vererzungsvorgangs darstellen, was mit ihrem wahrscheinlichem Alter vereinbar wäre. Auch die geringe räumliche Entfernung (8 km) spräche für gemeinsame Entstehung. Da aber nach den bisherigen Ergebnissen der geologischen Untersuchungen (**76**) des Gebietes beide Lagerstätten verschiedenen tektonischen Einheiten angehören, fällt dieses Argument weg; es dürfte erst geltend gemacht werden, wenn über die chemische Ähnlichkeit hinaus ein genetischer Zusammenhang zwischen Rofnagneis und Taspinit nachgewiesen werden könnte. Indessen wissen wir nicht, inwieweit bereits in der Trias Schuppenbildung als Vorläufer der spätern Deckenentstehung eine Annäherung der Lokalitäten zur Folge hatte. Auch kann in weitem Umkreis an verschiedenen Stellen ähnliche Mineralisation auftreten, wenn eine unterliegende Magmamasse erhebliche Ausdehnung hat. Wahrscheinlich würde die vollständige Abwicklung der Decken uns zu große Entfernungen vortäuschen, während anderseits die spätere Tektonik die Mineralisationszentren noch mehr genähert hat. So ist vielleicht anzunehmen, daß innerhalb eines relativ großen, jedoch bereits dem Zusammenschub unterworfenen Gebietes Erzlösungen empordrangen, die stammverwandt waren. Dabei ist durchaus möglich, daß über längere Zeiträume mit zunehmender embryonaler Verschuppung Erzzufuhr stattfand.

Eine Stütze für diese Auffassung liegt im häufigen Auftreten von Erzspuren in der Umgebung von Taspin und Ursera. So treten in den Sedimenten der Suretta- und der Schamserdecken vereinzelt schwache Anflüge von Malachit und Azurit auf; so stieß ich auf solche auf der E-Seite des Surettatals im Dolomit zwischen Alp Suretta und Hirli (1960 m ü. d. M. in der Nähe einer kleinen Hämatitimprägnation, Fig. 29) und im Dolomit der Schuppenzone am Reischenbach (Fig. 1). Im Naturhistorischen Museum Basel liegt ein gleichartiger Anflug aus dem Dolomit des Piz Alv (östlich Innerferrera), und

Wilhelm (**76**, S. 28) erwähnt Bleiglanz aus der Nordwand des Piz Alv. Herrn A. Gansser (Zürich) verdanke ich die (mit Proben belegte) Mitteilung von einem Vorkommen von Fahlerz mit Quarz im Dolomit der Gemsschlucht südlich des Guggernüll (Splügen), das er bei der geologischen Untersuchung jener Gegend fand (Fig. 29).

Weiterhin fand Herr J. Neher (Zürich), dem ich die folgenden, durch Handstücke belegten Angaben verdanke, bei der Untersuchung der Splügener Kalkberge verschiedene Spuren von Vererzung, wodurch die Angabe Lenicques (**34**), daß in den Kalkbergen Erze vorhanden seien, bestätigt wird. Es handelt sich um folgende Fundstellen (T. A., Bl. 413 u. 414, u. Fig. 29):

1. Grat zwischen Weißhorn und Krache, 2700 m ü. d. M.: Brekziöses Geröll mit viel Kalzit, durchsetzt mit Kupferkies, Bornit, Malachit, Pyrit, Limonit, Chlorit.
2. Bodenhorn, E-Seite, 2600 m ü. d. M.: Kupferkies in Quarzgängen der Taspinitbrekzie.
3. Pizzas d'Annarosa, Westseite, 2850 m ü. d. M., Geröll, vermutlich aus dem Dolomit der Grauhörner: Bleiglanzkörner in derbem Cerussit mit etwas Fahlerz, Malachit und Azurit.
4. SW-Fuß des Weißhorns, 2640 m ü. d. M., im Dolomit der Splügener Kalkberge: Fahlerz in Quarz.
5. Oberhalb der Serpentinfundstelle auf Steilenalp, 2430 m ü. d. M.: Malachitanflüge (vgl. Spez.-Karte 114 A).
6. Cufercalalp, südlich unterhalb P. 2298, im brekziösen Dolomit der Splügener Kalkberge: Trümer mit Kupferkies, Bornit, Malachit, Azurit, Hämatit.

Außerdem finden sich in den Dolomiten dieses Gebiets überall geringe Spuren von Cu-Erzen. In den Splügener Kalkbergen läßt sich somit eine verbreitete, wenn auch schwache Vererzung feststellen.

Im Rofnagneis des südlich Andeer am linken Rheinufer liegenden Steinbruches wurde anläßlich einer Exkursion 1932 etwas Bleiglanz gefunden; in der Rofnaschlucht finden sich auch am linken Rheinufer vereinzelte Spuren von Kupfererzen im Gneis.

Gestützt auf diese, in der Umgebung von Taspin und Ursera überall bemerkbare schwache Vererzung, die benachbarte Lage und die Ähnlichkeit im Mineralbestand, darf auf die genetische Verwandtschaft aller dieser Vorkommen geschlossen werden.

Ein neues Argument für die Altersbestimmung von Taspin und Ursera liefert die Betrachtung der Beziehungen dieser Vorkommen zu den ebenfalls hydrothermalen Fe-Mn-Lagerstätten im Val Ferrera (Unteres Avers), die im Rofnagneis, in der Trias und in Liasbrekzien auftreten. Ein Zusammenhang ist nicht direkt nachweisbar, darf aber, angesichts der benachbarten Lage und des ähnlichen Verhaltens zur Tektonik (auch die Fe-Vorkommen liegen teils in der Surettadecke, teils in den Schamserdecken, Ursera liegt im selben Triasquarzit, der im Val Ferrera stellenweise Fe-Erz führt), vermutet werden. Nach Wilhelm sind die Fe-Mn-Vorkommen jünger als Lias und älter als die letzten Phasen der alpinen Deckenbewegung (**74**, S. 42). Arn. Heim (**12**, S. 240) hält die Lagerstätten z. T. für syngenetische, also triadische, z. T. für metasomatische Bildungen; ein Teil der Vorkommen ist sicher jünger als Lias, was durch das Auftreten in Liasbrekzien erwiesen ist. In bezug auf das Alter kann also ausgesagt werden: Entstehung vor den letzten alpin-orogenetischen Bewegungen und jünger als Trias, z. T. jünger als Lias; vielleicht spätere Bildungen des großgeologisch gleichen Vorganges, der zuerst die Lagerstätten von Taspin und Ursera lieferte.

Man gelangt also hinsichtlich der Altersabgrenzung der Fe-Mn-Lagerstätten zu denselben Resultaten wie für Ursera, nämlich Trias—Tertiär; Taspin ist möglicherweise jünger als Lias, sicher nachherzynisch und älter als das Ende der alpinen Orogenese. Die Altersabgrenzung steht somit einer Parallelisierung von Ursera mit Taspin und dieser beiden Lagerstätten mit denen im Val Ferrera nicht im Wege.

Die verschiedenartigen Lagerstätten im Schams und im Val Ferrera dürfen somit unter Umständen zu der gleichen magmatischen Abfolge gezählt werden, die sich jedoch über einen größern Zeitraum erstreckt haben kann[1] (**40**, S. 66).

---

[1] Wilhelm (**74**) und Arn. Heim (**12**) führen allerdings aus den Lagerstätten von Ferrera keine Mineralien, wie z. B. geringe Mengen von Bleiglanz, Kupferkies oder Baryt an, die geeignet wären, die Vermutung eines Zusammenhanges mit den Schamser Cu- und Pb-Vorkommen auch in mineralogischer Hinsicht zu stützen. Vielleicht könnten solche Erze an Hand von Anschliffen noch nachgewiesen werden, da Wilhelm bei seinen Untersuchungen den Opakilluminator offenbar noch nicht anwandte.

B. Mittelbünden.

1. Die-Pb-Zn-Lagerstätten.

I. Geologische Übersicht des Gebietes um Filisur.

Die zu beschreibenden Mittelbündner Lagerstätten befinden sich alle in der nähern und weitern Umgebung des Dorfes Filisur (T. A., Bl. 422, 426). Die Geologie des Gebietes wurde von H. Eugster (**13**), W. Leupold (**35**), R. Brauchli (**4**) und F. Frei (**17**) beschrieben und kartiert (Spez.-Karten 94 C—F.), auf deren Untersuchungen stützt sich die folgende Übersicht.

Über Kristallin liegt die mächtige, reichgegliederte Trias, die vom Werfénien bis zum Rhétien reicht. Die Erzlagerstätten liegen ausschließlich im Anisien und im Ladinien der Silvrettadecke, genauer in ihrem gegen W vorgeschobenen Scalettalappen, dessen Bau, soweit dies für die Vererzung von Wichtigkeit ist, im folgenden kurz skizziert sei:

Die Unterlage und die S-Grenze des Scalettalappens werden durch die mittelostalpine (Campo-) Decke, deren Teile hier die Bezeichnungen Aeladecke (Bergüner Stöcke) und Aroser Dolomiten tragen, gebildet, gegen W und NW ist der Scalettalappen durch einen Erosionsrand begrenzt, südlich von Filisur wird er durch die Aeladecke umfaßt und eingewickelt. Das Silvrettakristallin reicht gegen W nur bis in den vom Gebirgsstock der Muchetta eingenommenen Winkel zwischen Albula und Landwasser, wo dann die Trias einsetzt, welche weiter westlich und nordwestlich die Decke ohne wesentlichen Anteil von Kristallin aufbaut.

Die Decke wird durch die große, zum Landwasser auf der NW-Seite des Tales parallel laufende, steil SE-fallende Wiesener Scherfläche in die südöstliche Muchetta-Ducan-Teildecke und die nordwestliche Sandhubelteildecke getrennt. Die beiden Decken unterscheiden sich durch den innern Bau, in der Muchettateildecke herrscht Faltung, in der des Sandhubels vorwiegend Schuppung und Bruch vor. Am Nordhang der Muchetta steigt die Trias der Muchettateildecke in den NE-streichenden „Muchettafalten" zum Landwasser hinab, die jenseits dieses Flusses emporsteigende Sandhubelteildecke streicht gegen NW über den Aroser Dolomiten in die Luft aus. Der südlich von Filisur gelegene, durch die Aeladecke eingewickelte Teil der Silvrettadecke wird durch eine NW fallende Schubfläche, die von Leupold als die südliche Fortsetzung der hier wieder emporsteigenden Wiesener Scherfläche angesehen wird, in die hangende Chavagl- und die tiefere Urminaschuppe zerlegt.

Der komplizierte Bau der Silvrettadecke ist das Resultat von mindestens drei Faltungsphasen. Da die Decke hier das oberste tektonische Glied des alpinen Deckengebäudes ist, ist es verständlich, daß die Bewegungen vorwiegend Brüche und Schubflächen, erst in zweiter Linie Faltungen erzeugten.

II. Die Zn-Pb-Lagerstätte Silberberg (Davos).

a) Situation.

Im SW der Landschaft Davos erhebt sich auf der S-Seite des Landwassers der steile, bewaldete Abhang des Silberberges. Seine SW-Grenze wird durch die enge, von SE nach NW steil zum

Landwasser abfallende Abflußrinne des Wiesener Schaftäli, dem Tälitobel, gebildet. Das lagerförmige, steil SE-fallende Vorkommen streicht auf der NE-Seite dieses Tobels, durch mehrere Stollenmundlöcher gekennzeichnet, zutage aus, ein vereinzelter Ausbiß findet sich im Schwabentobel (Fig. 14 u. 15).

Der Name Silberberg trifft das Wesen des Vorkommens nicht, denn es handelt sich um eine ausgesprochene Zn-Pb-Lagerstätte mit nur geringem Ag-Gehalt; er stammt von sagenhafter Überlieferung her.

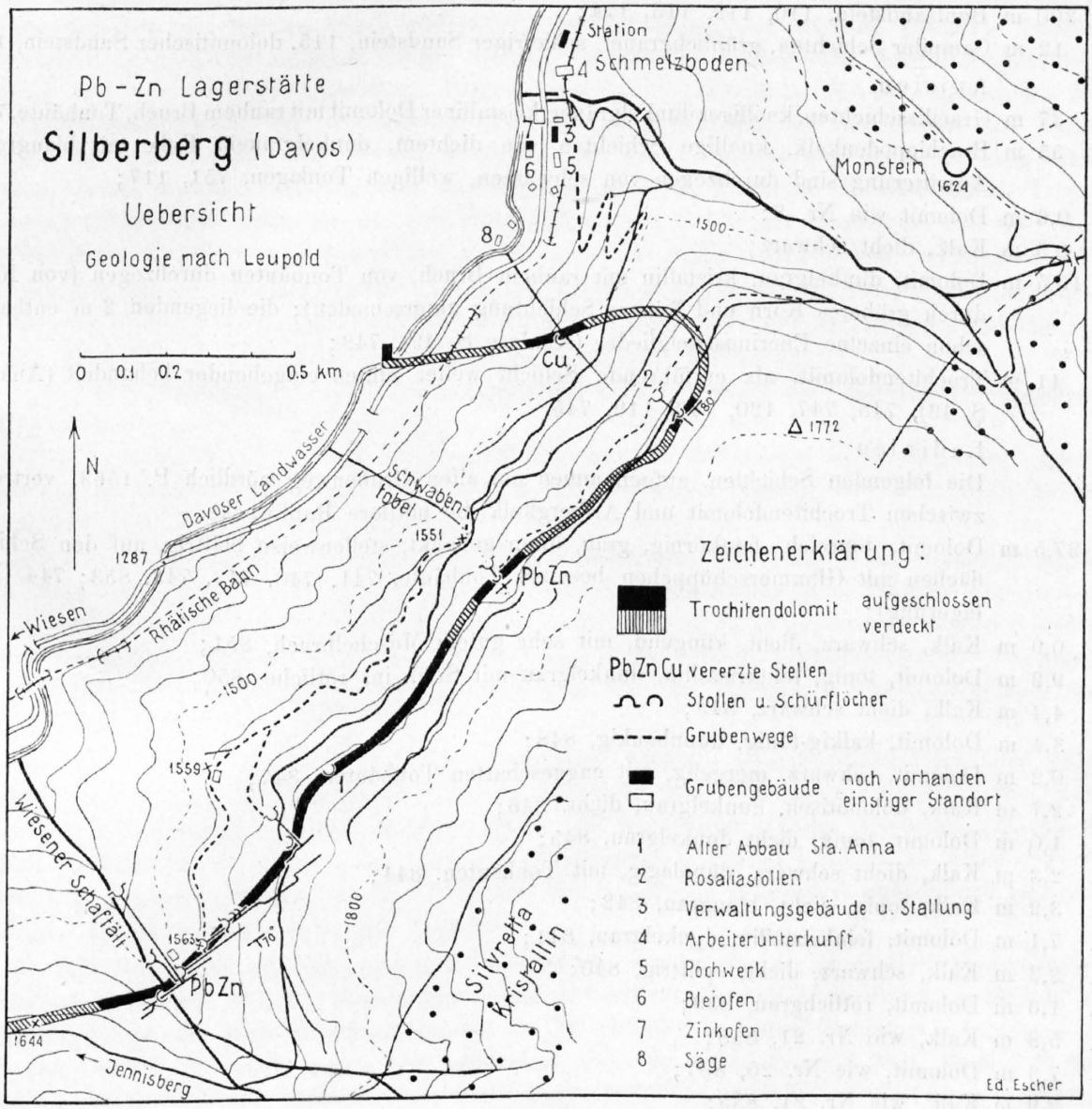


Fig. 14.

b) Geologie.

1. Petrographie des Nebengesteins.

Die Lagerstätte liegt im nordöstlichen Teil der zu den Muchettafalten gehörigen Jennisberger Mulde, deren hangender Schenkel gegen SE steil unter das Kristallin einfällt. Im Wiesener Schaftäli ist das wenig gestörte, verkehrte Profil dieses Muldenschenkels vom Kristallin bis zum Carnien aufgeschlossen, hier seien nur die mit der Erzführung in Zusammenhang stehenden Gesteine näher beschrieben unter Hinweis auf die Angaben Eugsters (13) und Leupolds (35).

Profil der Trias im Wiesener Schaftäli. (Stratigraphische Einteilung nach EUGSTER.) Die Serie liegt verkehrt, „hangend“ und „liegend“ werden stets im tektonischen Sinn gebraucht.

Streichen N 50° E. Fallen 75° SE.

Hangendes

1. Silvrettakristallin, flaseriger Augengneis, gegen 2 hin aufgearbeitet, Handstück 108;

Werfénien

2. 300 m Buntsandstein, 110, 112, 113, 114;
3. 12 m Campiler Schichten, grünlichgrauer, schiefriger Sandstein, 115, dolomitischer Sandstein, 116.

Anisien

4. 37 m Gracilisschichten, knolliger dunkelgrauer, kristalliner Dolomit mit rauhem Bruch, Tonhäute, 752;
5. 55 m Brachiopodenkalk, knollige Schichten von dichtem, dunkelgrauem Kalk mit blaugrauer Anwitterung sind durchzogen von schwarzen, welligen Tonlagen, 751, 117;
6. 0,6 m Dolomit wie Nr. 8;
7. 0,3 m Kalk, dicht schwarz;
8. 15,5 m Dolomit, dunkelgrau, kristallin mit rauhem Bruch, von Tonhäuten durchzogen (von Nr. 9 durch gröberes Korn und feinere Schichtung unterschieden); die liegenden 2 m enthalten schon einzelne Encrinusstielglieder (Analyse S. 49), 749;
9. 11 m Trochitendolomit, als erzführende Schicht weiter hinten eingehender behandelt (Analyse S. 49), 748, 747, 120, 149, 119, 745.

Ladinien

Die folgenden Schichten, aufgenommen am alten Grubenweg nördlich P. 1563, vertreten zwischen Trochitendolomit und Arlbergkalk die mittlere Rauhwacke.

10. 27,5 m Dolomit, tonreich, feinkörnig, grau, dünn gebankt, stellenweise blättrig, auf den Schichtflächen mit Glimmerschüppchen besetzte Tonhäute, 741, 740, 742, 743, 853; 744 (Einlagerung);
11. 0,9 m Kalk, schwarz, dicht, klingend, mit sehr gutem Muschelbruch, 851;
12. 9,2 m Dolomit, tonig, feinkristallin, dunkelgrau mit Stich ins rötliche, 850;
13. 4,4 m Kalk, dicht schwarz, 849;
14. 3,4 m Dolomit, kalkig-tonig, dünnbankig, 848;
15. 0,2 m Dolomit, schwarz, mergelig, mit enggescharten Tonhäuten, 847;
16. 2,7 m Kalk, dolomitisch, dunkelgrau, dicht, 846;
17. 1,0 m Dolomit, tonig, dicht dunkelgrau, 845;
18. 2,3 m Kalk, dicht schwarz, dünnlagig, mit Tonhäuten, 844;
19. 3,2 m Kalk, tonig, dicht, blaugrau, 842;
20. 7,1 m Dolomit, feinkristallin, dunkelgrau, 841;
21. 2,3 m Kalk, schwarz, dicht, splittrig, 840;
22. 1,6 m Dolomit, rötlichgrau, 839;
23. 5,8 m Kalk, wie Nr. 21, 838;
24. 7,6 m Dolomit, wie Nr. 20, 837;
25. 3,9 m Kalk, wie Nr. 21, 835;
26. 6,3 m Dolomit, wie Nr. 22, 834;
27. 75 m Arlbergkalk, dichter dunkler Kalk mit blaugrauer Anwitterungsfläche, 833.

Zwischen Arlbergkalk und Landwasser folgen mit einer Gesamtmächtigkeit von etwa 400 m Mittelladinien, Arlbergdolomit, Carnien.

Die gute Bankung der ganzen Serie hat zur Folge, daß die Bewegung sich vorwiegend längs der tonbelegten Schichtfugen äußerte, Zerrüttung und Schichtverbiegungen sind untergeordnet.

2. Der Trochitendolomit und die angrenzenden Gesteine.

Das Hangende. Der knollige, dünnbankige, körnige Dolomit Nr. 8 (s. o.), der sich zwischen Brachiopodenkalk und Trochitendolomit einschiebt, führt einzelne Muskovitblättchen und Pyritkörnchen,

Quarz ist selten. Am Übergang zum Trochitendolomit wird dieser Dolomit grobkörniger, die klastischen Gemengteile und der Tongehalt nehmen zu (Analyse 1, S. 49).

Der Trochitendolomit (TD). Der Ausbiß des TD läßt sich an der E-Seite des Tälitobels, durch Stollenmundlöcher markiert, bis an dessen obern Rand verfolgen, den er bei 1640 m ü. d. M. schneidet; von dort wendet er sich, schwach absinkend, dem SE-Hang des Landwassertales entlang, in verschiedenen Erosionsrinnen aufgeschlossen, nach NE (Fig. 14). Das Gestein hebt sich vom Hangenden und Liegenden durch seine grobbankige Ausbildung ab, es ist schwarz, feinkristallin, sehr zäh, mit ausgezeichnet muscheligem Bruch und parallel der Schichtung von schwach gewellten Tonhäuten durchzogen; es muß als schwach toniger Dolomit bezeichnet werden. Die Anwitterungsfläche ist aschgrau und von staubigem Aussehen. Typisch sind die in wechselnder Menge eingestreuten Reste von Encrinusstielgliedern, die dem Dolomit den Namen geben und die von Eugster als Encrinus liliformis bestimmt wurden. Im Dünnschliff zeigen sich außer Dolomit und Muskovit tonig-kohliges Pigment, Quarz, einzelne Feldspatkörner und feinkörniger Pyrit. Vereinzelt kommen kleine Trümmer eines sehr feinkörnigen Quarzites vor. Die Muskovitblättchen sind locker eingestreut und sind zu den eingeschwemmten, primären Gemengteilen des Gesteins zu zählen; neugebildete Serizithäute fehlen.

Als Seltenheit wurde Turmalin in idiomorphen Säulchen und in Bruchstücken beobachtet. Quarz, Feldspat und Turmalin stellen, wie der Muskovit, klastische, eingeschwemmte Gemengteile dar. Der Pyrit, der das Gestein in staubfeiner Verteilung durchsetzt, ist eine Neubildung.

Die Gebirgsbewegungen haben lokal Zerrüttungszonen erzeugt, für Dislokationsmetamorphose typische Erscheinungen fehlen vollständig.

An der Grenze des TD gegen die jüngern Schichten ist stellenweise ein grobkörniger, marmorartiger Dolomit eingelagert, der viel reiner ist als der TD; außer Pigment und Pyrit führt er keine Nebengemengteile (Analyse 3, S. 49).

Das Liegende. Der den TD unterlagernde Dolomit (Nr. 10, S. 42) ist im frischen Bruch und in der Anwitterung heller als dieser und besser gebankt, stellenweise ist er blättrig. Die unebenen Schichtflächen sind mit serizitführenden Tonhäuten belegt, hie und da ist das Gestein dunkel gebändert, Encrinusstielglieder fehlen. Hie und da findet sich eine dicke, rötliche Verwitterungsrinde von poröser Beschaffenheit. U. d. M. gleicht der Dolomit stark dem TD, die klastischen Gemengteile sind etwas weniger häufig als dort.

Auf den Dolomit Nr. 10 folgt die 62 m mächtige, lebhaft wechsellagernde Folge von tonigen Dolomiten und dunkeln, dichten Kalken, die den Übergang zum Arlbergkalk herstellt. Der Gehalt dieser Gesteine an Quarz, Feldspat, Muskovit, Pyrit und Ton nimmt mit der Annäherung an den Arlbergkalk fortwährend ab, schon in den hangendsten (ältesten) Schichten kommen die klastischen Gemengteile in geringerer Menge vor als im Dolomit Nr. 10. In den jüngsten Schichten sind sie selten; der dichte, dunkle Arlbergkalk ist fast quarzfrei.

Es läßt sich somit eine gesetzmäßige Veränderung des Anteils der klastischen Gemengteile in der Dolomit-Kalk-Serie zwischen Brachiopoden- und Arlbergkalk feststellen. Im Brachiopodenkalk sind sie mit Ausnahme des Tons untergeordnet, um im TD plötzlich zu einem Maximum anzusteigen, das bis in den Dolomit 10 anhält, gegen den Arlbergkalk sinkt ihr Anteil fast auf Null. Nach dem Sedimentationsschema Eugsters entstanden die Brachiopodenkalke und Dolomite während einer Inundation; während der darauffolgenden Regression entstand die mittlere Rauhwacke, während der nächsten Inundation der Arlbergkalk. In der Trias des Tälitobels schritt die Regression nicht bis zur Rauhwackebildung vor, sie ist aber in der Verteilung der klastischen Gemengteile angedeutet; der Trochitendolomit und der etwas jüngere Dolomit Nr. 10 sind danach die küstennächsten Ablagerungen.

c) Vererzung.

Von den zahlreichen, durch den Bergbau geschaffenen Aufschlüssen der Lagerstätte sind die meisten nicht mehr zugänglich. Die Untersuchung stützt sich auf Beobachtungen im noch begehbaren Teil des Vorkommens, Stufen von den Halden sowie auf solche aus dem Naturhistorischen Museum in Chur und endlich auf Grubenpläne (K. B. Chur) und Berichte (**69**) aus frühern Bergbauperioden.

1. Das äußere Bild der Lagerstätte.

Die Lagerstätte hat die Form eines mit dem TD zusammenfallenden, zinkblende- und bleiglanzführenden Lagerganges. Die stärkste Erzanreicherung fand auf der E-Seite des Tälitobels statt, weiter südwestlich ist kein Erz mehr aufgeschlossen, dagegen findet sich im NW, im Schwabentobel, eine weitere, aber unbedeutende Imprägnation (Mine Louis-Philippe) und im Rosaliastollen, 1,7 km NW vom Tälitobel, treten noch Spuren von Zinkblende auf.

Das Hauptvorkommen im Tälitobel (Grube Neu-Hoffnung oder Mine Guillaume) streicht an verschiedenen Punkten am E-Hang des Tobels, so zwischen Treibhaus und Poche und bei der „Fundgrube", zutage aus (Fig. 15); der östlichste, schwach vererzte Ausbiß, der höchste der Lagerstätte (1650 m ü. d. M.), findet sich wenig östlich des Schnittes des TD mit dem Weg Schmelzboden – Jennisberg. Der tiefste Erzaufschluß liegt im noch begehbaren Andreasstollen, 270 m tiefer als der vorerwähnte, die Erzführung ist somit über diese Höhe nachgewiesen.

Fig. 15. Silberberg, Ausbiß der Lagerstätte im Tälitobel von W. Unten: Ruine des Poch- und Waschwerkes; rechts (südlich) daneben Mundloch des Dalvazzer Stollens; Mitte: Ruine des Treibhauses, rechts davon Tagbau; oben in der Mitte: Mundlöcher des Geiß- und des Schafstollens und der Fundgrube.

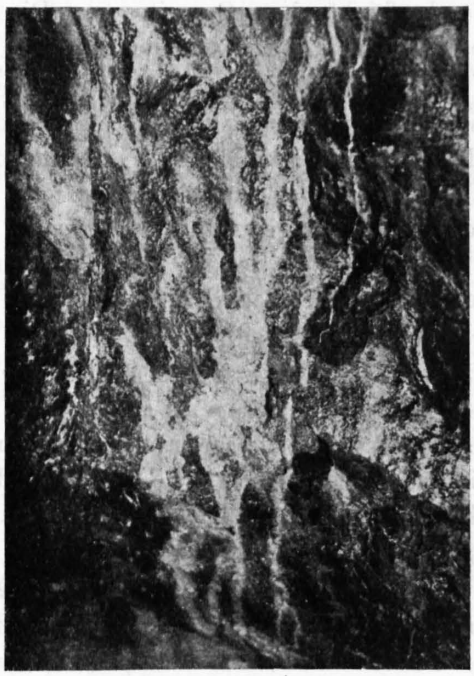


Fig. 16. Silberberg, Stoß des Andreasabbaus (über dem Tiefbau, Taf. IV). Zusammengesetzter Zinkblendegang (hell, da Blende oberflächlich oxydiert), Bildebene senkrecht zur Ebene des Ganges bzw. zur Bankung des Dolomites. Etwa 1/20 natürlicher Größe.

Die Untersuchung der noch zugänglichen Aufschlüsse bestätigt die Angaben v. Tscharners (**69**) über die Form des Vorkommens. Die Erze sind streng an eine 1,5—2 m, ausnahmsweise bis 5 m mächtige Zone gebunden. Innerhalb dieser sind sie in bald eng, bald locker gescharten Trümern, die sich verzweigen und wieder vereinigen, auskeilen, sich ablösen usw., angeordnet (Fig. 16). Die Mächtigkeit der Trümer beträgt selten mehr als 1—6 cm, nach Tscharner höchstens 12 cm. Die Mächtigkeit wechselt nicht nur von einem Trum zum andern, sondern auch in ein und demselben Trum infolge Knotenbildung und Scharung. Die Trümer verlaufen in der Regel konkordant zur Schichtung des Nebengesteins und gehen nicht aus dem TD hinaus. Vereinzelte Trümer, die gegen das Hangende und das Liegende auslenken, vertauben rasch oder lenken wieder ein. Untergeordnet, z. B. im Andreasstollen, finden sich vererzte Zerrüttungszonen, in denen die Vererzung unter anderm zu einer eigentlichen Abbildung von Kluftsystemen führte (Fig. 17). Diese Ausbildung, in der metasomatische Verdrängungen eine untergeordnete Rolle spielen, vermittelt den Übergang zu den eigentlichen Brekzienerzen,

in denen die Nebengesteinstrümmer infolge metasomatischer Einwirkungen rundliche Umrisse zeigen und die stärker vererzt sind.

Trümer, in denen vom Nebengestein zur Trummitte eine Absatzfolge erkennbar ist, sind häufig. Der älteste Absatz ist stets die Blende, die Mitte der Trümer ist von Bleiglanz oder spätigem Dolomit eingenommen. Blende, Bleiglanz und Dolomit bilden aber auch jedes für sich, in derber Ausbildung selbständige Trümer. Meist findet von den Salbändern aus eine metasomatische Verdrängung des Nebengesteins durch Erz statt, in Brekzienerzen können dadurch die Nebengesteinstrümmer vollständig vom Erz verdrängt werden, so daß derbe Massen entstehen.

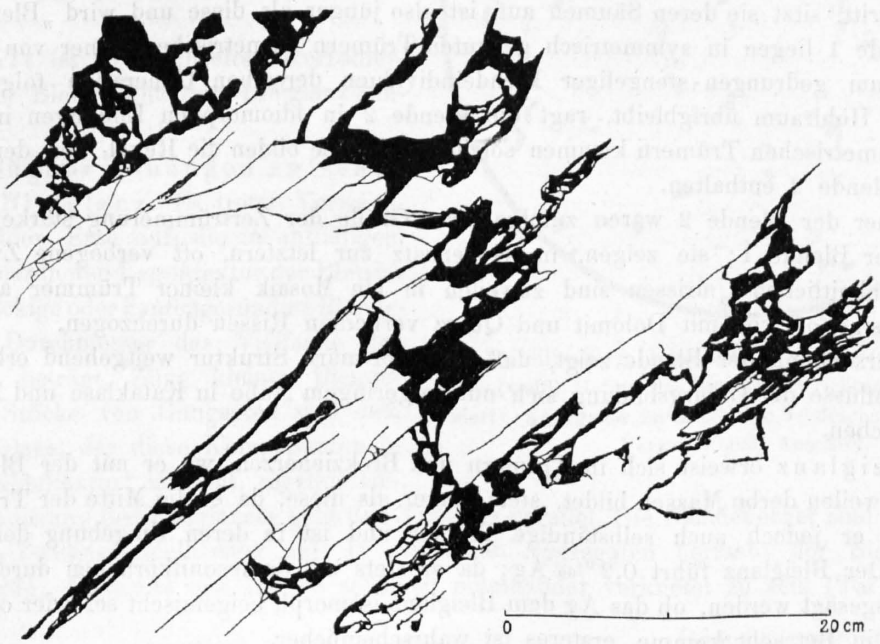


Fig. 17. Silberberg. Brekzienerz an der nördlichen Ulme des Andreasabbaus (über dem Tiefbau, Taf. IV). Zinkblende mit Bleiglanz (schwarz) ist längs Zerrüttungszonen und Klüften in den Dolomit eingedrungen. Zeichenebene parallel den Schichtflächen des Dolomits.

Innerhalb des Lagerganges sind die Erze unregelmäßig verteilt, wie aus der Anordnung der Abbaue im Grubenriß hervorgeht (Taf. IV). Die reichen Mittel kommen, wie ein Aufschluß im Andreasstollen zeigt, durch die Scharung von Trümern zustande (Fig. 16).

Das Vorkommen im Schwabentobel besteht ebenfalls in einer Schar von Trümern und unterscheidet sich von dem des Tälitobels nur in qualitativer Hinsicht; genetisch gehören beide zusammen.

2. Die Ausbildung der Erze.

An Erzen treten auf:

Zinkblende,
Bleiglanz,
Jamesonit,
Pyrit.

Zinkblende und Bleiglanz bestimmen den Charakter der Lagerstätte, die übrigen Erze kommen nur in untergeordneter Menge vor. In den heute zugänglichen Aufschlüssen herrscht die Blende gegenüber dem Bleiglanz weit vor; daß dieses Verhältnis der Lagerstätte eigen ist, wird durch den Bericht von F. v. Salis[1] bestätigt, wonach im Jahre 1837 aus 540 Zentnern Roherz 10 Zentner Bleiglanz und 110 Zentner Blende gewaschen wurden.

[1] Salis F. v. Beiträge zur Geschichte des Bündnerischen Bergbauwesens. Jahresber. d. Naturf. Ges. Graubündens, N. F. 6. Jahrg., 1859—60, S. 219—235.

Die Zinkblende tritt in einer eisenreichern, dunkelbraunen und einer eisenarmen, honiggelben Varietät auf. (Vergleich des Fe-Gehaltes mit Boraxperle.) Die dunkle Blende bildet häufig feinkörnige Massen, während die helle vorwiegend grobkörnig ist. Die dunkle Blende kommt nie selbständig, sondern stets mit der hellen zusammen in Trümern und Brekzienerzen vor, in denen sie unmittelbar dem Nebengestein aufsitzende, derbe Säume bildet. Sie stellt den ältesten Absatz des Vorkommens dar und wird mit „Blende 1" bezeichnet. U. d. O. erscheint sie mittel- bis feinkörnig, Zwillingslamellierung ist untergeordnet, die Struktur der Säume ist richtungslos. Die Blende 1 war schon primär kristallin, jegliches an Schalenstruktur erinnernde Relikt fehlt.

Die helle Honigblende ist meist bedeutend grobkörniger als die dunkle. Wo sie mit der Blende 1 zusammen auftritt, sitzt sie deren Säumen auf, ist also jünger als diese und wird „Blende 2" genannt. Über der Blende 1 liegen in symmetrisch gebauten Trümern isometrische Körner von Blende 2, über denen ein Saum gedrungen-stengeliger Blendeindividuen derselben Generation folgt. Falls in der Trummitte ein Hohlraum übrigbleibt, ragt die Blende 2 in idiomorphen Endungen in diesen hinein. Neben den symmetrischen Trümern kommen solche, und diese bilden die Regel, von derber Ausbildung vor, die nur Blende 2 enthalten.

Die Körner der Blende 2 waren zufolge ihrer Größe der Zertrümmerung stärker ausgesetzt als die kleinen der Blende 1; sie zeigen, im Gegensatz zur letztern, oft verbogene Zwillingslamellen, Körner mit einheitlichen Umrissen sind zuweilen in ein Mosaik kleiner Trümmer aufgelöst. Derbe Blendepartien sind oft von mit Dolomit und Quarz verheilten Rissen durchzogen.

Die Untersuchung der Blende zeigt, daß deren primäre Struktur weitgehend erhalten geblieben ist und die Einflüsse der Gebirgsbildung sich nur in geringem Maße in Kataklase und Zwillingsbildung bemerkbar machen.

Der Bleiglanz erweist sich in Trümern und Brekzienerzen, wo er mit der Blende zusammen auftritt und zuweilen derbe Massen bildet, stets jünger als diese, da er die Mitte der Trümer einnimmt, daneben bildet er jedoch auch selbständige Trümer und ist in deren Umgebung dem Nebengestein eingesprengt. Der Bleiglanz führt 0,2 ‰ Ag; da er stets mit Jamesonitkörnchen durchsetzt ist, kann nicht sicher ausgesagt werden, ob das Ag dem Bleiglanz isomorph beigemischt sei oder ob der Jamesonit als Ag-Träger in Betracht komme, ersteres ist wahrscheinlicher.

Der derbe Bleiglanz zeigt ungleich stärkere Spuren mechanischer Beanspruchung als die Blende. Wie die Ätzung mit Fackerts Ätzmittel (**15**) erkennen läßt, ist er fast überall striemig ausgebildet (gneissic galena [**70**]) und zeigt verbogene Spaltflächen, daneben treten aber rekristallisierte Partien mit granoblastischer Struktur auf. Zuweilen finden sich eigentliche Gleitzonen (Taf. I, Fig. 4). Sichere Relikte primärer Strukturen fehlen. Die plastische Deformation mit nachfolgender Rekristallisation kommt an vortektonisch durch metasomatische Verdrängung tonreichen Partien des Dolomits eingelagertem Bleiglanz, der nachträglich samt dem Nebengestein ausgewalzt wurde (Fig. 18), gut zum Ausdruck. Die größern Bleiglanzpartien sind deutlich in der Streckungsrichtung des Nebengesteins ausgewalzt; die z. T. eckigen Umrisse der Erzeinlagerungen lassen vermuten, daß sie vor der Auswalzung wenigstens teilweise kristallographische Umgrenzung aufwiesen, möglicherweise also einheitliche Individuen darstellten. Im vorliegenden, deformierten Zustand bestehen sie aus kleinen Körnern (mittlerer Durchmesser um 0,1 mm) mit richtungslosem Gefüge, was deutlich auf stattgehabte Rekristallisation hinweist. Die quer zur Streckungsrichtung verlaufenden, dünnen Bleiglanzschnüre (Fig. 18) werden als Ausfüllungen von Streckungsrissen betrachtet, in die das Erz nicht unmittelbar durch Absatz aus den Erzlösungen, sondern durch Umlagerung während der plastischen Deformation gelangte.

Fig. 18. Silberberg. Bleiglanz (weiß) in tonreichem Dolomit (schwarz) zusammen mit diesem in der angegebenen Richtung tektonisch gestreckt. Anschliff 156 a. Vergr.: 2,2mal.

Der Jamesonit tritt nur mit dem Bleiglanz zusammen in spärlichen Mengen auf; er ist im Anschliff etwas weicher als dieser, die Farbe ist gegenüber dem Bleiglanz grünlich. Die Anisotropie ist in Luft schwach, in Öl deutlich, das Reflexionsvermögen beträgt in Luft 31 %, in Öl 19 %. Die Daten stimmen mit den

von Schneiderhöhn (52) für Jamesonit angegebenen überein. Vor dem Lötrohr kann den Bleiglanzaggregaten ein geringer Sb-Gehalt nachgewiesen werden. Das Mineral tritt nur in kleinen Einzelindividuen (gewöhnlich auf den Grenzen, seltener im Innern, von Bleiglanzkörnern) auf, die rundliche, elliptische, gedrungen stengelige oder keulenartige Formen besitzen und sich hie und da zu lockern Aggregaten zusammenschließen (Fig. 19).

Der Pyrit ist in vereinzelten, korrodierten Körnern der Blende und dem Bleiglanz eingelagert.

Die Gefügebeziehungen zwischen Blende und Bleiglanz. Es treten Verwachsungen der beiden Erze auf, die in auffälligem Gegensatz zur geordneten Lagentextur der Blendetrümer stehen. Eckige oder kantengerundete Blendekörner, deren Durchmesser das Vielfache der Bleiglanzkörner beträgt, Züge kleiner Blendekörnchen und Stücke von Gangarten sind dem striemigen Bleiglanz, der diese Komponenten in eigentlicher „Fluidaltextur" umzieht, regellos eingelagert. Die Streckung des Bleiglanzes geht den Trümern parallel. Die Blendekörner sind meist zerrissen und weisen stets Zwillingslamellierung auf. In den einen Aggregaten herrscht der Bleiglanz vor, in andern die Blende; Bleiglanz und Blende scheinen miteinander verknetet zu sein (Taf. II, Fig. 1).

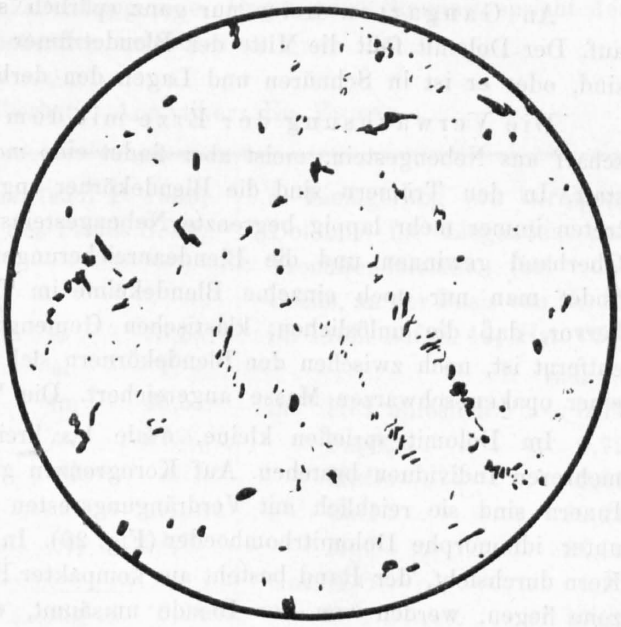


Fig. 19. Silberberg, Jamesoniteinschlüsse (schwarz) in Bleiglanz (weiß). Gefüge des Bleiglanzes richtungslos (rekristallisiert), Korngröße im Mittel das 2—3fache des Jamesonits. Vergr. 50mal, Anschliff.

Derartige Strukturen, die oft „Rutschbrekzien" ähnlich sehen, finden sich im Innern der Bleiglanz-Blendetrümer und in Erznestern. Sie sind eine Folge des großen Härte- und Gleitfähigkeitsunterschiedes beider Mineralien. Während die Blende vorwiegend mit Kataklase und Zwillingsbildung reagiert, wird der Bleiglanz plastisch deformiert. Bei Gebirgsbewegungen wirkt der Bleiglanz als Schmiermittel, während die relativ harten Blendetrümmer in die plastische Bleiglanzmasse eingewalzt werden. Dabei tritt die Deformation beim Bleiglanz schon bei schwächerer Beanspruchung auf als die Zertrümmerung der Blende. Nur so ist es erklärlich, daß neben den häufigen Resten primärer Blendestrukturen nirgends mehr Relikte des primären Bleiglanzgefüges erhalten geblieben sind, und daß beispielsweise gestreckter Bleiglanz einer fast unversehrten Lage heller Blende aufsitzen kann (vgl. S. 81).

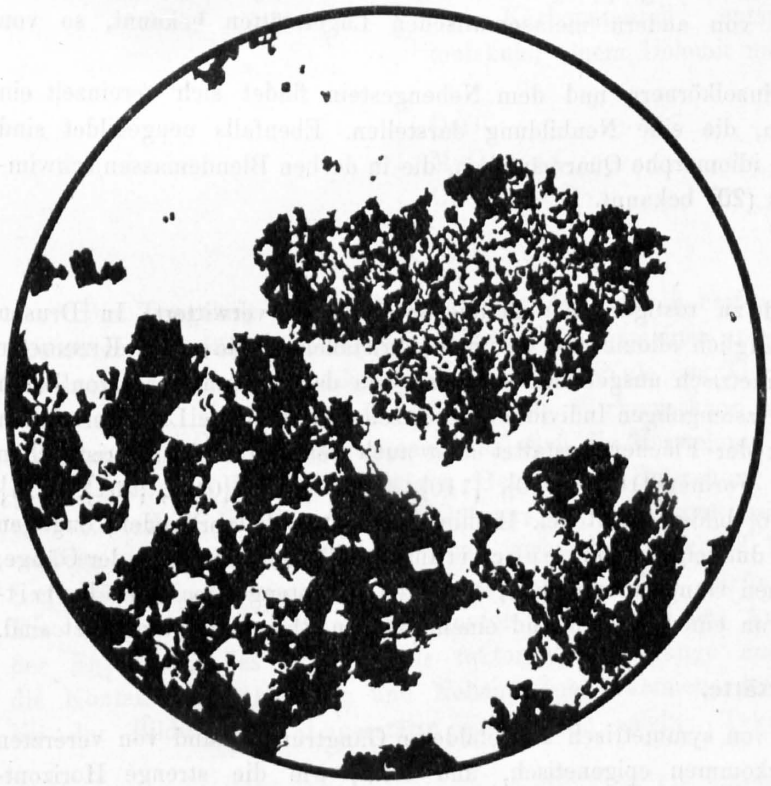


Fig. 20. Silberberg. Zinkblende (schwarz) verdrängt Trochitendoloit (weiß). Vergr.: 30mal. Anschliff.

An Gangarten treten nur ganz spärlich spätiger Dolomit und etwas körniger Quarz auf. Der Dolomit füllt die Mitte der Blendetrümer aus, wenn diese nicht vom Bleiglanz eingenommen sind, oder er ist in Schnüren und Lagen den derben Blende-2-Massen eingelagert.

Die Verwachsung der Erze mit dem Nebengestein. Die Blendetrümer grenzen z. T. scharf ans Nebengestein, meist aber findet eine metasomatische Verdrängung desselben durch Blende statt. In den Trümern sind die Blendekörner eng gepackt. Mit zunehmender Entfernung vom Trum treten immer mehr lappig begrenzte Nebengesteinsreste zwischen den Blendeindividuen auf, bis sie die Oberhand gewinnen und die Blendeanreicherungen isoliert im Nebengestein schwimmen; schließlich findet man nur noch einzelne Blendekeime im TD. Daß eine Verdrängung stattfindet geht daraus hervor, daß die unlöslichen, klastischen Gemengteile des TD auch dort, wo der Dolomit restlos entfernt ist, noch zwischen den Blendekörnern sich vorfinden. Pigmentreicher Ton wird stellenweise zu einer opaken schwarzen Masse angereichert. Die Verdrängung gestaltet sich im einzelnen wie folgt:

Im Dolomit sprießen kleine, ovale bis kreisrunde Blendeaggregate auf, die aus einem oder mehreren Individuen bestehen. Auf Korngrenzen greifen sie den Dolomit an und verdrängen ihn. Im Innern sind sie reichlich mit Verdrängungsresten des Dolomits durchsiebt. Zuweilen findet man darunter idiomorphe Dolomitrhomboeder (Fig. 20). In vielen derartigen Verdrängungskeimen ist nur der Kern durchsiebt, der Rand besteht aus kompakter Blende. Encrinusstielglieder, die in der Verdrängungszone liegen, werden von der Blende umsäumt, wobei die großen Dolomitindividuen, aus denen sie aufgebaut sind, längs Spaltrissen verdrängt werden. Am Bleiglanz wurden derartige Verdrängungsstrukturen nicht gefunden.

Neben diesen siebartigen Verdrängungen kommen kompakte, einzeln im TD aufsprossende Blendekörner vor, die der hellen Varietät angehören. Durchsiebte Kerne und Verunreinigungen fehlen, manche Körner sind teilweise idiomorph begrenzt. Es kann beobachtet werden, wie solche Individuen die ihnen beim Wachstum im Wege liegenden Tonhäute abschneiden oder zur Seite und zusammenschieben. Zwischen den Häuten sind dann andere unlösliche Nebengesteinsgemengteile, wie Quarzkörnchen und Serizitschuppen, angereichert (Taf. II, Fig. 2). In gleicher Weise, aber seltener, sind einzelne Bleiglanzkörner dem Nebengestein eingesprengt. Derartige locker eingestreute Einzelkörner von Bleiglanz und Blende sind auch von andern metasomatischen Lagerstätten bekannt, so von Miess (**20**) und Raibl (**67**).

Zwischen Blendetrümern oder Einzelkörnern und dem Nebengestein findet sich vereinzelt ein schmaler Saum kleiner Quarzkörnchen, die eine Neubildung darstellen. Ebenfalls neugebildet sind vereinzelt auftretende, kleine, beidseitig idiomorphe Quarzsäulchen, die in derben Blendemassen schwimmen; ähnliche Gebilde sind von Miess (**20**) bekannt.

3. Sekundäre Mineralien.

Zutage ausgehende Trümer sind zu rostiger oder gelblicher Galmei verwittert. In Drusen des Bleiglanzes finden sich kleine, vorzüglich idiomorphe Cerussitkriställchen, die schon Kenngott (**32**) bekannt waren. Sie sind meist isometrisch ausgebildet und erreichen dann Durchmesser von kaum 1 mm, während unter den seltenern, kurzstengeligen Individuen vereinzelte die doppelte Länge erreichen können. Die vorzügliche Beschaffenheit der Flächen gestattet aber auch bei sehr kleinen Kriställchen zuverlässige Messungen. Es wurden die Formen {100}, {010}, {110}, {130}, {021}, {012}, {051}, {111} und {114} gefunden, Zwillinge nach {110} bilden die Regel. Hemimorphit ist nicht vorhanden, dagegen finden sich an der Blende nicht selten dunkelgelbe Greenockitanflüge. Drusen innerhalb der Gänge, die durch Auslaugung der dolomitischen Gangart entstehen, enthalten oft stengelige, klare Kalzitindividuen von bis 0,5 cm Länge, die von einem steilen und einem flachen Rhomboeder begrenzt sind.

4. Die Entstehung der Lagerstätte.

Das Vorhandensein insbesondere von symmetrisch ausgebildeten Gangtrümern und von vererzten Kluftsystemen beweist, daß das Vorkommen epigenetisch, und nicht, wie die strenge Horizontbeständigkeit vermuten lassen könnte, syngenetisch ist. Bei epigenetischer Bildung kann die Horizontbeständigkeit erklärt werden durch Stauung der Erzlösungen an einer schwebenden, undurchlässigen

Schicht oder durch Vererzung einer konkordanten Zerrüttungszone. Gegen eine Stauung spricht der Vergleich der Analyse des TD mit denen der anstoßenden Schichten.

Analysen des Nebengesteins, Silberberg. Analytiker: Ed. Escher.

1. Dolomit (Nr. 8 im Profil S. 42, Hst. 749), Hangendes des Lagerganges

	Gew.-%
in HCl unlöslich	2,92
Fe_2O_3	0,62
MnO	0,07
CaO	29,54
MgO	20,54
Ges. H_2O	0,30
CO_2	46,08
	100,07

Molekular[1] entspricht dies einem Dolomit mit

	Mol.-%
CaO	25,4
MgO	24,6
CO_2	50,0
	100,0

2. Trochitendolomit (südl. P. 1563, Treibhaus, Nr. 9 des Profils S. 42, Hst. 745)

	Gew.-%		
SiO_2	8,17	si	13,5
TiO_2	0,00	al	1
Al_2O_3	1,25	fm	49,5
Fe_2O_3	2,13	c	47,5
FeO	—	alk	2
MnO	0,07		
MgO	18,65	co_2	94,5
CaO	26,31		
Na_2O	0,44	mg	0,95
K_2O	1,23	k	0,65
P_2O_5	0,00		
CO_2	41,41		
$+H_2O$	0,24		
$-H_2O$	0,01		
	99,91		

FeO ist wegen der Beimengung von Bitumen unbestimmbar.

Der Karbonatanteil[1] entspricht molekular einem Dolomit mit

	Mol.-%
CaO	25,0
MgO	24,8
CO_2	50,2
	100,0

3. Einlagerung von körnigem Dolomit im Liegenden des Trochitendolomits (bei der Poche, an der Basis von Nr. 10 im Profil auf S. 42, Hst. 744)

	Gew.-%
in HCl unlöslich	0,77
Fe_2O_3	0,72
MnO	0,06
CaO	30,21
MgO	21,01
Ges. H_2O	0,10
CO_2	47,05
	99,92

Molekular[1] entspricht dies einem reinen Dolomit mit

	Mol.-%
CaO	25,3
MgO	24,6
CO_2	50,1
	100,0

Der Tongehalt des TD, der für eine Stauung in erster Linie maßgebend ist, ist unbedeutend, ebenso der der jüngern Schichten, welche im allgemeinen tonreicher sind als dies die Analyse 3 zum Ausdruck bringt, aber auf keinen Fall tonreicher als der TD; von mergeliger Beschaffenheit sind sie weit entfernt. Eine ausfällende, reduzierende Wirkung kann nur von dem (quantitativ nicht erfaßten) kohligen Pigment ausgegangen sein, das auch die Entstehung des feinverteilten, aber nicht zur Vererzung gehörigen Pyrits begünstigte. Gegen eine Entstehung der Lagerstätte durch Stauung spricht aber vor allem die Form des Erzkörpers, denn es sind keine unregelmäßigen Erznester (Schlote), sondern nur gut ausgebildete Trümer vorhanden, während in einer infolge Stauung entstandenen Lagerstätte eine nesterartige Anordnung vorherrschen dürfte. Dagegen zeigen die Ausbildung der Erze in Form einer Schar konkordanter Trümer und das Auftreten vererzter Kluftsysteme, daß bei der Entstehung des Vorkommens tektonische Vorgänge maßgebend waren. Demgegenüber lassen die Kontakte zwischen Erz und Nebengestein erkennen, daß auch die metasomatische Verdrängung bei der Bildung der Lagerstätte eine Rolle spielte. Tektonische Zerrüttung und Metasomatose

[1] Fe_2O_3 wird bei der Umrechnung in Molekularprozente bei sämtlichen Dolomitanalysen nicht berücksichtigt, weil die Bindung an CO_2 nicht feststeht; da es nur in geringen Mengen auftritt, macht die Vernachlässigung praktisch nichts aus.

waren gemeinsam wirksam. Die tektonischen Bewegungen stellten den TD steil und riefen eine leichte Zerrüttung hervor, insbesondere konkordant zur Schichtung liegende Ablösungsklüfte, deren Entstehung durch die Tonhäute begünstigt wurde. In diese Fugen drangen die Erzlösungen ein und erweiterten sie metasomatisch. Durch diese Verdrängungen wurden die knotenartigen Verdickungen der Trümer und die Imprägnation des Nebengesteins erzeugt, ohne daß es der Metasomatose gelang, die tektonisch bedingte Form der Lagerstätte zu verwischen.

In den Gangtrümern wurde folgende Absatzfolge festgestellt:

1. dunkle Blende 1,
2. helle Blende 2,
3. Bleiglanz oder (und) Dolomit.

Die Blende 1 sitzt als ältester Absatz dem Nebengestein auf und verdrängt dieses in charakteristischen Strukturen. Später wurden die Erzlösungen eisenärmer und setzten die helle Blende ab. Da diese zuweilen in idiomorphen Endungen gegen die Trummitte vorragt, muß sie bei ihrem Absatz Hohlräume vorgefunden haben. Wernikes (**72**) Erklärung von Hohlräumen innerhalb metasomatischer Blendemassen, welche bei molekularer Verdrängung von Dolomit durch Blende dadurch entstehen. daß die Blende infolge ihres geringern Molekularvolumens nur 77 % des vom verdrängten Dolomit beanspruchten Raumes einnimmt, reicht für die Bildung der Hohlräume, in denen die Blende 2 abgesetzt wurde, nur z. T. aus, da diese größer gewesen sein mußten, als der Raum, der durch die vorhandene Blende 1 freigelegt werden konnte. Die Erze müssen also schon offene Klüfte vorgefunden haben. Zuletzt wurde der Bleiglanz zugeführt. Die Bewegungen, welche die ersten Zerrüttungen des Nebengesteins hervorriefen, dauerten während und nach der Vererzung an. Das Auftreten von Trümern, die nur Blende 2 und Bleiglanz oder nur letztern enthalten, erklärt sich daraus, daß die Klüfte erst nach der Zufuhr der Blende 1 bzw. Blende 2 entstanden. Die nach der Vererzung auftretenden Bewegungen brachten am Erzkörper mechanische Veränderungen hervor und erzeugten junge, unvererzte Zerrüttungszonen.

Aus den Beziehungen zwischen Vererzung und Gebirgsbewegungen geht hervor, daß die Erzzufuhr während der Gebirgsbildung, als die Silvrettadecke im allgemeinen und der TD im besondern noch nicht ihre endgültige Lage innehatten, stattfand; die Vererzung muß vor sich gegangen sein, als der ganze Gesteinskomplex noch weiter im S lag. Nach R. Staubs Schema der Faltungsphasen (**58**) fanden die Bewegungen der Silvrettadecke hauptsächlich im Oligozän und Miozän statt. Daraus darf jedoch kein Schluß auf das Alter der Lagerstätte gezogen werden, da schon von der Trias an Gebirgsbewegungen stattfanden, welche die oben dargelegte Entstehung der Lagerstätte ermöglichten. Über die Altersgrenzen kann somit nur ausgesagt werden, daß die Vererzung jünger ist als der Trochitendolomit, also jünger als Anisien und älter als die letzten Gebirgsbewegungen, die bis ins Miozän hineinreichten.

d) Vergleich mit andern Lagerstätten.

Eine bis in Einzelheiten gehende Ähnlichkeit besteht zwischen Silberberg und der von E. Clar (**9**) beschriebenen Pb-Zn-Lagerstätte St. Veit bei Imst (Nordtirol). Die Tabelle auf der nachfolgenden Seite gibt eine Übersicht beider Lagerstätten.

In den ersten drei Punkten der Tabelle herrscht Übereinstimmung (die tektonischen Einheiten sowie die stratigraphischen Stufen des Nebengesteins entsprechen sich). Beiderorts ermöglichten tektonische Zerrüttungen den Durchgang der Erzlösungen. In Imst herrschen dagegen die Brekzienerze, im Silberberg die Trümer vor, auch im Mineralbestand bestehen einige Abweichungen, der älteste Dolomit, der Markasit und der Fluorit von Imst fehlen im Silberberg, dagegen zeigt sich, und das ist das wesentliche, eine ähnliche Reihenfolge ähnlich ausgebildeter Erze, nur ist in Imst die örtlich vorhandene ältere Blende als Schalenblende ausgebildet, während solche im Silberberg nicht nachgewiesen werden konnte.

Ein aus radial gestellten Kalzitstengeln bestehender Reaktionssaum, der in Imst an den das Nebengestein verdrängenden Blendekörnern auftritt, fehlt am Silberberg. Dagegen zeigen sich in den Einzelheiten folgende gemeinsame Züge:

Imprägnation des Nebengesteins mit einzelnen Erzkörnern, kleine idiomorphe Quarzsäulchen in der Kontaktzone Erz—Nebengestein, körnige Blende an gleicher Stelle in der Absatzfolge der Erze, Absatz des Bleiglanzes nach dem Beginn der Blendezufuhr.

Da die beiden Vorkommen nicht nur in den wichtigen Erzen, sondern auch in der Absatzfolge übereinstimmen, und außerdem ihre Bildung vielleicht in denselben Zeitraum fällt, müssen sie, trotzdem sie zirka 100 km voneinander entfernt sind, als zumindest äußerlich verwandt betrachtet werden (vgl. S. 89).

	Silberberg	St. Veit
Nebengestein	Trochitendolomit (Anisien)	Muschelkalk (Anisien)
Tektonische Einheit	Silvrettadecke	Inntaldecke
Wahrscheinliches Alter	Beginn des Ladinien bis Tertiär	Nachcenoman bis helvetisch
Form	Lagergang	Säulen
Ausbildung der Erze	Gänge und Brekzienerz	Vorwiegend Brekzienerz (Netzerze)
Mineralbestand (vom ältesten zum jüngsten geordnet)	Dunkle feinkörnige Blende Helle grobkörnige Blende Bleiglanz mit Jamesonit (Pyrit) Dolomit	Dolomit, (Markasit und Schalenblende) Körnige Blende, gleichzeitig mit Bleiglanz und Fluorit Kalzit und Dolomit
Haupterz	Zinkblende	Zinkblende
Mechanische Einwirkungen auf die Erze	Streckung des Bleiglanzes, Zertrümmerung und Einrollung der Blende	

e) Zusammenfassung über Silberberg.

Die Zn-Pb-Lagerstätte Silberberg stellt einen Lagergang in einem Dolomit des obern Anisien dar, der zur Hauptsache Zinkblende, in geringerer Menge Bleiglanz mit etwas Jamesonit und Pyrit führt. Das Vorkommen umfaßt eine unter Mitwirkung metasomatischer Verdrängungen vererzte Zerrüttungszone. Während und nach der Vererzung gingen tektonische Beanspruchungen über die Lagerstätte hin, welche am Bleiglanz plastische, an der Zinkblende klastische Veränderungen hervorriefen, beide Erze wurden lokal miteinander verknetet. In der Hauptsache sind jedoch die primären Strukturen erhalten geblieben. Sie zeigen, daß zuerst die Blende und darauf der Bleiglanz zugeführt wurde. Infolge Verwitterung wurden geringe Mengen von Cerussit und Greenockit gebildet. Die Entstehung der Lagerstätte fällt in den Zeitraum zwischen dem Ende des Anisien und dem Ende der alpin-orogenetischen Bewegungen im Miozän.

III. Die Pb-Zn-Lagerstätte Bleiberg-Ramoz (Schmitten).

a) Situation.

Der westliche Teil des Landwassertals wird im NW durch die Kette Guggernell-Sandhubel begrenzt, die der über den Aroser Dolomiten in die Luft ausstreichenden Sandhubelteildecke angehört (vgl. S. 40 u. Spez.-Karte 94 C). Die mit den Schichten fallende S-Abdachung der Kette wird durch mehrere schuttreiche Erosionskessel, Schaftobel, Bleiberg, Tiaun, zerschnitten, während die Schichtköpfe gegen NW steil zum Welschtobel abbrechen und in hohen Schutthalden stecken.

Die Lagerstätte zerfällt in zwei Teile, der bedeutendere, der eigentliche Bleiberg (Vork. 1, Fig. 21), liegt auf der W-Seite des gleichnamigen Tälchens (P. 2507), der zweite, der Kürze halber Ramoz genannte (Vork. 2, 2700 m ü. d. M.), befindet sich auf der NW-Seite des Guggernellgrates, am Fuß eines auffälligen, gedrungenen Felskopfes, der unmittelbar NW P. 2806 dem Grat aufsitzt (Fig. 22).

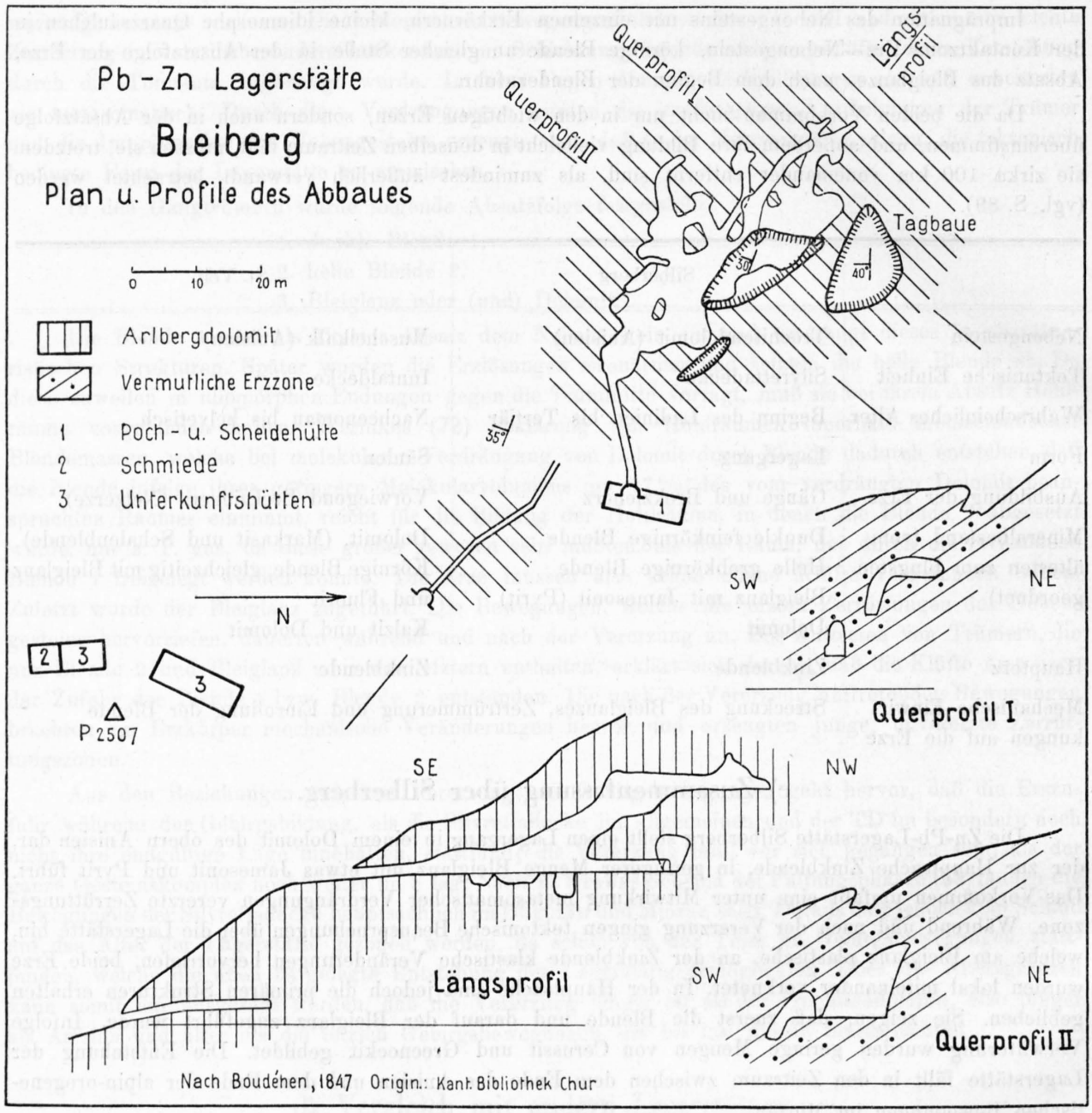


Fig. 21.

Bleiberg ist von Schmitten über Erzboden auf dem alten Grubenweg erreichbar; große, bräunlich anwitternde Halden und die Reste dreier Hütten machen das Vorkommen kenntlich. Ramoz, durch mehrere Schürflöcher markiert, ist vom Welschtobel über die Schutthalden oder vom Bleiberg her über den Grat erreichbar, letzterer Zugang wurde auch durch die Bergleute benützt.

b) Geologie.

Die Trias des Guggernellgrates ist in einer weiten, axial gegen SE abfallenden Großmulde in das unterliegende Permo-Werfénien (Quarzporphyr, Konglomerate, Buntsandstein) eingesenkt (**4, 35**). Längs der Landwasserscherfläche ist die Trias z. T. von der Permo-Werfénien-Unterlage abgeschürft. Die Trias der Großmulde ist in mehrere, von SW gegen NW übereinandergeschobene Schuppen zerlegt, am Guggernellgrat unterscheidet Brauchli von W nach E Guggernell-, Schafläger- und Tiaunschuppe. Alle drei sind zu einer großen, nach W offenen Mulde verfaltet. Die Verschuppung ist älter als die Aufschiebung der Sandhubelteildecke auf die Aroser Dolomiten.

Die Lagerstätte liegt in der aus Arlbergdolomit und unterm Carnien aufgebauten Schaflägerschuppe. Das Nebengestein des Vorkommens wird durch den Arlbergdolomit gebildet; im Bleiberg streicht dieser N 80° W bei 35° S-Fallen, für das Ramozer Vorkommen lauten die entsprechenden Werte N 45° W und 60° SW. Das Gestein ist dunkelgrau, makroskopisch dicht bis feinkristallin, beim Anschlagen stark bituminös riechend. U. d. M. ist eine Trübung durch Pigment erkennbar; außer einigen Pyritkörnchen fehlt jeder Nebengemengteil. Die Bankung ist gut, hie und da tritt eine Bänderung auf. Die Mächtigkeit der Bänke wechselt, zwischen grobbankigen Partien finden sich sehr dünnplattige Einlagerungen. Die Schichtflächen sind manchmal von roten und gelben Tonhäuten überzogen. Der AD ist oft, auch im Bereich der Erzvorkommen, brekziös ausgebildet. Neben jungen Zerrüttungszonen treten zwei Varietäten von „Primärbrekzien" auf, die älter sind als die alpine Zerrüttung des Gesteins (**13**). In einer ersten Varietät erkennt man auf der Anwitterungsfläche im grauen Dolomit schwimmende, rundliche, etwas dunklere Brocken desselben Gesteins, in einer zweiten werden dieselben Brocken, die Faustgröße erreichen können, durch weißen, spätigen Dolomit verkittet. Es können Übergänge von unversehrtem AD in die Brekzie beobachtet werden, in der Weise, daß mit der Annäherung an die erstere Brekzie die Bänderung des AD oft schlierig verbogen erscheint, eine Ausbildung, die nur vor der Verfestigung des Gesteins entstehen konnte. Brauchli führt die Bildung dieser Brekzie deshalb auf submarine Rutschungen zurück, die durch schon in der Trias auftretende orogene Kräfte verursacht wurden. Am Übergang zur spätigen Brekzie läßt sich oft eine Aufblätterung des AD längs den Schichtfugen, welche das Eindringen des spätigen Bindemittels ermöglicht, beobachten. Diese letztere Brekzie führt auch Trümmer der ersterwähnten, ist also jünger als diese.

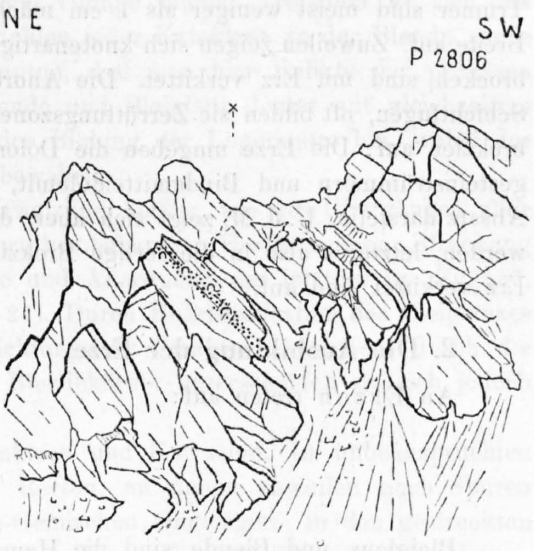


Fig. 22. Bleiberg, Ansicht des Vorkommens Ramoz am Guggernellgrat vom S-Grat des Erzhorns aus. Nebengestein: Arlbergdolomit; punktiert: vererzte Zone mit Schürflöchen; × Übergang nach dem Bleiberg.

Der AD hat eine intensive Zerrüttung erfahren, Schichtpakete sind längs konkordanten, oft mit Rutschbrekzie belegten Schubflächen gegeneinander verschoben und miteinander verkeilt, das Gestein ist in allen Richtungen von Klüften durchzogen und stark aufgelockert. Es lassen sich verschiedene Zerrüttungsphasen unterscheiden, ein älteres System von Klüften ist mit spätigem Dolomit verheilt, während dies bei jüngern Zerrüttungen nicht der Fall ist; z. T. ist die Zerrüttung älter, z. T. jünger als die Vererzung.

c) Vererzung.

1. Das äußere Bild der Lagerstätte.

Im Vorkommen 1 sind keine Grubenaufschlüsse mehr vorhanden. An dem gegen E ausstreichenden Schichtkopf in der Umgebung der obersten Hütte (Fig. 21) geht die Vererzung zutage aus; in einem Schürfloch, etwa 200 m weiter südlich, sind ebenfalls Erzspuren vorhanden.

Das Vorkommen 2 ist besser aufgeschlossen. Die schwache Vererzung umfaßt eine konkordante, 60° SW-fallende, gegen NW in die Luft ausstreichende, höchstens 10 m mächtige Zone des Arlbergdolomits, die sich in der Fallinie auf etwa 70 m bis zum Untertauchen in den Gehängeschutt verfolgen läßt.

Zwischen den beiden Vorkommen sind keine Erzausbisse vorhanden; die auf der Spez.-Karte 94 C zwischen P. 2806 und 2678 eingezeichneten Vorkommen existieren nicht.

Innerhalb der beiden Erzzonen ist der Dolomit mit Trümern und Schnüren von feinkörnigem, mit Blende vermischtem Bleiglanz durchsetzt. Die aus dem Grubenplan ersichtliche Form der jetzt verstürzten Stollen läßt vermuten, daß die Erze in unregelmäßigen Nestern angereichert waren. Die

Trümer sind meist weniger als 1 cm mächtig, es treten aber auch solche von mehreren Zentimeter Breite auf. Zuweilen zeigen sich knotenartige Verdickungen mit brekziöser Struktur; gerundete Dolomitbrocken sind mit Erz verkittet. Die Anordnung der Trümer ist meist regellos. Zuweilen folgen sie Schichtfugen, oft bilden sie Zerrüttungszonen des Nebengesteins ab. Außerdem treten vererzte Primärbrekzien auf: Die Erze umgeben die Dolomitbrocken in Säumen, befinden sich also zwischen Nebengesteinstrümmern und Bindemitteldolomit, was den Anschein erweckt, als ob letzterer den jüngsten Absatz darstelle. U. d. M. zeigt sich aber, daß sowohl Nebengestein als Bindemittel vom Erz verdrängt werden, letzteres also in die fertige Brekzie eingedrungen ist. Außerdem treten Brekzien, die nur mit Erz verkittet sind auf.

2. Die Ausbildung der Erze.

An Erzen treten auf:

Bleiglanz,
Zinkblende,
Jamesonit,
Pyrit.

Bleiglanz und Blende sind die Hauptbestandteile, Pyrit tritt etwas zurück, ist jedoch überall vorhanden. Jamesonit kommt nur vereinzelt in kleinen Körnchen vor.

Der Bleiglanz ist einschlußfrei, Silber ist nur in Spuren vorhanden. Die Blende ist von dunkelbrauner Farbe und zeigt in geätzten Schliffen gerade und gebogene Zwillingslamellen. Neben einem hohen Eisengehalt führt sie etwas Cadmium.

Die beiden Erze sind sehr feinkörnig und eng verwachsen, größere, derbe Partien des einen oder andern Minerals fehlen. U. d. O. lassen sich die Erze in mechanisch unbeeinflußte mit richtungsloser Textur und solche mit starker Streckung trennen. Die beiden Ausbildungsarten treten nebeneinander auf und sind durch Übergänge verbunden.

Fig. 23. Bleiberg, Primäre Verwachsung von Bleiglanz (weiß) und Zinkblende (schwarz). Bleiglanz oft idiomorph gegen Blende (z. B. rechts unten), welche ihrerseits die Zwickel zwischen den Bleiglanzpartien füllt. Anschliff 74. Vergr.: 38mal.

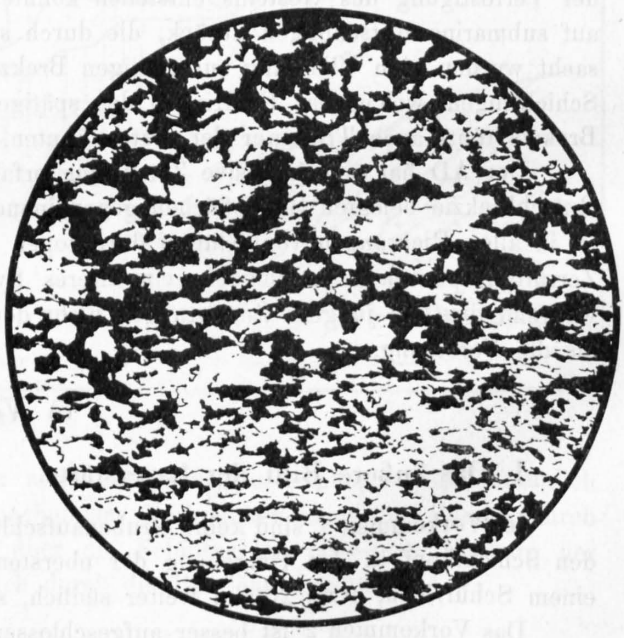


Fig. 24. Bleiberg. Gestrecktes Bleiglanz (weiß) —Zinkblende (schwarz) —Gemisch, durch tektonische Auswalzung hervorgegangen aus einer Primärstruktur ähnlich der in Fig. 23 dargestellten. Anschliff 61b. Vergr.: 74mal.

In richtungslosen Partien sind Bleiglanz und Zinkblende in annähernd gleichen Mengen vorhanden. Die beiden Mineralien sind eng verwachsen, nicht selten ist der Bleiglanz teilweise idiomorph, die Zwickel sind durch Blende ausgefüllt (Fig. 23). Außerdem führt die Blende zahlreiche, z. T. idiomorphe

Bleiglanzeinschlüsse, weshalb die beiden Erze ein netzartiges Gefüge bilden. Trotzdem es sich um gangförmige Absätze handelt, fehlt jede Lagentextur; das Fehlen jeder Kataklase an der Blende sowie die z. T. idiomorphe Ausbildung des Bleiglanz lassen vermuten, daß man hier Relikte der primären Struktur vor sich hat. Die netzartige Verwachsung von Blende und Bleiglanz deutet auf gleichzeitige Auskristallisation wenigstens eines Teils beider Erze bei der Bildung der Lagerstätte hin, wobei der Bleiglanz häufig seine Idiomorphie gegenüber der Blende bewahrte.

Die gestreckte Textur geht aus der obigen durch Auswalzung hervor, wie aus Übergängen aller Art ersichtlich ist. Die Auswalzung zeitigt die vom Silberberg her bekannten Erscheinungen: Streckung und Rekristallisation des Bleiglanzes, Kataklase der Blende und Anordnung der letztern in „Zügen", die den Bleiglanz parallel zur Streckung durchziehen (Fig. 24). Durch Rekristallisation des Bleiglanzes können auch durchbewegte Blende-Bleiglanz-Aggregate richtungslose Struktur annehmen, durch die Zwillingslamellierung und die trümmerartigen Umrisse der Blendekörner unterscheiden sie sich jedoch scharf von den unbeanspruchten Reliktstrukturen.

Der Pyrit ist häufig, er zeigt die Spuren von Kataklase und Korrosion. In unbeanspruchten Partien mit Primärstruktur ist er in lappig zerfressenen Resten, an denen zuweilen noch Spuren idiomorpher Umrisse vorhanden sind, den Bleiglanz-Blende-Gemischen eingelagert; in den gestreckten Partien ist er in gleicher Weise wie die Blende zertrümmert und wie diese zu Zügen ausgewalzt.

Mit den Erzen sind einzelne Dolomitkörner verwachsen. Es handelt sich vermutlich um Umlagerungsprodukte des Nebengesteins; mit den Erzen zugeführte Begleitmineralien konnten nicht nachgewiesen werden.

Die Beziehungen der Erze zum Nebengestein. Der Bleiglanz tritt nur selten unmittelbar mit dem Nebengestein in Berührung, fast immer schiebt sich ein schmaler Saum feinkörniger Blende dazwischen, die das Nebengestein längs buchtigen Linien verdrängt und zuweilen sehr feinkörnige Imprägnation erzeugt. Vereinzelt zeigt der Saum Schalenstruktur. Die Blende dieser Säume ist rekristallisiert, die Struktur zeigt aber, daß die Blende wenigstens an einzelnen Stellen in Gelform abgesetzt wurde. Der grobspätige Dolomit der Primärbrekzien wurde von den Erzen längs Spaltrissen verdrängt.

3. Sekundäre Mineralien.

Blende und Pyrit verwittern unter starker Limonitbildung, die der Oxydationszone des Vorkommens das Gepräge gibt. Durch die Limonitisierung werden die feinsten Blendeschnürchen makroskopisch sichtbar gemacht. Die Brekzienerze verwittern zu hellbraunen, löchrigen Galmeimassen, in denen auch u. d. M. keine kristallisierten Oxydationsmineralien erkennbar sind. Zuweilen finden sich Greenockitanflüge und am Arlbergdolomit Überzüge von Hydrozinkit. In den jungen Dolomitklüften, welche die Erze durchsetzen, sitzen zuweilen Bleiglanzkriställchen, deren Größe ein Mehrfaches derjenigen der Bleiglanzindividuen derber Erze beträgt. Es handelt sich hier um Bleiglanz, der mit dem Dolomit sekundär umgelagert wurde.

4. Die Entstehung der Lagerstätte.

Die gleichartige Ausbildung der Erze und die geringe Entfernung zeigen, daß man in den Vorkommen 1 und 2 Produkte desselben Vererzungsvorganges zu erblicken hat. Die Anordnung der Erze in gutbegrenzten Trümern läßt keinen Zweifel an der epigenetischen Natur des Vorkommens aufkommen; auch die Vererzung der Primärbrekzien ist ein Beweis für diese Auffassung. Die Verteilung der Erze in einer konkordanten Schicht in Ramoz läßt auch hier (wie am Silberberg) die Frage auftauchen, ob das Vorkommen durch Stauung der Erzlösungen an einer undurchlässigen Schicht entstanden sei. Der Vergleich der Analysen von Nebengestein und dem die Erze überlagernden Dolomit in Ramoz zeigt aber, daß dem nicht so sein kann; beide Gesteine zeigen weitgehende Ähnlichkeit und führen keinen Ton.

Die Vererzung muß auch hier nach der ersten Gebirgsbewegung stattgefunden haben, Zerrüttung hat das Eindringen der Erze ermöglicht. Zuerst drang die Blende ein und bildete schmale, dem Dolomit aufsitzende Verdrängungssäume. Bald nach dem ersten Blendeabsatz begann die Bleiglanzzufuhr; beide

Erze wurden zusammen mit Pyrit, den sie korrodierten, nebeneinander abgesetzt. Vereinzelte, blendefreie Bleiglanztrümer zeigen, daß die Bleiglanzzufuhr die der Blende kurze Zeit überdauerte, Gangart fehlt. Nach der Vererzung fanden weitere Gebirgsbewegungen statt, welche auch den Lagerstätteninhalt erfaßten.

Analysen des Nebengesteins von Bleiberg. Analytiker: Ed. Escher.

1. Arlbergdolomit der erzführenden Zone, Ramoz (Hst. 478)			2. Unvererzter, hangender Arlbergdolomit, Ramoz (Hst. 477)		
	Gew.-%	Molekularentspricht der Karbonatanteil einer Zusammensetzung von		Gew.-%	Mol.-%
in HCl unlösl.	0,35		in HCl unlösl.	0,29	
Fe_2O_3	0,42		Fe_2O_3	0,45	
MnO	0,01		MnO	0,06	
CaO	30,08	Mol.-%	CaO	30,04	24,8
MgO	21,38	CaO 24,9	MgO	21,49	24,8
Ges. H_2O	0,39	MgO 24,9	Ges. H_2O	0,20	
CO_2	47,81	CO_2 50,2	CO_2	48,02	50,4
	100,44	100,0		100,55	100,0

Das Verhalten der Vererzung gegenüber der Zerrüttung des Nebengesteins zeigt, daß sowohl vor als nach der Vererzung Gebirgsbewegungen stattfanden. Da schon in der Trias Gebirgsbewegungen möglich waren, wird dadurch das Alter der Lagerstätte nur soweit abgegrenzt, daß die Vererzung nach der Bildung des Arlbergdolomits (Ladinien) und vor dem Abschluß der alpinen Bewegungen (Miozän) stattgefunden haben muß. Nähere Beziehungen zu den komplizierten Bewegungen der Silvrettadecke konnten nicht festgestellt werden.

Die Zweiteilung des Vorkommens ist dadurch erklärlich, daß während der Vererzung die Erzzufuhr durch tektonische Bewegungen verschiedene Wege zu nehmen gezwungen war.

Angesichts des geringen Erzgehaltes ist mit einem baldigen Vertauben des Vorkommens nach der Tiefe zu rechnen.

d) Zusammenfassung über Bleiberg.

Die Lagerstätte Bleiberg stellt eine schwache, apomagmatische Pb-Zn-Imprägnation im Arlbergdolomit dar. Die Erze sind in einer konkordanten Zone in präexistierende Risse und Klüfte des Nebengesteins unter Verdrängung des letztern eingedrungen und bilden verworren angeordnete Trümer, Nester und Brekzienerze. Bleiglanz und Zinkblende wurden zum großen Teil gleichzeitig zugeführt. Die meisten Erze haben eine mechanische Beanspruchung erfahren, Relikte primärer Strukturen sind jedoch erhalten geblieben. Die Vererzung muß zwischen Ladinien und Ende der alpinen Gebirgsbewegungen (Miozän) stattgefunden haben. Eine genauere Abgrenzung des Alters ist nicht möglich.

IV. Die Pb-Zn-Lagerstätte Bärenbühl (Botta dil Uors) bei Filisur.

a) Situation.

Der Bärenbühl (Botta dil Uors, 2234 m ü. d. M.) ist eine bewaldete Kuppe südwestlich von Filisur, die den nördlichen Abschluß des vom Tinzenhorn, auf der linken Seite des Val Spadlatscha, nach N ziehenden Höhenzuges bildet. Die Lagerstätte befindet sich nördlich von P. 2234 und südöstlich vom P. 2209,7 (T. A., Bl. 426) auf gleicher Höhe wie letzterer. Reste von frühern Bergbauversuchen, ein noch offenes Schürfloch mit einer Schutthalde davor, einige weitere überwachsene Schürfstellen und die Ruine einer Hütte (auf ältern Siegfriedblättern noch eingezeichnet) bezeichnen das Vorkommen.

b) Geologie.

Die Geologie des Bärenbühls wurde zuletzt von F. Frei (**17** und Spez.-Karte 94 E) beschrieben (vgl. auch **77**, Profil). Nach ihm nehmen die westlichen Fortsetzungen der Urmina- und Chavaglschuppe (vgl. S. 40) am Aufbau der Kuppe teil. Im Schaftobel umfaßt die Urminaschuppe Gesteine vom Buntsandstein bis zum Arlbergdolomit; im Zusammenhang mit der Lagerstätte ist jedoch nur die mittlere Rauhwacke von Interesse; diese ist hellgelb, gegen den Arlbergkalk hin wird sie dunkelgrau, kalkreich und feinporig und geht durch Aufnahme von Kalk- und Dolomitbänken in diesen über. Im Dünnschliff erkennt man kleine, feinkristalline, dunkle Kalkbrocken und einzelne Quarzkörner, die durch körnigen Kalzitzement verkittet sind.

Von der Chavaglschuppe ist im Gebiet des Bärenbühls nur der Arlbergdolomit vorhanden, der blaugrau, feinkristallin und gut gebankt ist. Der Dünnschliff zeigt eine schwache Verunreinigung des Dolomits durch Pigment und spärliche Beimischung von Pyrit, weitere Gemengteile fehlen.

Die Schichten der Urminaschuppe sind im Schaftobel steilgestellt und streichen NW. Bei P. 2234 steht flachliegende, kalkige Rauhwacke an. Der E-Hang des Bärenbühls, der gegen Prosutt pitschen abstürzt, legt die 50—60° NE-fallende, mittlere Rauhwacke und deren Übergang zum Arlbergkalk bloß. Darüber legt sich jedoch (im Gegensatz zu Frei) nicht ein überschobener Deckel von rauhwackisiertem Arlbergdolomit, sondern es legt sich die mittlere Rauhwacke auf zirka 2150 m zu 25° NE-Fallen um und bildet in dieser Lagerung den obersten Teil des Bärenbühls. Der Arlbergkalk fehlt dort. Zwischen P. 2209.7 und P. 2234 grenzt N 50° W-streichender und 45° NE-fallender Arlbergdolomit, den Frei zur Chavaglschuppe rechnet, längs einer Ruschelzone an die liegende Rauhwacke. An der Grenze beider Gesteine ist folgendes Profil aufgeschlossen:

Hangendes:

1. Arlbergdolomit, wird mit Annäherung an 2 grobkörnig und ist von mehreren, mit spätigem Dolomit verheilten Kluftscharen durchsetzt;
2. 1,5 m feinkörnige Rutschbrekzie;
3. Mittlere Rauhwacke.

Die Überschiebungsfläche des AD reicht somit nicht bis an die Deckengrenze auf Plan da Pei, sondern streicht bei P. 2209.7 in die Luft aus.

c) Vererzung.

Das Vorkommen liegt, soweit die Aufschlüsse noch erkennen lassen, ungefähr an der eben erwähnten Schubfläche zwischen Arlbergdolomit und mittlerer Rauwacke. Die sehr spärlich vorhandenen Aufschlüsse lassen erkennen, daß die zutage tretenden Erze in einer konkordanten, im Streichen 20 m langen, 1—2 m mächtigen Zone unregelmäßig verteilt sind. Das Erz ist fast vollständig abgebaut, läßt sich jedoch am umherliegenden Haufwerk studieren. Die ursprünglichen Hauptmineralien Bleiglanz und Zinkblende sind zum größten Teil in Oxydationsmineralien übergeführt. Die zelligen, quelltuffähnlichen Massen von grauer bis rötlicher Farbe, in denen die Oxydationserze die primären Mineralien umgeben, verleihen den Stufen dieser Lagerstätte ein typisches Aussehen. Es wurden gefunden:

Primäre Erze: Bleiglanz,
Zinkblende,
Jamesonit,
Pyrit.

Oxydationsmineralien: Smithsonit,
Cerussit,
Hemimorphit.

Der Bleiglanz herrscht vor. Er bildet kleine, derbe, sehr feinkörnige Einlagerungen in den Oxydationserzen. Oft ist schon makroskopisch eine Streckung der Bleiglanzpartien erkennbar. Häufig zerfällt er beim Anschlagen längs glatten glänzenden Rutschflächen in Stücke. Vor dem Lötrohr konnte ein geringer Ag-Gehalt, der ungefähr dem vom Silberberg (0,2 ‰) entsprechen dürfte, nachgewiesen werden.

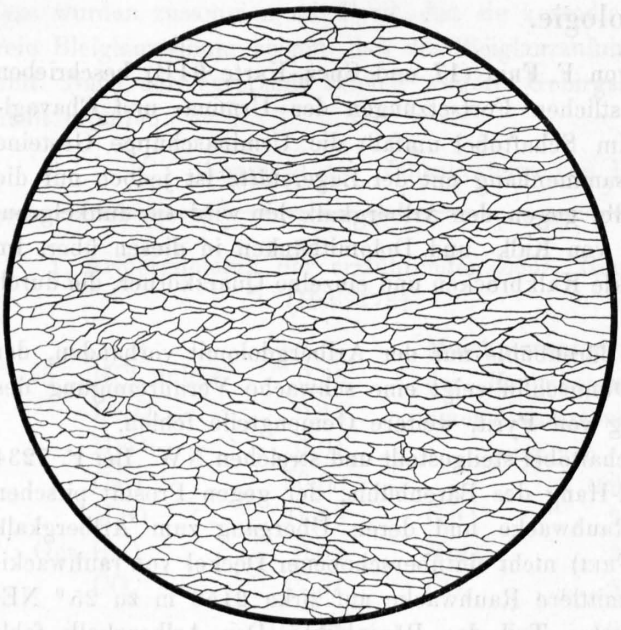


Fig. 25. Bärenbühl. Ausgewalzter, feinkörniger Bleiglanz. Anschliff Nr. 207b. Vergr.: 235mal.

Die Zinkblende ist hellbraun und in viel geringerer Menge vorhanden als der Bleiglanz. Die Strukturen von Blende und Bleiglanz sind die gleichen wie sie in den beanspruchten Partien von Silber- und Bleiberg gefunden wurden. Erwähnenswert ist, daß in linsenförmig gestreckten Bleiglanzkörnern (Fig. 25) das Verhältnis des kleinsten zum größten Durchmesser (im Anschliff gemessen) zwischen Werten wenig kleiner als 1 und 1 : 10 schwankt, bei einer Länge des größten Durchmessers von 0,1—0,4 mm. Relikte primärer Struktur fehlen.

Der Pyrit tritt in untergeordneter Menge auf und ist in kleinen korrodierten Körnern dem Bleiglanz und der Blende beigemischt.

Der Jamesonit, dessen Ausbildung dieselbe ist wie im Silberberg, ist selten.

Der Cerussit ist gedrungen prismatisch, und, auch wo er in die übrigen Oxydationsmineralien eingelagert ist, zuweilen idiomorph. In Hohlräumen aufsitzend zeigt er stengeligen, pseudohexagonalen Habitus, die Individuen werden höchstens 2 mm lang.

Der Smithsonit ist das häufigste Oxydationsmineral; von den andern rhomboedrischen Karbonaten unterscheidet er sich u. d. M. durch die hohe Lichtbrechung und das Fehlen der Spaltrisse. Vor dem Lötrohr ist der Zn-Gehalt leicht nachweisbar. Smithsonit kleidet in grauen, oft schwach grünlichen Krusten zusammen mit etwas Dolomit die Hohlräume der Erzstufen aus, mit der von Lindgren (**36**) erwähnten Neigung zu Pseudomorphosenbildung. Es wurden Stücke des zerrütteten, mit spätigem Dolomit verkitteten Arlbergdolomits gefunden, in denen letzterer durch Smithsonit bis auf Reste verdrängt war. Der unversehrte Bindemitteldolomit umschließt dann eckige Hohlräume, die mit Smithsonit ausgekleidet sind.

Der Hemimorphit tritt an Häufigkeit gegenüber den beiden vorerwähnten Mineralien zurück. Er kommt in den typischen halbkugeligen, aus tafeligen, farblosen, radialstrahlig angeordneten Individuen aufgebauten Aggregaten vor.

U. d. O. läßt sich oft beobachten, daß bei der Verdrängung der Erze durch Mineralien der Oxydationszone die Richtung parallel zur Streckung des Bleiglanzes bevorzugt ist. Die Verdrängung ist in allen Stadien vorhanden; es finden sich Bleiglanzpartien, die erst einzelne Schnüre von Oxydationserzen enthalten, während umgekehrt in größern Massen der letztern nur noch einzelne kleine Bleiglanzkörnchen übriggeblieben sind. Im Gegensatz zu den primären Erzen weisen die Oxydationsmineralien keinerlei Spuren mechanischer Beanspruchung auf, woraus hervorgeht, daß es sich um junge Bildungen handelt.

Wo alles Erz oxydiert ist, sitzen die Oxydationsmineralien auf einem mürben, stark verzweigten Skelett aus feinkörnigem, verunreinigtem Dolomit, der mit etwas Limonit, Ton und einzelnen undulös auslöschenden Quarzkörnern durchsetzt ist. Die Gemengteile entstammen dem Nebengestein, das durch die Oxydationsmineralien verdrängt wurde. Der Cerussit ist zuweilen in idiomorphen Körnern der lockern Skelettmasse eingelagert.

Über das Alter der Lagerstätte läßt sich nur aussagen, daß sie jünger als das Nebengestein (Ladinien) und, wie aus dem Zustand der primären Erze geschlossen werden muß, älter als die letzten Phasen der alpin-orogonetischen Bewegungen (Miozän) sein muß.

d) Zusammenfassung über Bärenbühl.

Die kleine Pb-Zn-Lagerstätte von Bärenbühl besteht in einer unbedeutenden Imprägnation an der Überschiebungsfläche der Chavaglschuppe auf die Urminaschuppe (Silvrettadecke). Zinkblende, Pyrit und Jamesonit sind gegenüber dem Bleiglanz untergeordnet. Die Struktur der Erze läßt starke, tektonische Auswalzung erkennen. Die Lagerstätte ist unter Bildung von Smithsonit, Cerussit und Hemimorphit weitgehend oxydiert.

V. Überblick der Pb-Zn-Lagerstätten Silberberg, Bleiberg und Bärenbühl.

	Silberberg	Bleiberg	Bärenbühl
Nebengestein	Anisischer Dolomit	Ladinischer Dolomit	Ladinischer Dolomit und Rauhwacke
Form	Zertrümmerter Lagergang	Konkordante, vom Erz durchschwärmte Zone	?
Alter	Ende des Anisien bis Miozän	Ende des Ladinien bis Miozän	Ladinien bis Miozän
Erze	Dunkle Blende, helle Blende, Bleiglanz, Jamesonit, Pyrit	Zinkblende Bleiglanz Jamesonit Pyrit	Wie Bleiberg
Gangarten	Dolomit	—	—

Silberberg und Bleiberg zeigen, wie obenstehende Zusammenstellung dartut, manche gemeinsame Züge. Außer in der Zugehörigkeit zur selben tektonischen Einheit, in der äußern Form, in den ungefähren Altersgrenzen und im Mineralbestand, stimmen sie darin überein, daß die Erze in zerrüttete Zonen eindrangen und das Nebengestein metasomatisch verdrängten; an beiden Orten wurde Blende abgesetzt bevor die Bleiglanzzufuhr begann. An Unterschieden sind zu nennen: Die Lagerstätten liegen in verschiedenen Triashorizonten[1]; Silberberg, die wichtigere Lagerstätte, führt zwei Blendegenerationen, während im Bleiberg nur eine unterschieden werden kann. An letzterm Ort sind Blende und Bleiglanz primär stärker vermischt als im Silberberg, Bleiberg führt mehr Pyrit und weniger Jamesonit und hat einen geringern Ag-Gehalt. Es zeigt sich, daß die beiden Lagerstätten sich in den wesentlichen Zügen vollkommen entsprechen, und daß die Unterschiede sich nur auf die quantitativen Verhältnisse beziehen. Sie dürfen daher als eng verwandt bezeichnet werden.

Für Bärenbühl läßt sich an primären Eigenschaften nur noch der Mineralbestand, welcher genau mit dem der vorerwähnten Vorkommen übereinstimmt, feststellen. Gerade diese Übereinstimmung zeigt aber, in Verbindung mit der benachbarten Lage aller drei Vorkommen (Fig. 29), daß Bärenbühl zur gleichen Vererzung gehören muß, wie Silber- und Bleiberg. Die Unterschiede, die sich in der Ausbildung der Lagerstätten zeigen, sind die Folgen lokaler Veränderungen ein und derselben Erzlösung. Die Zersplitterung der Absätze dieser Vererzung in drei Lagerstätten läßt sich auf gleiche Weise wie die Zweiteilung des Bleiberger Vorkommens erklären, nämlich durch eine Verlagerung der Aufstiegswege der Erzlösung infolge tektonischer Bewegungen.

[1] Ein Unterschied, der angesichts der vorwiegend tektonischen Bedingtheit der Lokalitäten der Lagerstätten und der zudem großen, petrographischen Aehnlichkeit der Nebengesteine (vgl. die Analysen auf S. 49 u. 56) bei einem Vergleich der Genesis der Lagerstätten kaum ins Gewicht fällt.

2. Die Cu-Lagerstätten.

I. Die Cu-Vorkommen in der Trias Mittelbündens.

a) Surmin.

Das Vorkommen liegt oberhalb der Bahnlinie Filisur—Stuls in der „Surminer Rüfi", südlich der Cruschetta (vgl. **13**, S. 71 u. 129, Spez.-Karte 94F). Ein erster, durch ein Schürfloch markierter Erzausbiß findet sich 1230 m ü. d. M., in dem bis hart an die Bahnlinie vorspringenden anisischen Dolomit der Curzinsantiklinale (Muchettafalten), weiteres Erz steht am Fuß der Felsen von Surmin, (unterhalb P. 1607) durch Schürflöcher und einen Stollen aufgeschlossen, an.

Die Erze treten in einem grauen, kristallinen Dolomit, der einzelne Quarzkörner führt, auf. Die spärliche Vererzung besteht in Malachit- und Azuritanflügen, daneben tritt etwas Covellin und als Begleitmineral weißer, spätiger Dolomit auf. Der Covellin bildet ein regelloses Gefüge dicktafeliger Individuen und wird auf Korngrenzen und Spaltrissen von Malachit verdrängt. Pseudomorphosen nach einem andern Erz oder Relikte eines solchen sind nicht vorhanden. Covellin bildet selbständige Schnüre, meist tritt er aber als zentrale Ausfüllung symmetrischer, gegen das Nebengestein hin etwas eisenschüssiger Dolomittrümer auf. Das Erz verdrängt den leicht zertrümmerten Dolomit auf Korngrenzen.

Azurit und Malachit kommen in dichter Ausbildung als dünne, flechtenartige Überzüge des Nebengesteins vor, kleine traubige Malachitaggregate sind selten.

b) Tieftobel.

Dieses Vorkommen befindet sich auf der Westseite des Tieftobels (Spez.-Karte 94C und D) wenige Meter oberhalb der Straße Wiesen—Schmitten, in dem von Trochitendolomit überlagerten Knollendolomit des obern Anisien, der der südlichen Fortsetzung der Tiaunschuppe (S. 52) angehört. Das Nebengestein ist beim Vorkommen zu einer löchrigen, schlecht verkitteten tektonischen Brekzie zerrüttet, welch letztere von scharf ausgeprägten, glatten Rutschflächen durchzogen ist, die mit Gesteinsmehl und Limonit belegt sind, mit der Vererzung aber in keinem erkennbaren Zusammenhang stehen.

Die Vererzung besteht in einer schwachen Imprägnation der Brekzie mit Malachit und Azurit, andere Erzmineralien fehlen; in Hohlräumen treten vereinzelt kleine, kugelige, apfelgrüne Prehnitaggregate von 2—3 mm Durchmesser auf. Die beiden Oxydationserze bilden Überzüge und Auskleidungen von Hohlräumen. Der Malachit ist zuweilen rosettenartig angeordnet, während der Azurit hie und da in sehr kleinen Kriställchen als Drusenauskleidung auftritt. Wo beide Mineralien nebeneinander als Hohlraumauskleidung vorkommen, erweist sich der Azurit stets als das jüngere.

Trotz der spärlichen Vererzung wurde das Vorkommen früher bergbaulich bearbeitet. Ein Stollen (20 m lang, hart oberhalb der Straße) verfolgt von S nach N eine Rutschfläche, ohne auf Erz zu stoßen; etwas weiter nördlich wurde eine Höhlung in die vererzte Brekzie eingehauen, von der aus in einem engen, gewundenen Stollen (Schrämarbeit) einige taube Rutschflächen verfolgt wurden. Nördlich dieses Schurfes und zirka 15 m höher ist das schwach vererzte Gestein durch ein weiteres Schürfloch aufgeschlossen. In einem von E nach W in das taube Gestein vorgetriebenen Stollen, der etwas nördlich des zweiterwähnten Schurfes, auf gleicher Höhe wie dieser, ansetzt, sollte der NS-streichende Lagergang, den man, der Anlage der Schürflöcher nach zu schließen, offenbar erwartete, von der Seite her angefahren werden. Es kann sich indessen bei diesem Vorkommen niemals um einen „Gang", sondern nur um eine schwachvererzte, in NS-Richtung auf zirka 40 m Länge verfolgbare Zone handeln. Eine unbedeutende Spur von Malachitanflügen findet sich im Trochitendolomit am Fuß des östlichen Widerlagers der Straßenbrücke im Tieftobel.

c) Marienkrone.

Die steilen, gegen N und NW gerichteten Abstürze des Felskopfes von Foppas (P. 1402) westlich Filisur tragen diesen Namen. Das Erzvorkommen befindet sich am Fuße des zwischen P. 1402 und

dem Weg Zinols—Foppas liegenden Teil der Felswand (Spez.-Karte 94E). In einer Runse, die sich vom Landwasser zum Fuße dieser Wand hinaufzieht und dort gegen W in eine steile Rinne abbiegt, finden sich etwa 1220 m ü. d. M. im Arlbergdolomit schwache Anflüge von Malachit und Azurit, die durch zwei Stollen markiert sind; primäres Erz fehlt. Weitere Anflüge treten am obern Ende der erwähnten Rinne auf (1250 m ü. d. M.).

d) Schmelzboden.

Am Abhang des Silberberges, südlich der Station Schmelzboden, zwischen dem P. 1325.6 und dem alten Grubenweg, erhebt sich auf der W-Seite einer Erosionsrinne ein kleiner Felskopf (1450 m ü. d. M.). An dessen Ostfuß treten im anisischen Dolomit, durch ein Schürfloch bezeichnet, Spuren von Malachit und Azurit ohne Begleitung weiterer Erze auf[1] (Fig. 14).

e) Zusammenfassung über die Cu-Vorkommen in der Trias Mittelbündens.

Alle erwähnten Cu-Imprägnationen in den Triasdolomiten Mittelbündens liegen im Anisien oder Ladinien und sind an Ausdehnung und Erzgehalt unbedeutend. Neben Malachit und Azurit tritt nur bei Surmin etwas Covellin auf.

Anhaltspunkte über die primäre Natur der Vorkommen fehlen. Da der Covellin als primäres Mineral selten ist, ist es wahrscheinlich, daß die Dolomite mit Cu-Sulfosalzen, die nachher der vollständigen Oxydation anheimfielen, imprägniert wurden. Angesichts der Ähnlichkeit der Vorkommen dürfen alle auf den gleichen Entstehungsvorgang zurückgeführt werden (vgl. S. 66).

II. Das Cu-As-Vorkommen am Tällihorn (Sertig, Davos).

Das Tällihorn gehört dem Sertig und Dischma trennenden Grat an. Das Vorkommen liegt auf der NW-Seite des genannten Gipfels, wenig SW der Tällifurka (2572 m ü. d. M.), auf gleicher Höhe wie diese, über einer rostig anwitternden Halde. Es wurde durch eine Schürfung, in deren Nähe die Reste einer Hütte erkennbar sind, bearbeitet; andere Spuren von Bergbautätigkeit fehlen.

Das Vorkommen liegt in einem feinkörnigen Ortho-Muskovitgneis (Meso-Alkalifeldspatgneis) der Silvrettadecke, der aus Quarz, Orthoklas, Albit-Oligoklas, Muskovit und etwas zersetztem Biotit besteht. Akzessorisch führt er Apatit, Granat und Zirkon. Die Feldspäte sind getrübt und häufig durchsiebt. Die Struktur ist kristalloblastisch, Kataklase ist untergeordnet, die Textur gestreckt, die Schieferungsebene streicht NE bei 70° NW-Fallen (vgl. auch **14**).

Die Erze durchsetzen den Gneis diskordant in, bis 6 cm mächtigen Trümern und Schnüren, die gegen das Nebengestein scharf begrenzt sind. Die Vererzung läßt sich auf nur wenige Meter verfolgen. In der Umgebung fehlen weitere Erzspuren.

An Erzen treten auf:
Pyrit,
Kupferkies,
Arsenkies,
Fahlerz,
Zinkblende.

Quarz ist einzige Gangart. Die Trümer sind mit einer nur u. d. M. erkennbaren Auskleidung von stengeligem Quarz versehen, das Innere ist mit körnigem, meist verunreinigtem Quarz ausgefüllt. Er zeigt nur unbedeutende Spuren von Kataklase, in der Regel löscht er undulös aus.

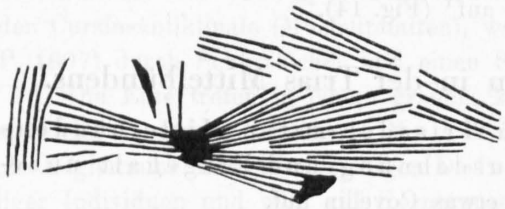
Die Erze sind dem Quarz regellos eingelagert und eng mit ihm verwachsen.

Der Pyrit bildet relativ große, rissige, nur vereinzelt idiomorphe Körner, die einzeln oder in Gruppen dem Quarz eingelagert sind. Der Kupferkies greift in kleinen verästelten Fortsätzen zwischen die Quarzkörner hinein. Der Arsenkies besitzt z T. ähnliche Ausbildung wie der Pyrit, idiomorphe Individuen sind hier jedoch häufiger.

---

[1] Brauchli (4) fand im Hintergrund der Alp Sanaspans im stark zerrütteten Arlbergdolomit der Lenzer-Horn-Gipfelschuppe (Silvrettadecke) ebenfalls Malachit und Azurit.

Bemerkenswert sind sehr feine Verwachsungen zwischen Kupfer- und Arsenkies. Tafelige, dem Quarz eingelagerte Arsenkiesaggregate, die aus mehr oder weniger parallel verwachsenen Individuen bestehen, deren z. T. idiomorphe Begrenzung den Aggregaten typische, hahnenkammartige Umrisse verleihen (Fig. 26b, c, d) sind von feinen, im Anschliff stäbchenförmigen Kupferkieseinlagerungen durchzogen, zwischen denen sich parallel angeordnete, ebenso geformte Arsenkiespartien befinden, die z. T. wieder die oben erwähnten, hahnenkammförmigen Umrisse aufweisen. Fig. 26b zeigt eine einfach ausgebildete, derartige Verwachsung. Alle im Anschliff gefundenen Schnitte deuten darauf hin, daß es sich bei diesen Kupferkieseinlagerungen nicht um Stäbchen, sondern wie beim Arsenkies um tafelige Gebilde handeln muß.



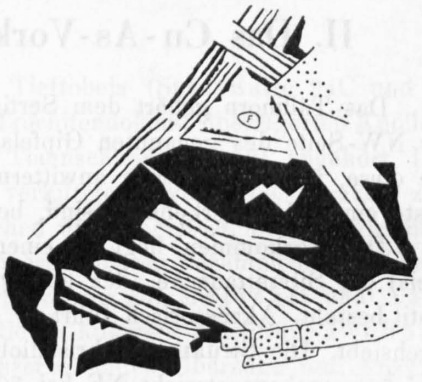
a

b

c

Fig. 26. Sertig, Verwachsungen von Arsenkies (schwarz) mit Kupferkies (weiß), in b bis d in Quarz (punktiert), in a und e in Kupferkies eingelagert; das in d dargestellte Aggregat ist mechanisch zertrümmert; in e punktiert: Pyrit, F.: Fahlerz. a, b und e: Anschliff 828; c und d: Anschliff 827; Vergrößerungen: a, c und d: 100mal; b und e: 200mal.

d



e

Statt dem Quarz können die Arsenkies-Kupferkiesaggregate auch größeren Kupferkiespartien eingelagert sein. Auch in diesem Fall ist der Arsenkies idiomorph. Die radialstrahligen Aggregate der beiden Kiese sind hier jedoch nicht immer, wie die entsprechenden, dem Quarz eingelagerten Verwachsungen, von einem breiten, zackigen Arsenkiessaum umgeben, sondern grenzen oft unmittelbar an den massigen Kupferkies. Fig. 26a zeigt ein einfaches derartiges Gebilde.

Die in Fig. 26a und b dargestellten, einfachsten Aggregate ergeben durch Verwachsung untereinander kompliziertere Formen (Fig. 26c bis e).

Was die Deutung dieser Strukturen anbelangt, so muß zu entscheiden versucht werden, ob sie durch Verdrängung, Entmischung oder primäre Verwachsung erzeugt worden seien. Gegen Verdrängung sprechen die Regelmäßigkeit in der Anordnung der beiden Mineralien und die radialstrahlige Ausbildung der Aggregate. Gegen Entmischung ist wieder die radialstrahlige Verwachsung und vor allem die kristallographische Verschiedenheit der beiden Erze anzuführen. Deutung als primäre Verwachsung wird den Beoachtungen am ehesten gerecht. In Fig. 26c links, tritt Quarz an Stelle von Kupferkies. Dieser Umstand läßt, in Verbindung mit dem andern, daß der Arsenkies ohnehin zu idiomorpher Umgrenzung neigt, die Vermutung aufkommen, daß bei diesen Aggregaten der Arsenkies als formgebendes Element auftritt, während der Kupferkies das Füllmaterial zwischen den Arsenkiestafeln bildet (an

seine Stelle kann mitunter der Quarz treten). Für die Annahme einer Verdrängung des Kupferkieses durch Quarz oder umgekehrt fehlen Anhaltspunkte.

Fig. 26e zeigt einen Schnitt durch eine Verwachsung mehrerer Büschel, der vermutlich senkrecht zur Längserstreckung von, in Fig. 26a und b dargestellten Aggregaten gelegt ist, weshalb hier die radialstrahlige Anordnung nicht zum Ausdruck kommt. Die kompakten Arsenkiespartien (Fig. 26e) werden als Vereinigung und Anschwellung mehrerer Lamellen dieses Minerals sowie als Verwachsung der breiten Umrandung mehrerer Büschel vom Typ Fig. 26b betrachtet.

Fahlerz und Zinkblende kommen nur in einzelnen Körnern dem Kupferkies eingelagert vor.

Die schwache Kataklase, die den Quarz erfaßte, hat am Pyrit und am Arsenkies etwelche Zertrümmerungen hervorgerufen, die mechanische Beanspruchung des Vorkommens kann demnach nicht sehr intensiv gewesen sein.

Von den Auswirkungen der Mesometamorphose (kristalloblastisches Gefüge), die das Nebengestein erfaßt hat, ist in den Erzen und der Gangart nichts zu bemerken, die Lagerstätte ist jünger als die Metamorphose des Nebengesteins. Diese ist voralpin, die alpine Orogenese rief in der Silvrettadecke nur mehr mechanische Umformungen, wie Kataklase u. dgl., hervor (**3**, S. 278), die ja auch an den Gangarten und Erzen konstatiert wurde. Die Vererzung muß daher vor oder spätestens während der alpinen Orogenese und nach der voralpinen Mesometamorphose des Gneises stattgefunden haben, eine genauere Bestimmung ist nicht möglich, das Vorkommen kann somit unter Umständen sehr alt sein.

Zusammenfassend kann gesagt werden, daß die Lagerstätte am Tällihorn aus einer Schar kleiner, im wesentlichen Kupferkies, Arsenkies und Pyrit führender Quarztrümer besteht, die von der alpinen Metamorphose nur schwach erfaßt wurden. Arsenkies und Kupferkies sind z. T. eng miteinander verwachsen. Das Vorkommen ist sicher älter als die letzten alpinen Bewegungen und jünger als die voralpine Mesometamorphose des Nebengesteins.

III. Das Fe-Cu-Vorkommen von Lavin (Unterengadin).

Die geographische Einteilung der untersuchten Lagerstätten wird durch die Zuordnung dieses Engadiner Vorkommens zu denen von Mittelbünden durchbrochen, um alle diese in derselben tektonischen Einheit auftretenden Lagerstätten gemeinsam behandeln zu können.

Das Vorkommen liegt hart am Wege, der von Lavin über Prasüras nach Süs führt, im Wald östlich des Baches des Lavinèr Savaidas, 1450 m ü. d. M.

Das Nebengestein ist ein dem Silvrettakristallin angehörender Para-Biotitgneis (**79**). Südlich über dem Vorkommen geht er in Zweiglimmergneis über, wenig höher steht Amphibolit, der aus gewöhnlicher Hornblende, Epidot, Andesin und etwas Apatit besteht, an.

U. d. M. zeigt der das Nebengestein bildende Biotitgneis als Hauptgemengteile Quarz, Biotit, Orthoklas und Oligoklas; Sillimanit ist Nebengemengteil, akzessorisch treten Apatit und Zirkon auf. Der Quarz löscht schwach undulös aus. Der Biotit ist hellbraun, die Feldspäte sind meist getrübt und haben z. T. Siebstruktur. Die Struktur des Gesteins ist granoblastisch, die Textur durch Parallelanordnung des Biotits kristallisationsschiefrig. Die Metamorphose des Gneises ist älter als die alpine Dislokationsmetamorphose, denn letztere hat in diesem Gebiet nur Veränderungen von Epicharakter hervorgerufen (**79**).

Die Erzlagerstätte besteht aus einer dem Gneis konkordant eingelagerten, im Streichen auf 30 m verfolgbaren, maximal 4 m mächtigen Linse eines porösen, grünen Gesteins, dem die Erze eingesprengt sind. Im Dünnschliff lassen sich darin außer den Erzen folgende Mineralien unterscheiden: als Hauptgemengteile gewöhnliche hellgrüne Hornblende in langstengeligen, zuweilen schilfigen und Epidot in rundlichen bis gedrungen-stengeligen Individuen. Apatit in großen, rundlichen, getrübten Körnern, Muskovit, Chlorit, Albit und Biotit sind untergeordnet. Das erzführende Gestein ist deutlich gestreckt, es hat demzufolge wenigstens die letzten tektonischen Beanspruchungen des Biotitgneises mitgemacht.

Die Grenze des Hornblendegesteins gegen den Gneis ist scharf; letzterer führt in der Nähe des Kontaktes etwas Epidot, der ihm im übrigen fehlt. Der sonst braune Biotit des Gneises ist an der Grenze gegen das Erz hin schmutziggrün, der Gneis scheint somit von der erzführenden Einlagerung her beeinflußt worden zu sein.

Die Hornblende der Erzeinlagerung unterscheidet sich deutlich durch die hellere Farbe und die beträchtlichere Größe der Individuen von der Hornblende des hangenden Amphibolites.

An Erzen kommen vor: Pyrit,
Kupferkies,
Bleiglanz,
Zinkblende,
Covellin.

Die beiden erstgenannten sind die wichtigsten, die übrigen treten nur akzessorisch auf.

Der Pyrit als häufigstes Erz bildet z. T. große, rundliche, rissige Körner, z. T. Zwickelfüllungen zwischen den die Erze beherbergenden Mineralien. Er führt unregelmäßig geformte Einschlüsse aller übrigen Erze, mit Ausnahme des Covellins. Stellenweise bildet der Pyrit derbe Massen mit nur geringem Anteil anderer Mineralien.

Der Kupferkies kommt in kleinen Partien vorwiegend als Zwickelfüllung zwischen den Nichterzen vor. Zuweilen sind diese durch den Kupferkies korrodiert oder dieser ist ihnen in kleinen Tröpfchen eingelagert.

Bleiglanz und Zinkblende sind, wie der Kupferkies, den Nichterzen eingesprengt. Unter sich sind die beiden Erze buchtig verwachsen. Die Blende führt rundliche Kupferkieseinschlüsse, geätzt zeigt sie Zwillingslamellierung. Einzelne Bleiglanzkörner werden durch Covellin verdrängt.

Erze und Begleitmineralien sind regellos durcheinandergemischt.

Die Deutung der Genesis der Lagerstätte gelingt nicht einwandfrei. Die Erze scheinen, soweit die schlechten Aufschlüsse erkennen lassen, an das Hornblendegestein gebunden zu sein; im Gneis wurden nur unbedeutende Erzapophysen gefunden. Es fragt sich nun, wieweit die vorgefundenen Mineralien, vor allem die Hornblende, als zur Vererzung, wieweit als zum Nebengestein gehörig betrachtet werden müssen.

Bezüglich der Hornblende muß versucht werden, zu entscheiden, ob sie einem vererzten Amphibolit angehöre, oder eine zur Vererzung gehörige Neubildung darstelle. Für die erstere Deutung sprechen nur das häufige Vorkommen von Amphiboliten in der Umgebung und die, soweit erkennbar, konkordante Lagerung der Erzlinse, während die scharfe Grenze der Erz-Hornblende-Einlagerung gegen den Gneis und die von der des benachbarten, sichern Amphibolites abweichende Beschaffenheit der Hornblendepartien der Erzlinse (schilfige, grobstengelige Ausbildung und hellere Farbe der Hornblende sowie Fehlen der dem sichern Amphibolit eigenen, engen Verfilzung der Hornblendeindividuen und damit der Zähigkeit) gegen diese Deutung sprechen.

Für die Deutung der Hornblende als epigenetische Bildung ergeben sich zwei Möglichkeiten:

1. Neubildung des gesamten Inhaltes der erzführenden Linse unter Verdrängung des Biotitgneises,
2. Verdrängung bzw. Umwandlung einer Karbonat- oder Kalksilikateinlagerung des Gneises durch eine Erzlösung.

Für die erste Deutung kann die scharfe Grenze Erz-Biotitgneis sowie die Beeinflussung des letztern vom Erz her (s. o.) angeführt werden, dagegen spricht der Umstand, daß im Innern der Erzmasse keine Gneisreste aufzufinden sind, was bei dieser Deutung besonders auffällig wäre, da sich der Si-reiche Biotitgneis für Verdrängungen wenig eignet.

Die zweite Ansicht, die für die zutreffendste gehalten wird, stützt sich auf das Auftreten verschiedener Karbonateinlagerungen im Silvrettakristallin, die z. T. als vormesozoische, stratigraphische Einlagerungen der alten Paragesteinsserien betrachtet werden (**3**, **54**, **79**). Wenk (**79**) erwähnt eine kleine derartige Marmorbank aus dem Lavinèr Savaidas, die sich zirka 1 km SE von unserer Erzlagerstätte und in senkrechter Entfernung zirka 700 m darüber befindet, und zählt sie zum kristallinen Grundgebirge. Neben Karbonat führt dieses Gestein nur wenig Muskovit. Es zeigt sich also, daß in den Gneisserien Karbonateinlagerungen auftreten, die an sich für eine Vererzung in Frage kommen. In unserer Erzlagerstätte wurden allerdings keine Karbonatreste aufgefunden, die direkt für eine Entstehung durch Verdrängung sprechen würden; dagegen ist es möglich, daß Hornblende und Apatit nachträglich unter Zufuhr von Fe und P, unter Entnahme von Ca und Mg evtl. auch Si aus dem Karbonatgestein, im Zusammenhang mit der Vererzung entstanden sind. Daß Hornblendebildung und

Erzzufuhr zeitlich übereinander gegriffen haben, zeigen die Erzeinschlüsse der Hornblende in Verbindung mit dem Umstand, daß die Hauptmasse der Erze jünger ist als die Hornblende. Bei Annahme einer Karbonatverdrängung durch die Erzlagerstätte müßte für die übrigen Nichterze folgende Entstehungsweise angenommen werden: Der Apatit dürfte, seiner grobkörnigen Ausbildung wegen, die dem als Gesteinsgemengteil vorkommenden Apatit fremd ist, in Verbindung mit der Vererzung entstanden sein. Der Epidot mag z. T. als Neubildung während der Vererzung, z. T. durch Umwandlung während der alpinen Metamorphose entstanden sein. Das Auftreten beider Mineralien als typischer Ca-Mineralien stützt die Vermutung einer Karbonatverdrängung. Muskovit, Chlorit und Albit, die alle nur in kleinen Mengen vorhanden sind, können sowohl während der Vererzung als durch spätere Umwandlungen entstanden sein.

Nach dem oben Gesagten scheint die Annahme einer Bildung der Erzlagerstätte durch Verdrängung einer Karbonateinlagerung den Tatsachen am ehesten zu entsprechen, ohne daß deren Richtigkeit streng bewiesen werden könnte. Erzlösungen, die am Nebengestein Veränderungen wie die Bildung der Hornblende zur Folge hatten, dürfen als solche relativ magmanahen Charakters bezeichnet werden; die Lagerstätte wäre, wenn die über ihre Bildung gemachte Annahme richtig ist, der Gruppe der pneumatolytischen Verdrängungslagerstätten Niggli zuzuordnen (**40**, S. 32).

Das Vorkommen ist wahrscheinlich im Zusammenhang mit der Intrusion alter Granitmagmen entstanden. Diese ist jünger als die Paragesteine, die die Lagerstätte beherbergen und ging während der alten, voralpinen Faltung dieser Gesteine vor sich (**79**, S. 263 ff.). Die Möglichkeit einer Erzlagerstättenbildung zu dieser Zeit ist durchaus wahrscheinlich.

Zusammenfassend gilt für das Fe-Cu-Vorkommen Lavin: Die Lagerstätte besteht in einer, einem Biotitgneis der Silvrettadecke eingelagerten Hornblende-Epidot-Linse mit Apatit, die vorwiegend mit Pyrit, daneben mit Kupferkies, etwas Bleiglanz und Zinkblende durchsetzt ist und, wie das Nebengestein, die alpine Epimetamorphose erlitt. Sie ist möglicherweise unter Verdrängung einer Karbonateinlagerung des Gneises im Verlauf der voralpinen Intrusion der alten Silvrettaeruptivgesteine entstanden.

IV. Überblick der Cu-Lagerstätten Mittelbündens.

Ein Vergleich zwischen Sertig und Lavin ergibt außer dem Auftreten in der gleichen tektonischen Einheit (Silvrettadecke) und dem Gehalt an Pyrit, Kupferkies und Zinkblende keine gemeinsamen Züge: Lavin eine Verdrängungslagerstätte mit einer reichhaltigen Mineralführung, aber ohne wesentlichen Anteil von Quarz, Sertig eine Gangbildung ohne Beeinflussung des Nebengesteins und mit Quarz als Begleitmineral, dazu ein wesentlicher Anteil des, Lavin völlig fremden Arsenkies. Diese Unterschiede gestatten nicht, die beiden Vorkommen als nahe verwandt anzusehen.

Dagegen besteht, wie die folgende Tabelle zeigt, eine Ähnlichkeit zwischen der von F. de Quervain (**46**) beschriebenen Lagerstätte am Parpaner Rothorn und der von Sertig.

	Sertig	Rothorn
Nebengestein	Muskovitgneis	Amphibolite, Paragneise
Form	Kleine Gänge	Gänge
Primäre Erze	Arsenkies Kupferkies Pyrit Fahlerz Zinkblende	Kupferkies Fahlerz Bleiglanz Arsenkies (Zinkblende?)
Gangart	Quarz	Quarz, Ankerit, Breunerit, Braunspat
Veränderung des Nebengesteins	—	Neubildung von Serizit, Karbonat, Chlorit und Pyrit

An beiden Orten ist der Kupferkies ein wichtiger Bestandteil. Rothorn und Sertig haben die Gangform mit Quarz als ältestem Absatz gemeinsam. Der Arsenkies ist in Sertig häufiger, Fahlerz tritt stärker zurück als am Rothorn. Hauptunterschiede bestehen im Fehlen des Karbonats und der durch die Vererzung bedingten Nebengesteinsveränderungen am Tällihorn.

Die Unterschiede zwischen den beiden Lagerstätten sind nicht so schwerwiegend, daß Sertig nicht als ein Produkt desselben Vererzungsvorganges, der die Parpaner Lagerstätte erzeugte, aufgefaßt werden dürfte. Die Ansicht, es handle sich um zwei genetisch verwandte Vorkommen, wird durch das Auftreten in der gleichen tektonischen Einheit und die relativ geringe räumliche Entfernung gestützt (Fig. 29). Das Alter der Sertiger Lagerstätte, das wegen Kataklase an Erzen und Begleitmineralien höher sein muß als die letzten orogenetischen Bewegungen, steht einer Parallelisierung nicht im Wege, da DE QUERVAIN eine Entstehung der Erzvorkommen am Parpaner Rothorn nach der vorletzten (vermutlich herzynischen) Faltung des Silvrettakristallins für wahrscheinlich hält.

Das Laviner Vorkommen liegt in derselben tektonischen Einheit wie die beiden vorerwähnten. Abgesehen vom gemeinsamen Kupferkiesgehalt, zeigt diese Lagerstätte jedoch zu viele Abweichungen von Sertig und Parpan, so daß sie nicht als mit diesen verwandt betrachtet werden darf, sie wird deshalb als eine selbständige Bildung aufgefaßt.

Die oxydierten Kupfervorkommen in der Trias Mittelbündens dürfen wegen der benachbarten Lage und der Zugehörigkeit zur selben tektonischen Einheit unter Umständen als ganz schwache Ausläufer der Vererzung, die Parpan und Sertig erzeugte, aufgefaßt werden. Möglicherweise handelt es sich aber hier um sekundäre Umlagerungsprodukte von Lagerstätten im unterliegenden Kristallin, die denen vom Parpaner Rothorn und Sertig entsprechen könnten.

C. Die Pb-Zn-Lagerstätte von Scarl (Unterengadin).

a) Situation.

Das Scarltal ist ein südliches, bei Schuls mündendes Nebental des Unterengadins, das in seinem untern, SN verlaufenden Teil die Unterengadiner Dolomiten quert. Vom südlich anschließenden, gegen NW laufenden Teilstück zweigt nach SE das Val Mingèr, gegen E und NE das Val del Poch und

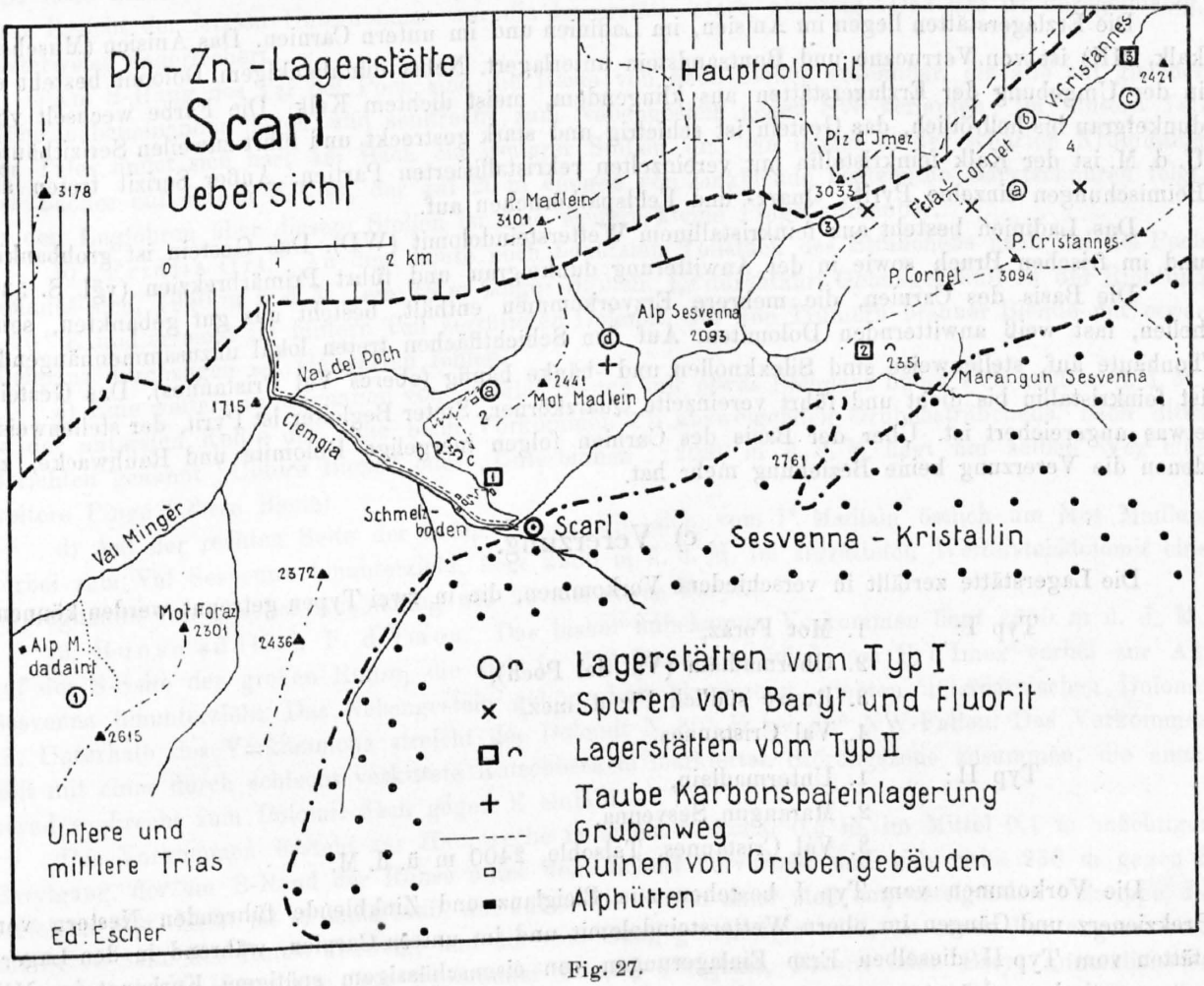


Fig. 27.

das Val Sesvenna ab, letzteres durch die Furcla Cornet mit dem zum Val d'Uina gehörigen Val Cristannes verbunden[1]. Die verschiedenen kleinen Vorkommen, aus denen sich die Lagerstätte zusammensetzt, liegen in diesen Nebentälern (Fig. 27).

[1] In der alten topographischen Karte sowie in der Spez.-Karte Nr. 72 heißt irrtümlicherweise P. 3033 Piz Cornet; die Namengebung auf T. A. Blatt 425 (gedruckt 1927) ist die richtige, wonach P. 3033 Piz d'Imez heißt, während der Piz Cornet der westliche Vorgipfel des Piz Cristannes ist. Im folgenden werden diese letztern Bezeichnungen gebraucht.

b) Geologie.

Das Gebiet von Scarl wurde zuerst von THEOBALD (**64**), später von W. SCHILLER (**50**) und von A. SPITZ und G. DYHRENFURTH (**55**) geologisch bearbeitet. Nach den letztgenannten Autoren zeigt das Gebiet folgenden geologischen Bau (Fig. 27):

Die Umgebung von Scarl gehört der Campodecke (mittelostalpin) an. Auf dem Kristallin des P. Sesvenna ruht eine mächtige Triasserie, die in der Lischannagruppe noch von Jura überlagert ist. In der Trias wird ein tektonischer Ober- von einem Unterbau unterschieden. Letzterer, der im Zusammenhang mit der Vererzung vor allem interessiert, besteht aus Gesteinen vom Kristallin bis zum Carnien und zeichnet sich durch starke Faltung der Sedimente aus (P. Cornet). Der zur Hauptsache aus Hauptdolomit bestehende Oberbau wurde als starre Masse in Paketen über die als Gleithorizont wirkenden Raiblerschichten geschoben, welch letztere das verschiedenartige Verhalten der beiden Teile ermöglichten.

Am Schlinigpaß wird die Campodecke durch das Ötztaler Kristallin, welches gegen W in die Luft ausstreicht, überdeckt.

Die Erzlagerstätten liegen im Anisien, im Ladinien und im untern Carnien. Das Anisien (Muschelkalk, MK) ist von Verrucano und Buntsandstein unterlagert. Nebst dünnbankigem Dolomit besteht es in der Umgebung der Erzlagerstätten aus klingendem, meist dichtem Kalk. Die Farbe wechselt von dunkelgrau bis hellrötlich, das Gestein ist schiefrig und stark gestreckt und führt zuweilen Serizithäute. U. d. M. ist der Kalk feinkristallin mit vereinzelten rekristallisierten Partien. Außer Serizit treten als Beimischungen einzelne Pyrit-, Quarz- und Feldspatkörnchen auf.

Das Ladinien besteht aus feinkristallinem Wettersteindolomit (WD). Das Gestein ist grobbankig und im frischen Bruch sowie in der Anwitterung dunkelgrau und führt Primärbrekzien (vgl. S. 53).

Die Basis des Carnien, die mehrere Erzvorkommen enthält, besteht aus gut gebankten, sehr hellen, fast weiß anwitternden Dolomiten. Auf den Schichtflächen treten lokal unzusammenhängende Tonhäute auf, stellenweise sind Silexknollen und -bänke häufig (oberes Val Cristannes). Das Gestein ist feinkristallin bis dicht und führt vereinzelte Quarzkörner. Steter Begleiter ist Pyrit, der stellenweise etwas angereichert ist. Über der Basis des Carnien folgen mergelige Dolomite und Rauhwacke, zu denen die Vererzung keine Beziehung mehr hat.

c) Vererzung.

Die Lagerstätte zerfällt in verschiedene Vorkommen, die in zwei Typen getrennt werden können.

Typ I:
1. Mot Foraz,
2. Obermadlain (Val del Poch),
3. Runse südlich Piz d'Imez,
4. Val Cristannes.

Typ II:
1. Untermadlain,
2. Marangun Sesvenna,
3. Val Cristannes, Talsohle, 2400 m ü. d. M.

Die Vorkommen vom Typ I bestehen aus Bleiglanz und Zinkblende führenden Nestern von Brekzienerz und Gängen im obern Wettersteindolomit und im untern Carnien, während in den Lagerstätten vom Typ II dieselben Erze Einlagerungen von eisenschüssigem spätigem Karbonat im MK metasomatisch verdrängten.

Einige von ältern Autoren erwähnte Vorkommen am Ofenpaß, deren Kenntnis des wahrscheinlichen Zusammenhanges mit Scarl wegen interessant wäre, konnten nirgends mehr aufgefunden werden (vgl. Einleitung).

Die Vorkommen vom Typ I.

1. Das äußere Bild der Vorkommen.

1. Mot Foraz. SE der Alp Mingèr dadaint, NNW von P. 2615, am W-Rand einer großen Runse finden sich Spuren von drei nebeneinander liegenden, verstürzten Stollen mit kleinen, gelblich

anwitternden Halden, daneben die Reste einer Hütte (2410 m ü. d. M.). Auch umherliegendes, behauenes Holz sowie Schlackenstücke, die von einer Handschmiede herrühren dürften, machen auf das Vorkommen aufmerksam. Das spärliche Erz tritt im SW-streichenden, N fallenden untercarnischen Dolomit auf.

2. Obermadlain. a) Das Hauptvorkommen liegt auf der S-Seite des Val del Poch, 2150 m ü. d. M. Im Hintergrund des Tälchens steht der gelbliche Dolomit des untern Carnien an, am Südhang folgt der tiefere, zerrüttete WD mit N 60° E-Streichen und steilem NNW-Fallen. Anstehendes Erz ist nirgends mehr auffindbar, da sämtliche Stollen verstürzt sind. Die Lage der Stollen und die Haldenstücke zeigen aber, daß es im obern WD und im untern Carnien auftritt. Berichte aus der letzten Bergbauperiode (1823—29 K. B. Chur) und einige Bemerkungen Theobalds (**64**, S. 319), der die Abbaue noch zugänglich fand, orientieren zudem über die Natur des Vorkommens. Nach Theobald treten Bleiglanz und nebenbei Baryt, Galmei und Brauneisenstein auf, was durch die Haldenfunde bestätigt wird. Die Mineralien bilden nach Theobald „netzartig verflochtene Schnüre, welche sich vereinigen, trennen, aufs neue durchkreuzen usw. und so die ganze Dolomit- und Rauhwackenmasse durchdringen". Nach dem Bericht der letzten Unternehmer war die Lagerstätte stark absätzig. Das Erz ist unregelmäßig, nesterweise angereichert.

Am S-Hang des Val del Poch sind die Reste von neun Stollen erkennbar, die alle auf gleicher Höhe nebeneinander liegen und senkrecht zum Nebengestein gegen SW verlaufen; im hintern Teil des Tales findet sich hart am Bach ein weiterer Stollen und ein letzter in der scharfen Krümmung des Baches auf dessen N-Ufer, der auf 20 m einigen von Zinkblende begleiteten Barytschnüren folgt. In den Legföhren über diesem Stollen ist eine weitere kleine Pinge erkennbar.

b) „Fridlis Ort." An dem heute noch benützten Teilstück des Sträßchens nach Val del Poch befindet sich, 1950 m ü. d. M., ein 18 m langer Stollen. Er durchfährt Gehängeschutt in der Richtung S 70° E und erreicht im hintern Teil zerrütteten Dolomit, der von Trümern brauner Blende mit etwas Bleiglanz durchzogen ist. Gangarten fehlen.

c) Eine weitere Imprägnation von dunkler Blende mit etwas Bleiglanz findet sich 1980 m ü. d. M., an der untersten Kehre des nahe beim Vorkommen 2 b abzweigenden Grubensträßchens, nach alten Berichten genannt „Untere Biene" oder „Unterbinnen". 2080 m ü. d. M. liegt am selben Weg eine weitere Pinge (Obere Biene).

d) Auf der rechten Seite der tiefen Runse, die sich vom P. Madlain östlich am Mot Madlain vorbei zum Val Sesvenna hinunterzieht, liegt 2260 m ü. d. M. im zerrütteten Wettersteindolomit eine Imprägnation von gleicher Ausbildung wie 2b mit etwas Baryt.

3. Runse südlich P. d'Imez. Das bisher unbekannte Vorkommen liegt 2600 m ü. d. M., auf der S-Seite der großen Runse, die sich in EW-Richtung südlich am P. d'Imez vorbei zur Alp Sesvenna hinunterzieht. Das Nebengestein gehört dem blaugrauen, dichten untercarnischen Dolomit an. Unterhalb des Vorkommens streicht der Dolomit N 60° E bei 60° NW-Fallen. Das Vorkommen fällt mit einer durch schlecht verkittete Rutschbrekzie markierten Störungszone zusammen, die annähernd senkrecht zum Dolomit flach gegen E einfällt.

Das Vorkommen besteht zur Hauptsache in einem maximal 0,5 m, im Mittel 0,1 m mächtigen Barytgang, der am S-Rand der Runse unter dem Schutt hervortritt und sich zirka 250 m gegen S verfolgen läßt. Meist ist er ganz taub, nur auf beiden Seiten einer steil emporsteigenden Felsrippe, die auf der S-Seite der Runse abzweigt und die vom Gang geschnitten wird, ist etwas Erz angereichert. Der Gang ist begleitet von, mit hellbrauner Blende, Bleiglanz, Fluorit oder Baryt mineralisierten Dolomitbrekzien, auch zweigen einige unbedeutende Baryttrümer ab. Der Gang ist stark ausgewalzt, die jungen Rutschbrekzien, die er durchsetzt, sind aber nicht vererzt.

Trotzdem das Vorkommen 500 m über der Alp Sesvenna in einer schlecht gangbaren, steilen Runse liegt, wurde es mittels zweier kurzer Stollen, die beidseits der erwähnten Felsrippe liegen, angeschürft.

4. Val Cristannes. In diesem Hochtälchen finden sich verschiedene, bisher meist unbekannte Erzgänge (vergl. [**50**]).

a) Östlich der Furcla Cornet liegt, 2790 m ü. d. M., auf einem Plateau wenig westlich des Abbruchs zum Cristannesgletscher, ein seigerer, stark ausgewalzter Gang im flach NW-fallenden,

carnischen Dolomit; er streicht N 50° E und ist auf 180 m horizontale Entfernung verfolgbar. Sein Profil ist unregelmäßig. Er besteht z. B., senkrecht zum Streichen gemessen, aus:

1. 0,3 m Brekzienerz,
2. 0,05 m Baryt und Fluorit,
3. 0,2 m Brekzienerz.

Meist beträgt die Gesamtmächtigkeit nicht über 0,3 m, das Brekzienerz kann fehlen, der Gang sich zertrümern oder ganz aussetzen.

b) Der Cristannesbach schneidet 2540 m ü. d. M. einen zertrümerten, N 30° W-streichenden Gang, der nur auf kurze Strecke verfolgbar ist und dieselbe Ausbildung zeigt wie der Gang 4a.

c) Auf dem flachen, den untern Teil des Val Cristannes südlich begrenzenden Rücken steht SW P. 2421 ein weiterer, NE-streichender, seigerer Gang von gleicher Ausbildung wie 4a an, der, senkrecht zum Nebengestein verlaufend, horizontal auf 70 m verfolgbar ist.

In der Umgebung der Vorkommen 3 und 4 treten da und dort kleine taube Barytschmitzen, zuweilen mit Fluorit, seltener mit etwas Erz, auf, so östlich über Vorkommen 3, am N-Grat des P. Cristannes und zwischen den Vorkommen 4a und 4c.

Zusammenfassend ergibt sich, daß Mot Foraz und Val del Poch regellose Durchtrümerungen des Nebengesteins mit Erz darstellen, während die Vorkommen 3 und 4 aus Gängen bestehen, welche an den Salbändern von Brekzienerzen begleitet sind. Das Nebengestein zeigt überall die Anzeichen tektonischer Beanspruchung, wie leichte Zerrüttung, Ruschelzonen usw.

2. Die Ausbildung der Erze.

Die einzelnen Mineralien. Auf den Lagerstätten von Typ I wurden folgende Mineralien gefunden:

Erze:	Bleiglanz,
	Zinkblende,
	Jamesonit,
	Fahlerz,
	Pyrit.
Gangarten:	Baryt,
	Fluorit,
	Quarz,
	Dolomit.

Der Bleiglanz ist in Val del Poch und Mot Foraz das Haupterz. Er führt vereinzelte Jamesonit-einschlüsse und zeigt stets granoblastisches Gefüge.

Die Zinkblende herrscht in den Vorkommen 3 und 4 vor, ihre Farbe ist hellrot- bis dunkelbraun. Als Brekzienbindemittel bildet sie ein heteroblastisches Gefüge verzwillingter Körner. Auf Korngrenzen finden sich oft Schnüre entmischter Pyritkörner.

Der Fluorit ist häufig. Im frischen Zustand zeigt er hellviolette Farbe, am Licht entfärbt er sich im Lauf einiger Stunden. Auch schwarzer Fluorit tritt auf. Meist ist er stark zertrümmert, und an Stellen starker Beanspruchung bruchlos zu flachen Linsen deformiert, im Vorkommen 4b wurden gefältelte Fluoritzüge gefunden. Vereinzelt treten idiomorphe Würfel auf.

Der Baryt steht dem Fluorit an Menge kaum nach, meist bildet er in feinkörnigen derben Massen Gangfüllungen und Brekzienbindemittel. Vereinzelt treten Relikte von Rosetten auf, die aus tafeligen Individuen bestehen; in beanspruchten Partien ist der Baryt hie und da verzwillingt (S. 82), lokal führt er einzelne Fahlerzkörner.

Der Quarz tritt überall in körniger Ausbildung, mit den übrigen Mineralien vermischt, auf und bildet hie und da in Brekzienerzen Stengelquarzlagen, welche die Dolomitbrocken umhüllen; der zur Vererzung gehörige Quarz ist stets getrübt, die Einschlüsse bilden zuweilen Wachstumsstadien ab.

Spätiger Dolomit tritt lokal in kleinen Mengen auf.

Die Vorkommen vom Typ I zeigen keine intensiven Verwitterungserscheinungen. Die Blende wird unter Bildung von Limonit und Hydrozinkitüberzügen zersetzt, am Fahlerz entwickelt sich Malachit.

Die Ausbildung der Gänge und Brekzienerze. Die Gänge der Vorkommen 3 und 4 bestehen aus Baryt und Fluorit. Die beiden Mineralien treten miteinander vermengt oder jedes für sich auf, Reliktstrukturen, die ihr relatives Alter erkennen lassen würden, fehlen.

In den, die Gänge begleitenden Brekzienerzen treten als Nebengesteinsbruchstücke, die eckig und scharf begrenzt sind, reiner Dolomit, verkieselter Dolomit, Trümmer von Silexknollen und von Toneinlagerungen, kurz alle Ausbildungen des Nebengesteins, auf. Gut ausgebildete, metasomatische Verdrängungen, wie sie z. B. am Silberberg auftreten, fehlen; nur vereinzelt ist der Bleiglanz in kleinen Körnern dem Dolomit eingesprengt.

Die Brekzienerze der Vorkommen 1 und 2 zeigen eine andere Ausbildung als diejenigen von 3 und 4. Die erstern haben z. T. Kokardentextur: den Dolomittrümmern sitzt ein Saum von Stengelquarz auf, darüber folgt eine Bleiglanzlage und auf dieser körniger Quarz, zuletzt evtl. Fluorit oder Baryt, wenn noch Raum bleibt, etwas Dolomit. Infolge tektonischer Beanspruchung geht die Lagentextur solcher Stufen verloren, die Quarz- und Erzlagen werden von der Unterlage abgerissen und mit Baryt und Fluorit zu einem regellosen Brei verknetet (vgl. Taspin).

In den, längs den Fluorit-Barytgängen auftretenden Erzbrekzien der Vorkommen 3 und 4 herrschen Blende, Baryt und Fluorit vor. Diese Mineralien bilden keine Kokarden, sondern es tritt partienweise jedes für sich als derbes Brekzienbindemittel auf, dem die übrigen nur in vereinzelten Körnern beigemischt sind. Diese Ausbildung muß als die primäre aufgefaßt werden, denn Reliktstrukturen, welche auf eine einst vorhandene, durch Durchbewegung aber zerstörte Lagentextur schließen ließen, fehlen. Eine Trennung der Mineralien ist in den Gängen nur insofern zu beobachten, als die zentralen, massigen Gangpartien vorwiegend aus Gangarten, das Bindemittel der seitlich anschließenden Brekzien vorwiegend aus Blende besteht. Genetisch bedeutet dies wohl, daß zuerst brekziöse Zonen mit Blende und wenig Gangart verkittet wurden und erst danach Gänge aufrissen, in denen die zur Hauptsache später zugeführten Gangarten abgesetzt wurden.

Gegenüber der Übereinstimmung der Vorkommen von Typ I im Mineralbestand stellt die verschiedenartige Ausbildung der Brekzienerze nur einen nebensächlichen Unterschied dar, so daß für alle Vorkommen diesselbe Bildungsweise angenommen werden darf.

3. Die Entstehung der Vorkommen vom Typ I.

Gemeinsam gilt für diese Vorkommen, daß überall, besonders aber an den Gängen 3 und 4, eine tektonische Beanspruchung zu erkennen ist. Am Ganginhalt hatte die Beanspruchung Kataklase und Deformation zur Folge. Die Baryt-Fluorit-Gänge wurden kräftig ausgewalzt, Erzbrekzien wurden zu neuen, tektonischen Brekzien verknetet, in denen Trümmer einzelner Komponenten und Bruchstücke der alten Brekzien durch einen feinkörnigen Brei aus demselben Material verkittet sind. Die Auswalzung der Gänge tritt auch dort auf, wo das Nebengestein nur geringe Beanspruchung zeigt, da die Gänge als Gleitflächen wirkten, an denen sich die Bewegungen vollzogen, ohne daß das Nebengestein stärker in Mitleidenschaft gezogen wurde.

Die in der Umgebung der Gänge auftretenden Rutschbrekzien sind nicht vererzt. Dieses Verhalten zeigt, zusammen mit der Beanspruchung der Gänge, daß die Vererzung vor dem Abschluß der Gebirgsbildung stattgefunden hat. Bemerkenswert ist, daß alle Gänge der Vorkommen 3 und 4 vertikal zur Bankung des Nebengesteins stehen.

Da auch vor der Vererzung Gebirgsbewegungen stattfanden (Brekzienerze, Aufreißen der Gänge), muß die Bildung der Lagerstätten während der alpinen Orogenese, also vermutlich in der Zeit von Jura bis Tertiär, vor sich gegangen sein.

Die Vorkommen vom Typ II.

Der Muschelkalk führt in der Umgebung von Scarl, wie schon Sp. und D. erwähnen, Nester von eisenhaltigem Karbonat. Meist sind diese frei von Erz und führen nur etwas feinkörnigen Pyrit, so z. B. in der Runse, die beim „n“ des Wortes „Mot Madlain“ (T.A., Bl. 425) zum Sesvennabach hinunterzieht. An einigen Stellen, welche die im folgenden zu besprechenden Vorkommen darstellen, sind sie jedoch vererzt (Fig. 27).

1. Das äußere Bild der Vorkommen.

1. Untermadlain. Der Weg Scarl—Val del Poch führt östlich vom Schmelzboden an einem zerfallenen Gemäuer vorbei; einige Meter über diesem, 1870 m ü. d. M., liegt das Vorkommen.

Das Nebengestein gehört dem dünnschiefrigen Muschelkalk an, dem das erzführende Karbonat in Linsen eingelagert ist. Den Hauptbestandteil des Vorkommens bildet eine zirka 10 m lange derartige Einlagerung. Über dieser sowie an einem kleinen Felskopf ESE dieser Linse treten weitere kleine Karbonatlinsen auf.

Die Hauptlinse wurde in einer großen Höhlung abgebaut; ein in deren Hintergrund ansetzender Stollen, der den MK zirka 100 m in Richtung SN durchfährt, schließt kein Erz auf.

2. Marangun Sesvenna. Das Vorkommen liegt im S-Absturz des P. Cornet, NNW über der Hütte von Marangun Sesvenna. Vom Wege zu dieser Alp erblickt man eine in den Felsen hängende Holzrinne, die dem Abtransport der Erze diente; die darunter liegende Schutthalde ist mit Erzstufen und mit Holzresten besät. Am obern Ende der Erosionsrinne mit dem erwähnten Holzkanal befindet sich, 2480 m ü. d. M., ein Schürfloch (Vork. 2a), ein weiteres liegt 300 m weiter östlich, 2520 m ü. d. M. (Vork. 2b).

Das Vorkommen 2a liegt im EW-streichenden, flach N-fallenden MK. Hart unterhalb des Schürfloches folgt unter dem MK dunkler körniger Wettersteindolomit. Am Übergang beider Gesteine findet sich folgendes, verkehrte Profil:

Hangendes:

1.		Muschelkalk, Streichen N 70° W, Fallen 20° N,
2.	0,9 m	Dolomit hell,
3.	2,1 m	Kalk, schiefrig,
4.	6,0 m	Dolomit, hellgrau, körnig, gedrungene Linse, führt ein Karbonatnest (Vork. 2a),
5.	0,5 m	Kalk, dicht, mehrere Linsen im selben Horizont,
6.	3,3 m	Dolomit,
7.	1,2 m	Kalk,
8.	0,2 m	Karbonatlinse,
9.	1,2 m	Dolomit,
10.	1,0 m	Kalk,
11.	0,2 m	Karbonatlinse,
12.	70 m	Wettersteindolomit, dunkel, grobbankig,
13.		Muschelkalk.

1 bis 12 muß einen stratigraphischen Übergang MK—WD darstellen. Der Kalk ist viel stärker gestreckt als der Dolomit; die im selben Horizont liegenden Linsen stellen durch Streckung zerrissene Bänke dar (5 im Profil).

Was den Gebirgsbau bei Vorkommen 2 anbelangt, so streicht der Muschelkalk von SE her in flacher Lagerung an das Vorkommen 2a heran, um sich hier zu zerteilen. Ein hangender Teil, Nr. 1 des Profils, streicht in unveränderter Lage weiter, um erst weiter nördlich in eine Zone starker Faltung überzugehen. Der liegende Teil biegt beim Schürfloch plötzlich in 55° NW-Fallen um und schneidet den Wettersteindolomit gegen S scharf ab. In der Erosionsrinne mit dem Holzkanal stößt der Dolomit diskordant an den steilabfallenden Kalk, der ihn flexurartig umfaßt; erst bei 2400 m ü. d. M. biegt der Kalk wieder in dieselbe Lagerung um wie der Dolomit (Nr. 13 des Profils). Die beschriebene Stelle stellt den ausgequetschten Schluß einer liegenden, nach N offenen WD-Mulde im MK dar.

Das erzführende Karbonat ist in Linsen dem MK eingelagert (vgl. Profil). Bei Vorkommen 2b finden sich im flachliegenden MK übereinander drei konkordante Züge von maximal 10 cm mächtigen ausgequetschten Karbonatlinsen, die durch Karbonatschnüre verbunden sind. Sie müssen als Teile ausgewalzter Linsen betrachtet werden. Zwischen den Vorkommen 2a und 2b kann das Karbonat nicht durchgehend verfolgt werden.

Bei Vorkommen 2a treten nebst den Linsen auch diskordant zum Nebengestein verlaufende Karbonattrümer auf. Das wichtigste Trum beginnt am untern Ende der MK-Flexur und läßt sich mit

einigen Unterbrechungen im WD hart dem zerrütteten Kontakt desselben mit dem MK entlang bis unter das Schürfloch verfolgen, wo es sich zerschlägt und auskeilt. Es setzt nirgends in den MK über. Unterhalb der Flexur ist es infolge Schuttbedeckung nicht verfolgbar. Nahe dem untern Ende ist es durch ein weiteres Schürfloch angefahren. Das Trum besteht aus einer bis 50 cm mächtigen, brekziösen Zone, in der eckige Dolomittrümmer durch spätiges Karbonat verkittet sind; zuweilen zerschlägt es sich in mehrere Trümer.

Die beiden Karbonatlinsen 8 und 11 stehen mit kleinen Trümchen in Verbindung, die, soweit sich erkennen läßt, senkrecht aufsteigen und in die Linsen einlenken (Profil S. 72).

Das große Trum zeigt Zerrüttungen, die deutlich jünger sind als die Bildung der mit Karbonat verkitteten Brekzie.

3. Unteres Val Cristannes. In der Talsohle befindet sich, 2400 m ü. d. M., wenig südlich vom Bach, im schuttbedeckten Gelände ein braun anwitternder Schutthaufen, aus dem nur wenig Anstehendes hervorragt und welcher das Vorkommen darstellt. Es besteht in einer Brekzie aus eckigen Trümmern eines körnigen Dolomits, der mit spätigem Karbonat und Erz verkittet ist. Ein Einblick in die engere Geologie des Vorkommens ist der Schuttbedeckung wegen nicht möglich; talauf- und -abwärts steht MK, der auf Schillers Karte eingezeichnet ist, mit hellen Dolomitlinsen (wie bei Vork. 2) an. Das Vorkommen gehört deshalb wahrscheinlich dem MK an.

2. Die Ausbildung der Erze.

Es treten folgende Mineralien auf:

Erze:	Zinkblende,
	Bleiglanz,
	Jamesonit,
	Pyrit.
Gangarten:	Spätiges, eisenhaltiges Karbonat,
	Baryt,
	Quarz.

Das eisenhaltige Karbonat bildet derbe Massen. Es ist körnig und im frischen Zustand grau. U. d. M. zeigt es gleichkörniges Gefüge; undulöse Auslöschung und Zwillingslamellierung zeugen von stattgehabten tektonischen Einflüssen. MK-Reste sowie Quarzkörner und Serizitschüppchen, die zwischen den Karbonatindividuen gefunden werden, zeigen, daß der MK durch das Karbonat verdrängt wird. Im allgemeinen ist das Nebengestein am Kontakt mit dem Karbonat unverändert, nur vereinzelt ist der Kalk zu weißem feinkörnigem Marmor mit einzelnen großen Körnern umkristallisiert. Die Durchsetzung des Karbonats mit Kalkrelikten und Erz verunmöglichte die genaue Bestimmung seiner Zusammensetzung, der Fe-Gehalt ist jedoch aus der stark limonitischen Verwitterung ersichtlich; die qualitative Untersuchung zeigt, daß auch Ca und Mg am Aufbau des Minerals beteiligt sind, es wird somit dem Ankerit nahestehen. Die Karbonatmassen sind von jüngern spätigen Kalzittrümmern durchsetzt.

Das Karbonat wird von Blende, Bleiglanz und Pyrit verdrängt. Die ersten beiden Erze sind in xenomorphen Einzelkörnern und Körnergruppen sowie in Schnüren, die den Korngrenzen folgen, dem Karbonat eingesprengt. Der Pyrit tritt in kleinen, rundlichen Einzelkörnchen auf. Die Blende ist hellbraun, im geätzten Schliff zeigt sie fast durchgehend Zwillingslamellierung und ungleichkörniges Gefüge. Sie führt rundliche Körnchen sowie idiomorphe Würfelchen und einzelne Stäbchen von Pyrit (vgl. Taspin); Schnüre von entmischten Pyritkörnchen auf Korngrenzen sind auch hier vorhanden.

Der Bleiglanz, der der Blende an Menge nachsteht, führt Einsprenglinge von Jamesonit in gleicher Ausbildung wie am Silberberg. Reiner Bleiglanz von Vorkommen 2a führt 0,6 ‰ Ag.

Die Grenze der Erze gegen das Karbonat stellt einen typischen Verdrängungssaum dar, der besonders an der Blende gut ausgebildet ist (Taf. 2, Fig. 3). Karbonat und Blende sind randlich innig verzahnt, indem die Blende dünne, verästelte Fortsätze in das Karbonat hineinsendet. Zwischen den

Fortsätzen, die innerhalb einer etwa 0,1 mm breiten Randzone des Karbonats bleiben, schwimmen kleine Blende- und Pyritkörnchen im letztern. Das dem Verdrängungssaum angehörige Karbonat ist heller als das unvererzte, die Orientierung ist aber dieselbe wie beim unveränderten Karbonat (Taf. 2, Fig. 3). Der in der entfärbten Zone stets vorhandene Pyrit macht es sehr wahrscheinlich, daß die randliche Entfärbung des Karbonats auf eine „Enteisenung" durch metasomatische Umwandlung des Fe-Karbonats in Fe-Sulfid zurückzuführen ist. Eine ganz gleiche Erscheinung beschreibt E. Clar aus der Pb-Zn-Lagerstätte St. Veit bei Imst (**9**).

Das Karbonat ist zuweilen mit unregelmäßig verteilten, lockern Haufen feiner Erzkörnchen, vorwiegend Pyrit, durchsetzt, die hie und da wolkige Umrisse zeigen.

Baryt wurde nur im Vorkommen 3 in geringen Mengen gefunden. Der Quarz, der in xenomorphen Körnern auftritt, stellt z. T. ein Verdrängungsrelikt des MK dar, stellenweise ist er jedoch so häufig, daß eine geringe Quarzzufuhr während der Vererzung angenommen werden muß.

Die Vorkommen vom Typ II verwittern unter starker Limonitentwicklung. Im Dünnschliff erkennt man, daß die Limonitbildung an den Spaltrhomboedern des Karbonats zonenweise vor sich geht; das vererzte Karbonat verwittert leichter als das taube. Die Erze verwittern zu Galmei, außerdem bilden sich Überzüge und Ausblühungen von Hydrozinkit sowie Anflüge von Greenockit. Auf der Schutthalde unter dem Vorkommen 2 a wurden in Bleiglanzstufen kleine Drusen mit Cerussit gefunden, in Hohlräumen des Karbonats treten kleine Dolomitkristalle auf.

3. Die Entstehung der Vorkommen vom Typ II.

Da das Karbonat das Nebengestein verdrängt, muß es epigenetischer Entstehung sein; seine Bildung ist auf eine Zufuhr von Eisenkarbonat, welches sich mit dem Nebengestein umsetzte, zurückzuführen. Die Zufuhr ging durch Trümer, wie sie im Vorkommen 2 aufgeschlossen sind, vor sich. Diese dem Erzabsatz vorgängige Karbonatbildung steht nicht vereinzelt da. Sie hat beispielsweise auch in St. Veit bei Imst (**9**), in Bleiberg-Kreuth (**66**), in Raibl (**67**) und Mieß (**20**), überall ebenfalls vor der Erzzufuhr stattgefunden und wird von allen Bearbeitern als metasomatisches Umlagerungsprodukt des Nebengesteins mit aszendenten Lösungen bezeichnet (vgl. auch **27** I, 3, S. 3158). Mit dem Fe wurde in Scarl etwas Quarz und Baryt zugeführt. Zum Schluß drangen die Erze unter metasomatischer Verdrängung des Karbonats und des Baryts ein.

Über die Beziehung der Vererzung zur Tektonik, bzw. das relative Alter der Lagerstätte, gibt nur das Vorkommen 2 a Aufschluß. Die Bindung des dortigen Haupttrums an die Flexur läßt die Annahme zu, daß es jünger sei als diese. Das Trum hat jedoch auch noch geringe Beanspruchung erfahren, muß somit älter sein als die letzten Bewegungsphasen. Die Karbonateinlagerungen bei Vorkommen 2 a zeigen keine besondere Bevorzugung von Dolomit oder von Kalk; die beiden kleinen Linsen liegen an der Grenze Kalk—Dolomit unter dem Kalk, während die große Einlagerung dieses Vorkommens ganz im Dolomit liegt, diejenigen von Vorkommen 2 b aber vollständig im Kalk.

Die Beziehungen der beiden Lagerstättentypen.

Die folgende Tabelle gibt einen Vergleich der beiden Lagerstättentypen.

	Typ I	Typ II
Nebengestein . . .	Carnien-Ladinien	Anisien
Erze	Zinkblende, Bleiglanz (Pyrit, Jamesonit, Fahlerz)	Zinkblende, Bleiglanz (Jamesonit), Pyrit
Gangarten	Fluorit, Baryt (Quarz)	Karbonat (Baryt, Quarz)
Ausbildung der Erze.	Brekzienerze und Gänge	Metasomatische Imprägnationen im Karbonat

Der gleiche Erzgehalt und die räumlich benachbarte Lage zeigen, daß die beiden Lagerstättentypen als Produkte ein und desselben Bildungsvorganges aufgefaßt werden dürfen. Die Bildung der Lagerstätte hat die folgenden Phasen durchgelaufen:

1. Beginn der Gebirgsbewegungen, Öffnung der Zufuhrwege;
2. Bildung des Karbonats durch Umsatz des Muschelkalkes mit eisenkarbonathaltigen Vorläufern der eigentlichen Erzlösungen;
3. Bildung von Brekzien und weiteres Aufreißen von Gangspalten im Nebengestein (z. T. schon während 2 und 3);
4. Zufuhr der Erze und der Gangarten und damit Verkittung der Brekzien und Ausfüllung der Gänge, die z. T. erst nach der Vererzung der Brekzien aufbrachen (Typ I), Imprägnation des Karbonats mit Erzen und Gangarten (Typ II);
5. Fortsetzung der Gebirgsbewegungen, Auswalzung der Gänge, Aufarbeitung der Brekzienerze usw.

Sämtliche Erzvorkommen liegen mit geringen Abweichungen auf einer NE-streichenden Linie von ungefähr 11 km Länge. Die Linie fällt mit dem allgemeinen Streichen des Gebirgsbaues zusammen. Da das Gebirge Deckenbau besitzt, läßt diese Verteilung vermuten, daß die Mineralisatoren längs einer flachliegenden, S- oder SE-fallenden Schubfläche emporgestiegen und von dort in die überlagernde Trias eingedrungen sind.

Die Vererzung ist, wie aus dem Nebengestein hervorgeht, z. T. sicher nachcarnisch; anderseits zeigen die Beziehungen zwischen Tektonik und Vererzung im Vorkommen II 2, daß eine Vererzung nach dem Beginn der alpinen Hauptbewegungsphasen wahrscheinlich ist. Es ist somit möglich, daß die Lagerstätte kretazisches bis tertiäres Alter hat.

Die Frage nach einem Zusammenhang der Lagerstätten von Scarl mit den NH_4-, Cl-, B-, H_2S-führenden kohlensäurereichen Säuerlingen von Schuls-Tarasp und Val Sinestra (an letzterm Ort kommt auch As vor) sei kurz gestreift, weil die Quellen infolge ihres Gehaltes an genannten Stoffen möglicherweise als letzte Nachläufer magmatischer Tätigkeit aufgefaßt werden können. Das Wasser dieser Quellen, mit deren Genesis sich insbesondere E. Nussberger (**42**) und A. Hartmann (**25**) befaßten, ist vadosen Ursprungs. Die Annahme Nussbergers, wonach CO_2 durch Umsatz der bei Verwitterung von Pyrit entstehenden Schwefelsäure mit Karbonatgesteinen entsteht, kann angesichts der großen Gasmengen kaum aufrecht erhalten werden; aber auch für die Ansicht Hartmanns, nach der die Quellen wegen ihres Gehaltes an Kohlensäure und den oben angeführten Bestandteilen letzte Spuren einer vom Adamello- oder Bergeller Massiv ausgehenden Fumarolentätigkeit sind, der das Unterengadiner Fenster den Austritt an die Oberfläche gestattete, fehlen die Beweise, so daß, wie sich Cadisch (**6**) ausdrückt, „die Fumarolentätigkeit zum mindesten als nicht erwiesen“ angesehen werden muß.

Ein näherer Zusammenhang mit der Vererzung in dem Sinn, daß der Quelleninhalt späte Nachschübe desselben Vorganges, der die Vererzung erzeugte, darstellt, darf daher nicht als sichergestellt angesehen werden. Daran ändert auch die Tatsache nichts, daß die Unterengadiner Mineralquellen auf einer Linie (Antiklinalscheitel) im Bündnerschiefer austreten, die der Erzzone von Scarl parallel (NE) streicht (die Entfernung beider Linien beträgt horizontal und senkrecht zum Streichen gemessen 8 km), denn daraus darf nur auf ähnliche Abhängigkeit von der Tektonik, nicht aber auf genetische Verwandtschaft geschlossen werden.

d) Zusammenfassung über Scarl.

Die Lagerstätte von Scarl zerfällt in neun Vorkommen und einige untergeordnete Imprägnationen, unter denen sich zwei Typen unterscheiden lassen. Ein Typ I umfaßt sechs Vorkommen, die aus Nestern von Brekzienerzen und kleinen, von ebensolchen Erzen begleiteten Gängen im obern Ladinien und im untern Carnien bestehen. An Erzen treten hellbraune Zinkblende, silberhaltiger Bleiglanz mit etwas Jamesonit und etwas Pyrit auf. Die Gangarten, Baryt, Fluorit und etwas Quarz herrschen gegenüber den Erzen vor.

Zu einem Typ II gehören drei Vorkommen, welche aus Karbonatlinsen bestehen, die dem Muschelkalk eingelagert und die spärlich mit den unter Typ I erwähnten Erzen imprägniert sind; an Gangarten treten ganz untergeordnet etwas Quarz und Baryt auf.

Die Erze sind jünger als das Nebengestein und älter als die spätalpinen Gebirgsbewegungen. Die letzten alpin-orogenetischen Bewegungen, welche der Vererzung nachfolgten, haben zu einer Auswalzung der Gänge und stellenweise zu einer Durcharbeitung der Brekzienerze geführt. Kataklase und Deformation herrschen gegenüber der Um- und Rekristallisation vor.

Die Vorkommen liegen alle auf einer NE-streichenden, 11 km langen Linie, welche parallel dem allgemeinen Streichen läuft. Ein genetischer Zusammenhang der Lagerstätte mit den Mineralquellen von Schuls und Tarasp kann nur vermutet werden.

D. Die As- und Pb-Vorkommen am Berninapaß.

Die drei kleinen, hier zu besprechenden Lagerstätten liegen in der Umgebung des Berninapasses (T. A., Bl. 522), in den petrographisch sehr mannigfaltigen alpin und voralpin metamorphen Casannaschiefern des Strettalappens der Berninadecke (60).

I. Das Arsenkiesvorkommen im Val Minor.

Das Vorkommen, ein schwach vererztes Fahlband, liegt am S-Grat des Pizzo del Platteo. Weitere Spuren von Erz finden sich auf der S-Seite des das Val Minor abschließenden Grates zwischen P. 2434 und P. 2427.

Das Nebengestein ist ein stark gestreckter, grüner Serizitschiefer mit Chlorit (Streichen N 20° E, Fallen 25° ESE), der stellenweise in chloritführenden Gneis mit Orthoklas und etwas Albit übergeht.

Die Vererzung hat eine bis 15 m mächtige konkordante Zone erfaßt, die sich von der SE-Seite des Pizzo del Platteo über den Grat auf die SW-Seite auf etwa 200 m Länge verfolgen läßt. Die in spärlichen Mengen auftretenden Erze sind in gewundenen Schnüren, in Trümern und Zügen eingelagert und in Einzelkörnern dem Nebengestein eingesprengt. Es treten auf:

Pyrit,
Arsenkies,
Antimonit,
Bleiglanz,
Zinkblende.

Die beiden erstgenannten sind die wichtigsten, stellenweise ist der Antimonit etwas angereichert, Bleiglanz und Zinkblende treten stark zurück.

Der Pyrit ist selten idiomorph, die Körner sind meist zertrümmert und korrodiert. Der Arsenkies hat im allgemeinen buchtige Umrisse. Viele Individuen sind von Rissen durchzogen. Zwillingslamellierung ist häufig, beides sind Folgeerscheinungen mechanischer Beanspruchung. Die beiden Erze bilden nirgends derbe Massen, auch stärkere Anreicherungen sind stets mit Quarz durchsetzt. Der Pyrit führt Arsenkieseinschlüsse, während das Umgekehrte nie der Fall ist; dies läßt vermuten, daß der Pyrit den Arsenkies verdrängte.

Der Antimonit tritt in Zügen, die aus kleinen Nadeln und Partien von engverzahnten, xenomorphen Individuen bestehen, auf.

Der Bleiglanz bildet kleine, granoblastisch struierte Nester, tritt aber auch in Einzelkörnern auf. Die seltene Blende ist in stark zerfressenen Einzelkörnern dem Bleiglanz eingestreut.

Die Erze sind von Quarz, der makroskopisch helle, rissige, feinkörnige Massen bildet, begleitet. Der Dünnschliff zeigt, daß er z. T. grobkörnige, heteroblastische Struktur besitzt, z. T. jedoch sehr feinkörnig ist. Er zeigt oft kräftige Kataklase und ist oft voll von Verunreinigungen, stellenweise auch mit Flüssigkeitseinschlüssen, die in großen Individuen zu parallelen Zügen geordnet sind, durchsetzt. Diese Züge, die ohne die Richtung zu verändern Korngrenzen durchsetzen können, müssen als Relikt-strukturen einer frühern Bildung gedeutet werden. Den Quarzmassen sind spärliche Züge von Serizit sowie einzelne Körner von Orthoklas, Albit, Apatit, Zirkon und Karbonat eingelagert. Die Feldspäte und der Serizit nehmen gegen den Rand der Erzimprägnation hin zu. An den Rändern und im Innern größerer Orthoklase treten zuweilen Erzeinschlüsse auf (vgl. Taspin, S. 24).

Die Reliktstrukturen im Quarz sowie der Umstand, daß die Quarzanreicherung mit der Vererzung zusammenfällt und nicht über diese hinaus verfolgbar ist, zeigt, daß der Quarz mit den Erzen zugeführt wurde. Serizit und Feldspäte, die dem Quarz beigemengt sind, müssen, insbesondere wegen der Zunahme dieser Gemengteile gegen das unvererzte Nebengestein hin, als eingewalzte Nebengesteinstrümmer, z. T. vielleicht als Verdrängungsreste des Nebengesteins gedeutet werden. Quarz und Erz haben die alpine Epimetamorphose des Schiefers, der schon eine ältere Metamorphose mitgemacht hat, ebenfalls erlitten. An den Erzen äußert sie sich in Zertrümmerung (Pyrit), Zwillingslamellierung (Arsenkies) und Rekristallisation; in Streckungshöfen zwischen größern Pyritkörnern sowie in Rissen derselben ist der Quarz oft faserig rekristallisiert.

II. Das Arsenkiesvorkommen von La Motta.

Auf der N-Seite des kleinen Felskopfes, den die Berninastraße westlich der Häuser von La Motta (1984 m ü. d. M.) in einer Kurve umgeht, findet sich im EW-streichenden, N-fallenden Gneis ein konkordantes Arsenkiesfahlband von ähnlicher Ausbildung wie dasjenige im Val Minor.

Das stark geschieferte, helle Nebengestein ist aus einem grünen Augengneis hervorgegangen. Die vererzte, 10—15 m mächtige Gneislage läßt sich im Streichen zirka 120 m weit verfolgen. An Erzen treten nur Arsenkies und Pyrit auf. Die meist xenomorphen Arsenkieskörner bilden gewundene Trümer, die von feinkörnigem Quarz durchsetzt sind und ein regelloses Gefüge aufweisen. Der Pyrit ist in einzelnen Körnern dem Arsenkies eingesprengt oder durchzieht ihn in Schnüren, ist also sicher z. T. jünger als dieser. Wie in Val Minor zeigt die Kataklase von Quarz und Erz sowie die Zwillingslamellierung des Arsenkieses, daß die Lagerstätte mindestens den Schluß der alpinen Gebirgsbildung mitgemacht hat.

III. Das Pb-Zn-Vorkommen von Camino.

Unmittelbar östlich der Berninapaßhöhe, südlich der Straße, bei Camino, tritt das Vorkommen in einem kleinen Felsabsatz zutage (2320 m ü. d. M.).

Das Nebengestein wird durch einen hellen, quarzitartigen Gneis mit hellgrünen Serizitlagen gebildet, klarer Quarz und Orthoklas sind Hauptgemengteile, Albit und Serizit untergeordnet; akzessorisch treten Zirkon und Apatit auf. Das Gestein ist bis auf einzelne Quarz- und Orthoklaskörner feinkörnig, die Struktur granoblastisch, die Textur schwach schiefrig; es muß als Psammitgneis bezeichnet werden, der, da zu den Casannaschiefern gehörig, schon voralpin metamorphosiert wurde (**57**). Im Verlauf der alpinen Metamorphose sind vorwiegend rupturelle Veränderungen entstanden.

Der Umfang des Erzvorkommens ist sehr gering. An Erzen sind zu nennen:

Bleiglanz,
Zinkblende,
(Pyrit, Arsenkies).

Der Bleiglanz herrscht vor und tritt in kleinen unregelmäßigen Nestern und Trümern, die zuweilen Brekzienstruktur aufweisen und das Nebengestein regellos durchsetzen, auf. In derben Partien zeigt er granoblastisches, richtungsloses Gefüge und besitzt einen Ag-Gehalt, der ungefähr demjenigen von Taspin (2 ‰) entsprechen dürfte (Vergleich durch Kupellation).

Die dem Bleiglanz der Menge nach untergeordnete, rotbraune Zinkblende ist ersterm in kleinen Körnern und Körnergruppen eingesprengt und stets von Zwillingslamellen durchsetzt. Beide Erze sind buchtig miteinander verwachsen und zeigen dasselbe Gefüge, wie die entsprechenden Erze von Taspin; es wird, wie dort, als Produkt der alpinen Epidislokationsmetamorphose betrachtet (Fig. 28 und S. 21).

Die spärlichen Erze sind, wie der Dünnschliff zeigt, mit z. T. grobkörnigem Quarz verwachsen, der sich durch seinen Gehalt an Verunreinigungen vom Quarz des Nebengesteins unterscheidet und

als zur Vererzung gehörig betrachtet werden muß. Das Erz umzieht die Quarzkörner in Schnüren und korrodiert sie buchtig, zuweilen ist der Quarz mit feinem Erzstaub durchsetzt. Die starke mechanische Beanspruchung des Quarzes (Böhmsche Streifung, Kataklase usw.) zeigt, daß auch dieses Vorkommen von der alpinen Epidislokationsmetamorphose mit erfaßt worden ist.

Pyrit und Arsenkies sind körnig ausgebildet und durchsetzen die Pb-Zn-Erze in schmalen Apophysen, sind also jünger als diese

Im grünen Muskovitgneis nördlich von Camino finden sich bis 1 m mächtige Gänge und Linsen von derbem Quarz, welche kleine Nester und Schnüre von Arsenkies führen. Diese zeigen ähnliche Ausbildung wie die Erze von La Motta. Da sich in den Casannaschiefern der Umgebung dieser Erzlagerstätten verschiedentlich ähnliche, kleine Kiesanreicherungen finden, scheint hier eine allgemeine schwache Durchsetzung der Schiefer mit Kiesen stattgefunden zu haben, die, wie das Verhalten zu den Pb-Zn-Erzen von Camino zeigt, etwas jünger als die Pb-Zn-Vererzung zu sein scheint.

Fig. 28. Camino (Berninapaß). Mechanisches Bleiglanz (weiß) — Zinkblende (schwarz) — Gemisch, rekristallisiert, mit einzelnen Quarzkörnern (punktiert). Die größern Blendepartien bestehen aus einem Mosaik von kleinen Körnern. Umrisse der Blendetrümmer infolge Rekristallisation häufig gerundet. Anschliff Nr. 794c. Vergr.: 80mal.

IV. Zusammenfassung über die Vererzung am Berninapaß.

Die drei Vorkommen stellen von Quarz begleitete, kleine Sulfidanreicherungen in den kristallinen Schiefern der Berninadecke dar; zwei davon sind Kiesfahlbänder, während im dritten Pb-Zn-Erze vorherrschen. Alle drei haben mindestens die alpine Epidislokationsmetamorphose mitgemacht, deren Wirkung sich vor allem in der Beschaffenheit des die Erze begleitenden Quarz zu erkennen gibt. Die Kiese reagierten auf diese Beanspruchungen vor allem klastisch, während die Pb-Zn-Erze weitgehend rekristallisiert sind und ähnliche Ausbildung aufweisen wie die entsprechenden Erze von Taspin.

Mineralbestand der Lagerstätten am Berninapaß.

	Arsenkies	Pyrit	Antimonit	Bleiglanz	Zinkblende	Quarz
Val Minor	*	*	+	+	+	*
La Motta	*	+	—	—	—	*
Camino	+	+	—	*	+	*

* = Hauptgemengteil; + = Nebengemengteil.

Nach obenstehender Tabelle umfaßt Val Minor sämtliche in den drei Lagerstätten aufgefundenen Mineralien, während Camino und La Motta nur je einen Teil davon enthalten. Val Minor kann deshalb als Verbindungstyp der beiden andern Vorkommen aufgefaßt werden, der gestattet, alle drei als genetisch zusammengehörig zu betrachten. Sie sind vermutlich im Zusammenhang mit der Bildung der Berninaintrusiva, die nach Staub im Spätpaläozoikum stattfand, entstanden (**57**, S. 377).

Die Kiesvererzung, von der sich verschiedentlich Spuren in der Umgebung der Lagerstätten finden, scheint etwas jünger zu sein als die Pb-Zn-Erze.

E. Allgemeine Betrachtungen.

I. Zusammenfassung über die Erscheinungen der Metamorphose.

Alle angeführten Lagerstätten zeigen Anzeichen von Kataklase, Deformation, Durchbewegung, Um- und Rekristallisation. Sie unterscheiden sich jedoch in Umfang und Intensität dieser Veränderungen voneinander. Gesteine, welche derartige Einflüsse erfahren haben, werden als dislokationsmetamorph bezeichnet und je nach dem Überwiegen des einen oder andern Einflusses verschiedenen Stufen der Metamorphose zugeordnet. Bestimmt man die Zugehörigkeit der Erzlagerstätten zu Epi-, Meso- oder Katazone nach denselben, an den Erzmineralien auftretenden Merkmalen, wie man sie von den Gesteinen her kennt, so käme man, wie Frebold ausführt, infolge der leichtern Beweglichkeit der Erze, zu andern Stufen der Metamorphose als beim Nebengestein. So müßten z. B. die gestreckten, zertrümmerten, z. T. rekristallisierten Erze des Silberberges oder von Scarl als epidislokationsmetamorph bezeichnet werden, während das Nebengestein, das nur einzelne Zerrüttungen erfahren hat, im übrigen aber unverändert blieb, nicht metamorph ist. Da diese Erzgänge Diskontinuitätsflächen darstellen, werden schwache Bewegungen an ihnen ausgelöst, bevor das Nebengestein wesentlich beeinflußt wird. Die Notwendigkeit, Erzlagerstätten einen andern Grad der Metamorphose zuzuschreiben als dem Nebengestein, wird, wie Frebold (**16**, S. 35 ff.) ausführt, beseitigt, wenn man bei der Stufenzuteilung statt der Wirkungen die die Metamorphose verursachenden Bedingungen berücksichtigt. Diese letztern sind für Nebengestein und Erze gleich. Der Grad der Metamorphose kann am Nebengestein oder an gesteinsbildenden Mineralien, welche die Erze begleiten, abgelesen und die Metamorphoseerscheinungen an den Erzen derselben Stufe zugeordnet werden. Dabei ist zu entscheiden, ob die Erze die ganze Metamorphose des Nebengesteins erlitten haben, oder ob sie jünger sind als einzelne Phasen der Nebengesteinsmetamorphose.

Die Gesteine, welche die untersuchten Vorkommen beherbergen, haben alle die alpine Orogenese mitgemacht, die Metamorphose hat aber nur einen Teil derselben, und diesen in verschiedenem Maße, erfaßt. In bezug auf die alpine Metamorphose des Nebengesteins lassen sich die untersuchten Vorkommen in zwei Gruppen einteilen:

1. Gruppe. Das Nebengestein ist schwach zerklüftet, nur in einzelnen Zonen tritt eine Verruschelung auf, Um- und Rekristallisation fehlen oder sind unwesentlich. Hierher gehören alle Vorkommen in den ostalpinen Triasdolomiten: Silberberg, Bleiberg, Bärenbühl, Scarl.

2. Gruppe. Das Nebengestein zeigt Einwirkungen der alpinen Epidislokationsmetamorphose, wie Schieferung, Kataklase, begleitet und gefolgt von Um- und Rekristallisation. Hierher gehören als typische Vertreter Taspin und Ursera, während Bernina, Sertig und Lavin eine Stellung zwischen den beiden Gruppen, eher näher der zweiten, einnehmen.

Die Vorkommen der Gruppe 2 liegen (mit Ausnahme von Ursera) in Gneisen, die alle eine alpine Epimetamorphose erlitten und außerdem wahrscheinlich eine der alpinen vorgängige Metamorphose mitgemacht haben, also ungleich intensiver beansprucht wurden als die Nebengesteine der Gruppe 1, die nur zerrüttet, aber nicht metamorph genannt werden dürfen.

Die Unterschiede, die sich in den beiden Gruppen in der Beanspruchung des Nebengesteins durch alpine Gebirgsbildung zeigen, müssen, da die Lagerstätten älter sind als die Hauptphasen der Orogenese, auch in der Umformung des Lagerstätteninhalts zum Ausdruck kommen. Man hat dabei u. a. die Möglichkeit, die Reaktion ein und desselben Minerals auf Beanspruchungen von verschiedener Stärke zu vergleichen, was im folgenden versucht werden soll.

Der Bleiglanz, Gruppe 1 (s. o.): Die Bleiglanzkörner sind stellenweise zu Linsen ausgezogen, in denen das Verhältnis des kleinsten zum größten Durchmesser (im Anschliff) bis auf 1 : 10 sinken kann. Er zeigt häufig verbogene Spaltflächen, z. T. aber ist die Struktur richtungslos, granoblastisch und feinkörnig. Beide Strukturen können lagenweise abwechseln. Trümmerartige Ausbildung wurde nicht gefunden. Die nähere Untersuchung führt hier zu der auch von Uglow (**70**) geäußerten Ansicht, wonach die feinkörnigen richtungslosen Bleiglanzpartien als Rekristallisationsprodukt des gestreßten Erzes aufzufassen sind. Bei beginnendem Streß wird das Mineral striemig deformiert (gneissic galena); überschreitet jedoch die Beanspruchung ein gewisses Maß, so zerfallen die gestreßten Individuen und durch die parallel mit diesem Vorgang laufende Rekristallisation entsteht das richtungslose Gefüge. Diese Auffassung fand auch in den Bündnererzen ihre Bestätigung darin, daß die massigen Bleiglanzpartien von Zügen aus Trümmern härterer Mineralien durchzogen sind (Quarz, Zinkblende), die nur durch Auswalzung hierher gelangt sein können.

Gruppe 2: Der Bleiglanz von Taspin und Bernina ist meist mittelkörnig, kann aber recht grobkörnig werden (Spaltwürfel mit bis 0,5 cm Kantenlänge), Verbiegungen von Spaltflächen, Streckungen u. dgl. fehlen fast vollständig, das Gefüge ist durchweg granoblastisch. Da die Lagerstätten der Gruppe 2 zweifellos eine Kataklase erlitten haben, kann diese scheinbar unversehrte Beschaffenheit des Bleiglanzes nur durch weitgehende Rekristallisation des deformierten und zertrümmerten Erzes erklärt werden, die hier besser entwickelt ist als in der Gruppe 1.

Die Zinkblende. Gruppe 1: Soweit sie nicht mehr die primäre, durch den Absatz aus wässerigen Lösungen bedingte Struktur besitzt, ist die Blende mechanisch mit dem Bleiglanz vermengt. Ätzung entwickelt an der Blende meist Zwillingslamellierung. Im Innern der Körner, längs Spaltrissen oder Zwillingslamellen, auch auf Korngrenzen liegen zuweilen Stäbchen von Pyrit (Scarl) oder Schnüre feiner Pyritkörner. Beide Erscheinungen dürfen als Entmischungen angesprochen werden, die, da sie auch in Lagerstätten der Gruppe 1 auftreten, nicht unbedingt durch mechanische Einflüsse ausgelöst worden sein müssen; möglicherweise beruhen sie auf der Abkühlung der Erze nach dem Absatz. Aus der meist trümmerartigen Form der Blendekörner und deren Anordnung in Zügen und Gruppen ist ersichtlich, daß diejenigen Strukturen der Blende-Bleiglanz-Aggregate, die keine Relikte der durch den Erzabsatz erzeugten Anordnung mehr erkennen lassen, eine Folge der Durchbewegung und des verschiedenen plastischen Verhaltens der beiden Mineralien sind. Durch den Unterschied in der Plastizität werden bei der Durchbewegung die verschiedensten Erscheinungen erzeugt; während z. B. ein in primärer Ausbildung dem Nebengestein aufsitzender Blendesaum mechanisch fast ungestört ist, kann der ihn unmittelbar überlagernde Bleiglanz intensiv gestreckt sein. An andern Stellen findet dagegen eine eigentliche Aufarbeitung der Blende im Bleiglanz statt. Blendetrümmer, die durch ihre eckigen Umrisse deutlich als mechanische Trümmer charakterisiert sind, schwimmen einsprenglingsartig im Bleiglanz, der sich in gestreckten Körnern um die Blende herumlegt, wie die Serizithäute um die großen Gemengteile eines Gneises (Taf. I, Fig. 4, Taf. II, Fig. 1).

Von dem im Bleiglanz eingerollten einzelnen Zinkblendekorn bis zu ganzen Zügen von Blendekörnern, die den Bleiglanz in der Streckungsrichtung durchlaufen, sind alle Übergänge zu beobachten. Größere Einzelkörner sind oft von einer Zone kleiner Blendetrümmer umgeben, die nur durch Absplitterung vom großen Korn entstanden sein können und zuweilen eigentliche Mörtelkränze bilden, oft ist aber das ganze Korn in einen Trümmerhaufen zerlegt. Die Blendezüge entstehen dann durch Auswalzung solcher Körnerhaufen.

Schließlich ist noch auf die Ausbildung der einzelnen Blendetrümmer hinzuweisen. Solche mit scharfen eckigen Umrissen sind selten, meist sind Ecken und Kanten abgerundet, die ursprüngliche Trümmerform jedoch noch deutlich erkennbar. Die Begrenzung dieser Körner gegen den Bleiglanz ist glatt und geschlossen, daneben treten jedoch auch solche auf, die mit dem Bleierz randlich verzahnt sind und buchtige Umrisse aufweisen.

Gruppe 2: Die Blende zeigt auch hier Zwillingslamellierung, auch treten die gleichen, durch Entmischung entstandenen Pyritstäbchen sowie scharf begrenzte Pyritwürfelchen im Innern der Blende auf. Die dem Bleiglanz eingelagerte Blende ist z. T. glatt begrenzt und gut gerundet, bruchstückartige Umrisse sind nur zuweilen schwach angedeutet, Ecken und Kanten fehlen meist, ebenso kleinste Körnchen und Mörtelkränze. Z. T. tritt auch hier die schon oben erwähnte randliche Verzahnung

mit dem Bleiglanz auf, ist aber viel ausgeprägter als in Gruppe 1 (Fig. 28). Ähnliche Verzahnungen beschreibt HUTTENLOCHER (**30**, Taf. II, Fig. 1 und 2). Diese Strukturen stellen ein infolge der günstigern Rekristallisationsbedingungen in den Lagerstätten der Gruppe 2 vorgeschrittenes Stadium der von Gruppe 1 her bekannten Erscheinungen dar. Die Blende wurde hier wie dort dem Bleiglanz eingerollt, wobei letzterer in Gruppe 2 besser rekristallisierte als in der ersten Gruppe. Die bessern Rekristallisationsbedingungen in Gruppe 2 haben scheinbar auch zu einer weitergehenden Rundung der Blendekörner geführt (S. 21).

Die Cu-Erze, Bornit, Kupferkies und Fahlerz wurden alle nur in Vorkommen der Gruppe 2 gefunden. Charakteristisch für diese Erze sind die infolge guter Rekristallisation gebildeten granoblastischen Strukturen; am Kupferkies ist oft Zwillingslamellierung zu beobachten.

Der Pyrit verhält sich in beiden Gruppen ähnlich: Auf Beanspruchung reagiert er vorwiegend mit Kataklase und ist in seinem mechanischen Verhalten weitgehend mit der Zinkblende vergleichbar, denn dem gestreckten Bleiglanz ist er wie diese in Trümmerhaufen und -zügen eingelagert.

Bemerkenswert ist, daß alle Erze, mit denen Pyrit auftritt (Zinkblende, Bleiglanz, Kupferkies, Bornit, Fahlerz, Antimonit und Arsenkies), als rundliche oder zwickelförmige Einschlüsse im Pyrit vorkommen. Da einerseits der Pyrit stark zerrissen ist und selten als Verdränger auftritt, anderseits sämtliche Erze den Pyrit korrodieren und seine Risse ausfüllen, wenn sie mit ihm in Kontakt stehen, sind diese Einschlüsse, die doch zu groß sind, um als Entmischungen oder orientierte Verwachsungen gedeutet werden zu können, wohl als Korrosionsbuchten anfzufassen, die infolge der Lage der Anschliffläche Einschlüsse vortäuschen. Ganz analog ausgebildete Pyrite erwähnt HUTTENLOCHER von St. Luc (Wallis) (**31**, S. 205).

Die Gangarten. Der Quarz, die Karbonate und der neugebildete Albit zeigen die aus den metamorphen Gesteinen bekannten Erscheinungen. Besonderer Erwähnung bedarf nur der

Baryt. In den Gruppen 1 und 2 lassen sich keine wesentlichen Unterschiede im Verhalten dieses Minerals feststellen; der einzige liegt darin, daß der Baryt in Scarl viel feinkörniger ist als in Taspin und Ursera, was auf die schlechtern Rekristallisationsbedingungen in den Lagerstätten der Gruppe 1 zurückzuführen ist. Spärliche Relikte zeigen, daß der Baryt in tafeligen Individuen, die zu rosettenförmigen Aggregaten vereinigt waren, abgesetzt wurde. Die Metamorphose erzeugte ein granoblastisches Gefüge isometrischer, randlich verzahnter Körner. Undulöse Auslöschung und verbogene Spaltrisse deuten an, daß die granoblastische Struktur eine Folge der Bewegungsmetamorphose ist.

Die xenomorphen Barytkörner zeigen zuweilen, vor allem in Ursera, aber auch in Taspin, seltener in Scarl Zwillingslamellierung (Taf. I, Fig. 3). Es läßt sich meist ein Hauptindividuum von einer oder zwei sich kreuzenden Scharen schmaler eingelagerter Lamellen unterscheiden. Die Vermessung von Zwillingen von den drei Lagerstätten nach der Drehtischmethode im Dünnschliff ergab folgendes:

Die kristallographische Orientierung wurde mittels der Indikatrix vorgenommen ($n\alpha \parallel c$, $n\gamma \parallel a$). Die Verwachsungsebenen fallen stets entweder auf [001] oder [010], 2 V schwankt zwischen 40° und 42°. Es zeigt sich, daß die in [001] liegenden Verwachsungsebenen (es wurden deren fünf eingemessen) einen Abstand von 38—44°, im Mittel 41° von (100) besitzen, für sechs [010] angehörende Verwachsungsebenen beträgt er 36—41°, im Mittel 39°. Die Meßgenauigkeit leidet unter der stets, auch in ausgesuchten Individuen vorhandenen, undulösen Auslöschung, weshalb die Indizierung nur eine angenäherte sein kann. Von bekannten Flächen auf [001] fällt in das angegebene Intervall nur (110) [$\sphericalangle$ (110)/(100) = 39°]; das auf [010] gefundene Intervall enthält an bekannten Flächen nur (405) (38°). Für die Grenzwerte des Intervalls in dieser Zone lassen sich die Flächen (607) und (507) bestimmen, die aber weder als Verwachsungsebenen noch als Begrenzungsflächen des Baryts bekannt sind.

Von den nach den gefundenen Winkelwerten möglichen Zwillingsflächen ist bisher nur (110) durch BAUER an Baryt von Perkins Hill (Kanada) (**1**) nachgewiesen worden, die übrigen drei relativ einfachen Flächen sind auch unter den von HINTZE (**27**) angeführten Zwillingsgesetzen nicht vorhanden.

Das Zwillingsgesetz konnte nicht in allen Fällen bestimmt werden, da die Lamellen so dünn sind, daß schon bei geringer Neigung des Drehtisches die Auslöschung nicht mehr beobachtet werden kann. In solchen Fällen wurde nur die Verwachsungsebene in bezug auf das bestimmbare Individuum festgelegt. Wo aber die Messung beider Individuen möglich war (an vier von zehn Individuen), war

stets die Verwachsungsebene zugleich Zwillingsebene. Bei der Ähnlichkeit der Winkelwerte darf angenommen werden, daß in den Fällen, wo nur ein Individuum gemessen werden konnte, dasselbe der Fall sei.

Zwillingsbildungen am Baryt sind selten, BAUER (**1**) beschreibt Zwillingslamellen an Individuen, die derben Massen angehören und die, wie die Art ihres Auftretens zeigt, mechanischer Beanspruchung ausgesetzt waren. HUTTENLOCHER erwähnt aus den derben Barytmassen von Goppenstein (**30**) und St. Luc (**31**), welche eine alpine Metamorphose erfahren haben, ebenfalls Zwillingslamellen, jedoch ohne Angabe der Gesetze. Die Umstände, unter denen die Zwillinge von Ursera usw. auftreten (s. o.), lassen mit Sicherheit darauf schließen, daß es sich auch hier um mechanische Zwillingsbildung handelt. Die Abweichungen in den erhaltenen Winkelwerten können, wenn man von der erwähnten Ungenauigkeit der Messung absieht, darauf zurückgeführt werden, daß die auf mechanischem Wege erzeugten Zwillingsflächen um einen bestimmten Mittelwert schwanken.

Der Fluorit, der nur in Scarl auftritt und sehr leicht deformierbar ist, wurde zu Linsen ausgewalzt und wirkte gegenüber starreren Mineralien als Gleitmittel; er bietet weiter zu keinen Bemerkungen Anlaß.

Die vorstehend angeführten Vergleiche zeigen den Unterschied in der Umwandlung der beiden Lagerstättengruppen. In den Vorkommen im nichtmetamorphen Triasdolomit herrscht Kataklase der spröden Erze, Streckung und Verbiegung der nachgiebigen vor, die Umwandlung der ursprünglichen Struktur ist wenig durchgreifend und nur lokal etwas intensiver, so daß die Vorkommen noch nicht als metamorph bezeichnet werden dürfen.

In den Lagerstätten, deren Nebengestein eine Epimetamorphose erlitten hat, war neben der Kataklase eine gut erkennbare Rekristallisation wirksam, die an den Erzen die Spuren der Zertrümmerung weitgehend verwischte. Die primäre Struktur solcher Lagerstätten ist weitgehend zerstört: die Epidislokationsmetamorphose des Nebengesteins hat sich auch am Inhalt der Lagerstätten ausgewirkt.

II. Übersicht über die Mineralisation Graubündens.

In der Tabelle auf Seite 84 sind die genetisch wichtigen Daten der untersuchten Lagerstätten zusammengestellt. Die Untersuchung hat gezeigt, daß sich verschiedene der scheinbar regellos verteilten Vorkommen zu genetisch bedingten Gruppen ordnen lassen, die in der nachfolgenden Tabelle nach Deckenzugehörigkeit geordnet, zusammengefaßt seien:

Lagerstättengruppe	Deckenzugehörigkeit	Alter
1. Pb-Cu-Vererzung der Landschaft Schams.		
Taspin	Oberes Penninikum	Untere Trias oder jünger
Ursera		
2. As-Sb-Fe-(Pb-Zn-)Vererzung am Berninapaß.		
Val Minor	Berninadecke (Unt. Ostalpin)	Paläozoisch (Karbon)?
La Motta		
Camino		
3. Pb-Zn-Vererzung von Scarl	Campodecke	Kretazisch bis tertiär?
4. Cu-Fe-(As-)Vererzung von Mittelbünden.		
a) Sertig	Silvrettakristallin	Paläozoisch?
[Parpaner Rothorn (**46**)]		
b) Lavin		
5. Pb-Zn-Vererzung von Mittelbünden.		
Silberberg	Silvrettatrias	Trias bis Tertiär
Bleiberg		
Bärenbühl		

Übersicht über die Lagerstätten (geordnet nach Deckenzugehörigkeit).

Lagerstätte	Decke	Nebengestein		Alter		Inhalt	
		Stufe	Ausbildung	jünger als	älter als	Erze	Gangarten
Ursera	Suretta	Untere Trias	Quarzit	Untere Trias	Ende der alpinen Metamorphose	Cu, Ag (Pb, Sb)	Baryt
Taspin	Schamserdecken (Margna-Stirnlappen)	Altes Kristallin	Gneis (Taspinit)	Liasbrekzie?	Ende der alpinen Metamorphose	Pb (Cu, Zn, Ag, As)	Baryt, Quarz, Karbonat
Berninapaß	Bernina (Strettalappen)	Permo-Karbon	Casannaschiefer	Nebengestein	Ende der alpinen Metamorphose	As, Fe, Sb (Pb, Zn, Ag)	Quarz
Scarl	Mittelostalpin	Anisien bis Unteres Carnien	Kalk und Dolomit	Kretazisch bis tertiär?		Pb, Zn, Ag (Cu)	Baryt, Fluorit, Karbonat, Quarz
Lavin	Silvretta	Kristallin	Biotitgneis	Nebengestein	Ende der alpinen Metamorphose, paläozoisch?	Fe, Cu (Pb, Zn)	Hornblende, Apatit, Epidot
Sertig	Silvretta	Kristallin	Muskovitgneis	Voralpine Mesomet. des Gneises	Ende der alpinen Metamorphose, paläozoisch?	Cu, As, Fe (Zn)	Quarz
Silberberg	Silvretta	Anisien	Trochitendolomit	Nebengestein	Ende der alpinen Bewegungen	Pb, Zn, (Ag, Sb)	Dolomit
Bleiberg	Silvretta	Ladinien	Arlbergdolomit	Nebengestein	Ende der alpinen Bewegungen	Pb, Zn (Sb)	—
Bärenbühl	Silvretta	Ladinien	Arlbergdolomit	Nebengestein	Ende der alpinen Bewegungen	Pb, Zn (Ag, Sb)	—
Filisur	Silvretta	Anisien und Ladinien	Dolomite	Nebengestein	?	Cu	Dolomit

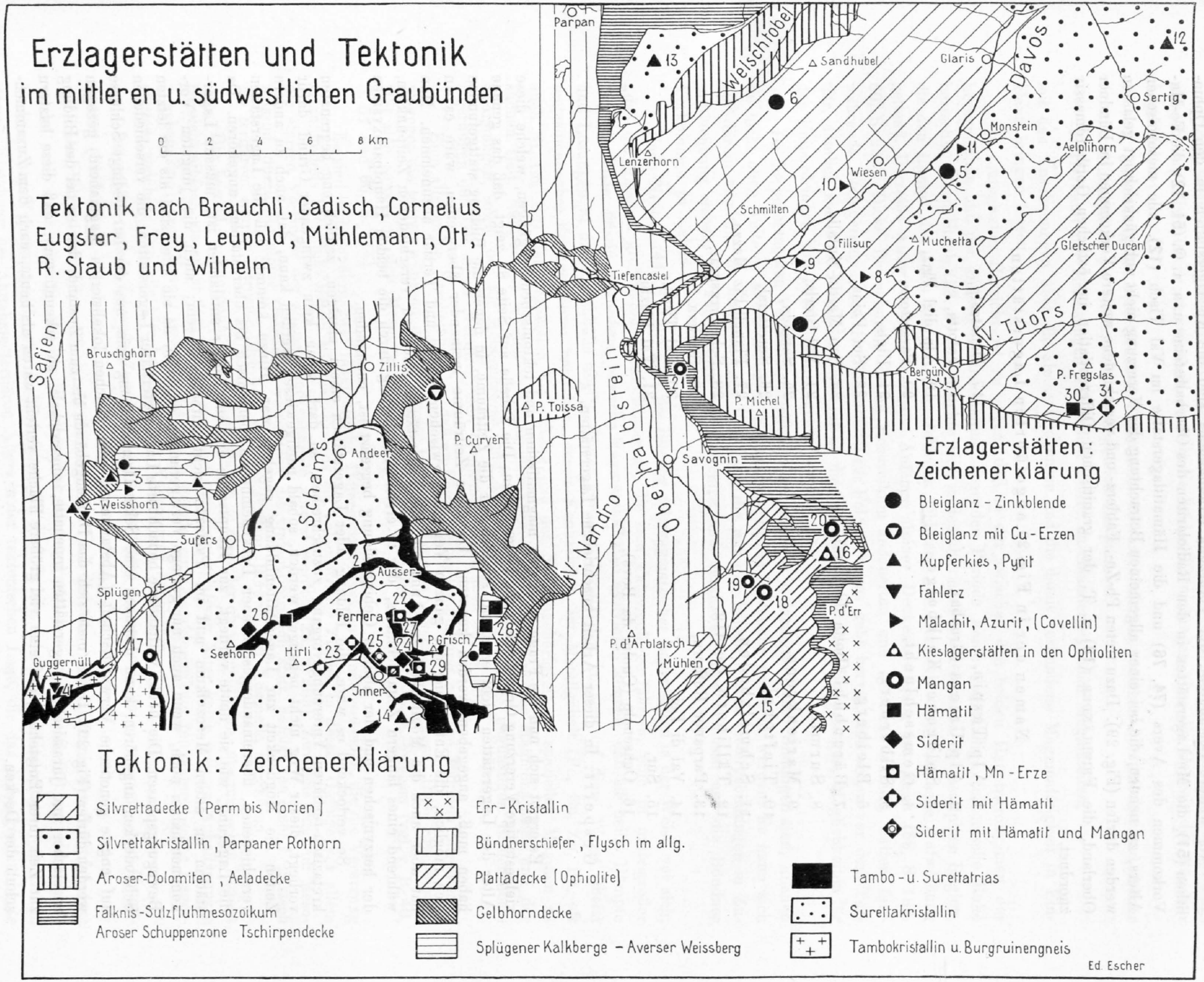

Erzlagerstätten und Tektonik
im mittleren u. südwestlichen Graubünden
0 2 4 6 8 km
Tektonik nach Brauchli, Cadisch, Cornelius
Eugster, Frey, Leupold, Mühlemann, Ott,
R. Staub und Wilhelm
Parpan
Welschtobel
Sandhubel
Glaris
Davos
Sertig
Monstein
Aelplihorn
Lenzerhorn
Wiesen
Schmitten
Filisur
Muchetta
Gletscher Ducan
Tiefencastel
V. Tuors
Safien
Bruschghorn
Zillis
P. Toissa
P. Curvèr
P. Michel
Bergün
P. Fregslas
Andeer
Schams
Savognin
Oberhalbstein
V. Nandro
Weisshorn
Sufers
Splügen
Ausser-
Ferrera
P. Grisch
Seehorn
Hirli
Guggernüll
Innerer
P. d'Arblatsch
Mühlen
P. d'Err
Erzlagerstätten:
Zeichenerklärung
Bleiglanz - Zinkblende
Bleiglanz mit Cu-Erzen
Kupferkies, Pyrit
Fahlerz
Malachit, Azurit, (Covellin)
Kieslagerstätten in den Ophioliten
Mangan
Hämatit
Siderit
Hämatit, Mn-Erze
Siderit mit Hämatit
Siderit mit Hämatit und Mangan
Tektonik: Zeichenerklärung
Silvrettadecke (Perm bis Norien)
Silvrettakristallin, Parpaner Rothorn
Aroser-Dolomiten, Aeladecke
Falknis-Sulzfluhmesozoikum
Aroser Schuppenzone Tschirpendecke
Err-Kristallin
Bündnerschiefer, Flysch im allg.
Plattadecke (Ophiolite)
Gelbhorndecke
Splügener Kalkberge – Averser Weissberg
Tambo-u. Surettatrias
Surettakristallin
Tambokristallin u. Burgruinengneis
Ed. Escher

Fig. 29.

Als weitere Bestandteile der Vererzung Graubündens sind die Kieslagerstätten in den Ophiolithen (**51**), die Mn-Lagerstätten in den Radiolariten des Oberhalbsteins u. a. a. O. (**51**, **12**), die Fe-Mn-Vorkommen des Avers (**74**, **76**) und die Hämatitlagerstätte im Val Tisch (**12**), alle mesozoischen Alters, zu nennen, die bei einer allgemeinen Betrachtung der Vererzung nicht unberücksichtigt gelassen werden dürfen (Fig. 29). Dazu treten Pb-Zn-, Fahlerz- und verschiedene weitere Vorkommen im Bündner Oberland, die Friedländer (**18**) z. T. der granitischen Differentiation im östlichen Gotthardmassiv zuordnet.

Namen der in Fig. 29 angeführten Lagerstätten.

1. Alp Taspin,
2. Alp Ursera (Gruoba),
3. Splügener Kalkberge,
4. Gemsschlucht,
5. Silberberg,
6. Bleiberg,
7. Bärenbühl (Botta dil Uors),
8. Surmin,
9. Marienkrone,
10. Tieftobel,
11. Schmelzboden,
12. Tällihorn, Sertig,
13. Parpaner Rothorn,
14. Val di Lei,
15. Sur,
16. Ochsenalp (Cuolm da Bovs),
17. Danatzalp,
18. Falotta,
19. Alp digl Plaz,
20. Parsettens,
21. Uigls,
22. Sut Foina,
23. San Martin-Mutalla,
24. Val Sterla,
25. Samada,
26. Surettatal,
27. Fianell-Piz Mazza,
28. Schmorrasgrat,
29. Starlera,
30. Val Tisch,
31. Val Plazbi.

Gesperrt: In dieser Arbeit beschriebene Lagerstätten.

Es ergibt sich nun die Frage nach den magmatischen und tektonischen Vorgängen, welche diese vielgestaltige Vererzung Graubündens zur Folge hatten. Die Tabelle auf Seite 84 zeigt, daß das genaue Alter der Lagerstätten nicht ermittelt, sondern nur die Zeiträume, in denen die Bildung stattgefunden haben muß, angegeben werden konnten. Da diese Zeiträume ineinander übergreifen, wäre es an sich möglich, die Entstehung der ganzen Vererzung zwischen Kreide und Tertiär anzunehmen. Man hat aber auch die Möglichkeit zur Annahme, die Lagerstätten seien zu verschiedenen Zeitpunkten, während eines längern Zeitabschnittes, der in erster Annäherung durch die beiden Hauptparoxysmen der herzynischen und der alpinen Gebirgsbildung begrenzt ist, entstanden.

So verlockend es wäre, die Bildung aller Lagerstätten einem einzigen, zeitlich eng begrenzten kretazisch-tertiären Vererzungsvorgang zuzuschreiben, so darf, wenn kein zwingender Grund dafür vorliegt, dieser Weg nicht begangen werden, sobald nachgewiesen werden kann, daß auch zu andern Zeiten die Möglichkeit zur Lagerstättenbildung gegeben war. Hinzu kommt, daß die Lagerstätten verschiedenen, übereinandergeschobenen Deckeneinheiten (penninisch bis oberostalpin) angehören. Da die Lagerung, wie sie heute vorliegt, zur Hauptsache erst im Tertiär entstanden ist, müssen Lagerstätten im ältern Mesozoikum und im Paläozän nicht autochthon sein; auch die jüngsten Vorkommen haben noch, wenn auch nur geringe Verlagerungen erfahren, da sie älter sind als die letzten Bewegungsphasen. Die heute vorhandene benachbarte Lage vortertiärer Lagerstätten, die verschiedenen Schubdecken angehören, kann demnach eine Sekundärerscheinung sein, aus der nur bedingt Schlüsse auf engste genetische Verwandtschaft (Abstammung vom gleichen lokalisierten Magmaherd) gezogen werden dürfen (Fig. 29). Denkt man sich das Deckengebäude bis zum Zustand, den es bei der Bildung triasischer und jurassischer Lagerstätten innehatte, abgewickelt, so erkennt man, daß diese letztern zur Zeit ihrer Entstehung auf eine viel größere Fläche verteilt waren als heute, nach dem Zusammenschub der Decken.

Alle diese Punkte müssen bei einer Beurteilung der genetischen Zusammenhänge berücksichtigt werden, vor allem ist zu untersuchen, ob sich die beiden Vermutungen über die Genesis der Bündner Lagerstätten:

1. Entstehung der verschiedenen Vorkommen zu verschiedenen, zwischen herzynischer und alpiner Hauptphase der Gebirgsbildung liegenden Zeitpunkten,
2. Herkunft der Erzlösungen aus örtlich weiter auseinanderliegenden Magmateilen,

mit den Anschauungen über die alpine Orogenese und die damit verbundene Magmentätigkeit in Einklang bringen lassen.

In tektonischer Hinsicht ist zu sagen, daß in der zwischen den beiden Hauptparoxysmen der herzynischen und der alpinen Gebirgsbildung liegenden Periode keine vollständige tektonische Ruhe herrschte. Nach Staub (**58**, S. 168) machte sich in den altkristallinen Gesteinen der ostalpinen Region, die den Rumpf des alten herzynischen Gebirges bildeten, zur Permzeit eine schwache Aufwölbung geltend. Derselbe Autor verlegt die ersten Anfänge alpiner Deckenbewegung ins Perm (**58**, S. 182, **60**, S. 234). Diese Bewegungen, die im Mesozoikum andauerten und verstärkt wurden, hatten fortwährende Verlagerungen von Erdrindenteilen zur Folge. Daraus geht hervor, daß schon vor dem Tertiär, nämlich seit dem Perm, im Anschluß an die letzten herzynischen Bewegungen, Möglichkeiten für das Empordringen von Erzlösungen gegeben waren.

Da die untersuchten Vorkommen teilweise magmaferne (telemagmatische) Bildungen sind, können sie nicht ohne weiteres mit bestimmten Eruptivgesteinen in Beziehung gebracht werden. Es kann sich nur darum handeln, die magmatischen Vorgänge, die mit den beiden letzten Gebirgsbildungen in Zusammenhang stehen, im allgemeinen zu betrachten und daraus allfällige Schlüsse auf die Bündner Vorkommen zu ziehen.

Nach Niggli (**41**, S. 190) geht die Bildung telemagmatischer Lagerstätten in der Weise vor sich, „daß die gleichen großtektonischen Phänomene, die zum Faltengebirge führten, eine in mittelgroßer Tiefe liegende, flüssig gewordene, basische Magmaschicht so aktivieren können, daß sie heiße Dämpfe und Lösungen in die Außenhülle abgibt. Unter gewissen Umständen können auf diese Weise (meist metasomatische) Erzlagerstätten entstehen, deren Kennzeichen im Metallgehalt (Fe, Cu, Zn, Pb, oft auch Ni, Co, Mg) der regionalen Verbreitung und der Nichtzugehörigkeit zu speziellen Magmen zu suchen sind. Naturgemäß werden die speziellen Verhältnisse der Lage der Magmenschicht und der Spannungen, sowie der für Metasomatose (und Absaugung) günstigen oder ungünstigen Schichtüberlagerungen den Ort dieser Metallregionen bestimmen“ (vgl. auch **40**, S. 66).

Eine allgemeine Erscheinung ist, daß zu Beginn einer Großfaltung basische Magmen intrudieren, wogegen die sauren während und gegen das Ende des Hauptparoxysmus nachfolgen. Diese Erscheinung läßt sich sowohl in den Mesoiden (alpin) als in den Paläiden (herzynisch) nachweisen (vgl. z. B. **40**, S. 51 und **60**, S. 244).

Es sind im besondern zwei magmatische Differentiationszyklen zu unterscheiden, die die Vererzung Graubündens beeinflußt haben können: Erstens ein paläozoischer Zyklus, in dessen Gefolge vor allem die starren Vorländer der alpinen Geosynklinale vererzt wurden (**28**, S. 609). Zweitens fand im Mesozoikum, durch die alpine Orogenese verursacht, die Ophiolitintrusion statt, gefolgt von einer kretazisch bis tertiären, sauren Intrusion, der u. a. die Massive von Bergell und Adamello angehören.

Die besondere Zuordnung der Erzlagerstätten zu einer der obenangeführten, magmatischen Phasen ist nicht einfach, da außer dem nicht genau bestimmbaren, relativen Alter keine weitern Anhaltspunkte gegeben sind; nach Niggli (loc. cit.) ist dies ja gerade ein Charakteristikum telemagmatischer Lagerstätten, welchem Typ alle hier beschriebenen Vorkommen angehören.

Im großen wurde folgende Zuordnung der Lagerstätten zu den erwähnten magmatischen Hauptphasen versucht:

Das Silvrettakristallin stellt einen überschobenen Teil des alten, indo-afrikanischen Rumpfes dar; es ist sehr wohl möglich, daß die Mittelbündner Kieslagerstätten (Gruppe 4, S. 83) zur alten, postkarbonischen Vererzung gehören; insbesondere gilt dies für die intrusive Kieslagerstätte von Lavin, deren Entstehung bei Annahme tertiären Alters in der tektonischen Lage, die das Nebengestein heute

einnimmt (wurzelloses Kristallin), nicht erklärt werden könnte. Diese Vererzung wäre der Differentiation zuzuzählen, der auch die während der herzynischen Gebirgsbildung intrudierten Gneise der Silvrettadecke angehören (**54**, S. 138).

Hammer (**24**), Streckeisen (**62**), Bearth (**2**) und Spaenhauer (**54**) beschreiben außerdem Quarzporphyr- und Diabasgänge aus dem Oetztaler- bzw. Silvrettakristallin. Nach Streckeisen, Bearth und Spaenhauer zeigt der Unterschied in der Metamorphose der Gänge und der des Nebengesteins, daß erstere nachherzynischer Entstehung sind. Bearth hält sie, da oft geschiefert, für voralpin. Die Ansicht Hammers, die Gänge seien jünger als der Beginn der Überschiebung der Silvrettadecke und älter als deren Abschluß, also kretazisch bis tertiär, wird von Bearth, m. E. mit Recht, nicht geteilt (**2**, S. 151). Nimmt man die Altersbestimmung Bearths als Ausgangspunkt, so ist immer noch ein genetischer Zusammenhang der Kiesvorkommen mit diesen Gängen möglich. Die Ansicht Streckeisens, der einen Zusammenhang der Diabasgänge mit den mesozoischen Ophioliten für wahrscheinlich hält, wäre allerdings mit dieser Auffassung kaum vereinbar.

Über das Alter der Kiesvorkommen am Berninapaß (Gruppe 2, S. 83) läßt sich mit Sicherheit nur aussagen, daß sie älter sind als die letzten Phasen der alpinen Gebirgsbewegung. Vermutlich kann diese Vererzung mit der Entstehung der Berninaintrusiva, die nach Staub (**57**, S. 377) spätpaläozoischen Alters (Oberkarbon bis Perm) sind, in Zusammenhang gebracht werden. Da die Intrusion, wie Kontakte zeigen, jünger ist als die Casannaschiefer, ist eine schwache Imprägnation der letztern mit Erzen gut möglich. Damit steht auch der relativ magmanahe Charakter der Kiesvorkommen im Einklang.

Mit der mesozoischen Ophiolitintrusion können anderseits verschiedene Lagerstätten in direkten Zusammenhang gebracht werden. Von (hier nicht untersuchten) Bündner Lagerstätten sind vor allem die Sulfideinlagerungen verschiedener Ophiolite zu nennen, welche liquidmagmatische Bildungen darstellen (**51**, u. Fig. 29). Die Mn-Lagerstätten in den Radiolariten (Oberhalbstein u. a. a. O.) sind stets an Zonen, in denen Ophiolite auftreten, gebunden, weshalb ein genetischer Zusammenhang zwischen diesen Lagerstätten und der Ophiolitintrusion gleichfalls für möglich gehalten wird (**12**, S. 257, 261, 268). Die Wahrscheinlichkeit einer derartigen Verknüpfung geht ferner daraus hervor, daß die Vergesellschaftung insbesondere von Fe- und Cu-, seltener Pb- und Zn-führenden Lagerstätten mit basischen Eruptivgesteinen und z. T. mit Radiolariten, auch aus andern Gebieten bekannt ist, so z. B. aus dem Lake Superior Distrikt (**40**, S. 61 u. f.) Huttenlocher stellte in den Westalpen eine Verknüpfung verschiedener Cu-Vorkommen mit den Ophioliten fest (**29**, S. 175 u. f.).

Zu den Lagerstätten, die dem Differentiationszyklus zuzuordnen sind, dem auch die Ophiolithe angehören, sind die Fe-Mn-Lagerstätten des Val Ferrera, des Val Tisch und des Val Plazbi (Fig. 29) sowie Taspin, Ursera, die Mittelbündner Pb-Zn-Vorkommen und Scarl zu zählen, da deren Entstehungszeit zwischen Trias und Ende der alpinen Gebirgsbewegungen zu suchen ist.

Aus der Häufung verschiedenartiger Erzlagerstätten in Graubünden (Fig. 29) darf jedoch nicht ohne weiteres auf eine hier lokalisierte, verhältnismäßig intensive Vererzungstätigkeit geschlossen werden. Wären alle diese Lagerstätten in ihrer heutigen tektonischen Lage entstanden, so müßten sie mindestens jünger als die Hauptphasen der alpinen Bewegungen sein, die nach R. Staub (**58**) z. B. für die Silvrettadecke erst im Oligocän vor sich gingen. Wie die mesozoischen Ophiolithe und die mit ihnen verknüpften Mn-Lagerstätten zeigen, kann dies zum mindesten für einen Teil der Lagerstätten nicht zutreffen, aber auch für die übrigen Vorkommen darf angesichts der mechanischen Veränderungen am Inhalt nachtektonisches Alter für ausgeschlossen gelten. Man geht deshalb kaum fehl in der Annahme, daß die Häufung von Lagerstätten in Bünden, sofern es sich nicht um Vorkommen in derselben Deckeneinheit handelt, durch tektonischen Zusammenschub von, an weiter voneinander entfernten Orten gebildeten Lagerstättengruppen entstanden ist. So sind z. B. die vorwiegend dem obern Penninikum angehörenden Kiesanreicherungen in den Ophioliten des Oberhalbsteins und die dazu gehörigen Mn-Vorkommen primär in benachbarter Lage gebildet worden, auch die Mittelbündner Pb-Zn-Lagerstätten und die Fe-Vorkommen im Val Tisch und im Val Plazbi bilden innerhalb der Silvrettadecke eine Gruppe primär benachbarter Lagerstätten. Dagegen ist die benachbarte Lage dieser beiden Lagerstättengruppen auf, nach deren Bildung vor sich gegangene, tektonische Verschiebungen zurückzuführen.

Am besten wird die Herkunft dieser nachherzynischen Vererzung darauf zurückgeführt, daß sich mit der Bildung der Geosynklinale ein in nicht zu großer Tiefe befindliches Magma differenzierte und während der ganzen Zeit der alpinen Faltung befähigt war, Erzlösungen abzugeben. Mit dieser Differentiation stand auch die Intrusion von Bergell (nach Staub [59] oligozänen bis miozänen Alters) und Adamello (nach Cornelius [10] oberkretazischen bis tertiären Alters) in Beziehung, so daß, wenn von einer Beziehung zwischen der Vererzung und den genannten Intrusionen oder den Ophioliten gesprochen wird, diese nur mittelbar sein kann. Vererzung und liquidmagmatische Differentiation vom basischen Geosynklinalmagma zu den jüngsten Granodioritstöcken sind koordinierte Erscheinungen, zu denen schon die Ophiolitintrusionen gehören. Die jüngsten Bildungen sind vermutlich die Mittelbündner Pb-Zn-Vorkommen und die Lagerstätte von Scarl. Vielleicht ist die Ähnlichkeit, die Silberberg mit St. Veit bei Imst (vgl. S. 50) aufweist, nicht nur eine äußerliche. Das Alter dieser letztern Lagerstätte ist nach Clar (9) nachcenoman bis helvetisch.

Scarl ist vermutlich kretazischen bis tertiären Alters und kann daher den jüngsten Vererzungsphasen, die vermutlich mit der jüngsten magmatischen Tätigkeit in den Alpen zusammenhängen, zugeordnet werden. Bemerkenswert ist, daß die ähnlich ausgebildeten, ostalpinen Lagerstätten Bleiberg-Kreuth usw. von Tornquist ebenfalls als jung bezeichnet werden.

Diese kurze Betrachtung zeigt, daß die Vererzung Mittel- und Ostbündens nicht auf einen zeitlich eng begrenzten Vererzungsvorgang zurückgeführt werden muß; es können zwei, vielleicht ineinander übergehende Phasen unterschieden werden, eine alte, vermutlich postkarbonische, die noch mit der herzynischen Gebirgsbildung, und eine triadisch bis tertiäre, die mit der alpinen Gebirgsbildung in Zusammenhang steht. Die für wahrscheinlich gehaltene Zuteilung der Lagerstätten zu diesen beiden Phasen sei wie folgt zusammengefaßt:

I. Zur alten, vermutlich postkarbonischen Vererzung gehörige Lagerstätten:

1. Die Cu-Fe-(As)-Vererzung im Silvrettakristallin,
2. Die As-Fe-(Sb-Pb-Zn-)Vererzung am Berninapaß.

II. a) Mit der mesozoischen Ophiolitintrusion streng syngenetische Lagerstätten:

Die Kiesanreicherungen in den Ophioliten und die Mn-Vorkommen in den Radiolariten im Oberhalbstein u. a. a. O.

b) Nur im allgemeinen zur alpinen Magmendifferentiation gehörig, die vom basischen Geosynklinalmagma zu den sauren Magmen führte:

1. Die Pb-Cu-Vererzung im Schams und die Fe-Mn-Vererzung im Val Ferrera (vielleicht älteste Phase dieses Zyklus);
2. die Pb-Zn-(Cu)-Vererzung in der Silvrettatrias (und die Fe-Vererzung im Val Tisch und im Val Plazbi);
3. die Pb-Zn-Vererzung von Scarl (vermutlich jüngste Phase).

In bezug auf die vorstehenden Ausführungen muß betont werden, daß die vorgeschlagene Einteilung der Lagerstätten nur einen Versuch darstellen kann, da ihr nur die benachbarte geographische Lage der Lagerstätten, deren relatives Alter, bzw. die Beziehungen zur Tektonik und z. T. Ähnlichkeit im geologischen Auftreten, zugrunde gelegt werden konnten. Alle andern Anhaltspunkte über die Beziehungen der Lagerstätten und Lagerstättengruppen untereinander und zu den Stammagmen kommen infolge der telemagmatischen Natur der Lagerstätten in Wegfall. Eine chalkographische Untersuchung der in die Schlußbetrachtung einbezogenen Fe-Vorkommen würde u. U. weitere Aufschlüsse über deren Zusammenhang mit den Pb-Zn- und den Cu-Lagerstätten liefern.

III. Vergleiche mit anderen alpinen Paragenesen.

Nachdem schon weiter vorn einige den hier untersuchten besonders ähnliche Vorkommen angeführt wurden (S. 26, 50), sollen nun einige weitere, insbesondere benachbarte, alpine Vorkommen zum Vergleich herangezogen werden. Dabei werden unter „ähnlichen Lagerstätten" solche verstanden, die demselben lagerstättenkundlichen Typus angehören; Zugehörigkeit zum selben, genetischen Vorgang wird nicht ohne weiteres vorausgesetzt.

Taspin. Der Vergleich mit Goppenstein wurde schon vorgenommen (S. 26). Mit den Gängen von St. Luc im Wallis (**31**) zeigt sich hinsichtlich des Mineralbestandes große Ähnlichkeit, denn diese Gänge führen Bleiglanz, Zinkblende, Fahlerz, Kupferkies, Bornit, Pyrit, Arsenkies, Quarz, Baryt und Braunspat, alles Mineralien, die auch auf Taspin vorkommen; sie sind ebenfalls alpin metamorph.

Von den benachbarten, unbedeutenden Pb-Zn-Lagerstätten im Bündner Oberland (**18**), die dem Gotthardmassiv angehören, besitzt nur Ual Schmuer infolge des Gehaltes an Cu-Erzen etwas Ähnlichkeit mit Taspin, unterscheidet sich aber durch das gleichzeitige Auftreten von Kies-Fahlbändern und das Fehlen von Baryt von Taspin. Eine Zugehörigkeit von Ual Schmuer zu einer bestimmten, magmatischen Abfolge kann nicht angegeben werden (**18**). Könnte, wie für einige andere Vorkommen des Oberlandes, eine Zugehörigkeit zur Differentiation des vormesozoischen Cristallinagranites angenommen werden (**18**), so ergäbe sich ein wichtiger, genetischer Unterschied gegenüber Taspin.

Ursera. Auf die Beziehungen zu Taspin wurde früher hingewiesen (S. 38). Die Lagerstätten von Vivèr in Obersaxen (**18**) und am Gnapperkopf am Calanda (**51**) zeigen eine zu einfache Ausbildung (Fahlerz in helvetischem Verruccano bzw. Rötidolomit) als daß daraus eine Ähnlichkeit zu Ursera ersehen werden könnte. Dagegen hat das Cu-Vorkommen der Mürtschenalp sehr ähnlichen Mineralbestand. Nach den allerdings etwas alten Angaben von Stöhr (**61**) treten dort, dem helvetischen Verruccano eingesprengt, auf: Ag-haltiger Buntkupferkies, Kupferkies, Kupferglanz, Fahlerz und Pyrit. Huttenlocher (**28**) hält permisches Alter dieses Vorkommens für wahrscheinlich; es wäre in diesem Fall einem älteren, vermutlich dem Gotthardmassiv zugehörigen Vererzungszyklus zuzuordnen.

Die Mittelbündner Pb-Zn-Lagerstätten unterscheiden sich scharf von Taspin, dagegen zeigt Silberberg, wie schon erwähnt, sehr weitgehende Ähnlichkeit mit dem Pb-Zn-Vorkommen von Imst, Nordtirol (vgl. S. 50). In den wichtigen ostalpinen Lagerstätten von Bleiberg-Kreuth, Raibl und Mieß (**20**, **66**, **67**) sind die Erzkörper schlauchförmig ausgebildet, die Erze wurden durch undurchlässige Schichten gestaut, es treten dort Baryt und Fluorit auf; die Haupterze, Blende und Bleiglanz, wurden in umgekehrter Reihenfolge als im Silberberg abgesetzt. Alle diese Unterschiede, insbesondere im Auftreten der genannten Gangarten, zeigen, daß Silberberg einem etwas andern Typus angehört als diese Vorkommen.

Scarl unterscheidet sich durch die Führung von Baryt und Fluorit scharf vom Silberberg und auch von Imst, wo der Fluorit nur spärlich auftritt, dagegen erinnert der Gehalt an diesen beiden Gangarten stark an die ebenerwähnten Vorkommen von Bleiberg-Kreuth usw. (**20**, **66**, **67**), welche im Wettersteindolomit und -kalk liegen und miozänen bis pliozänen Alters, also wahrscheinlich jünger als Scarl sind. Da hier dieselben Erze und Gangarten in den gleichen oder in benachbarten Stufen auftreten, muß Scarl zu diesem bekannten Lagerstättentyp gerechnet werden, trotz des Fehlens einer Stauung der Erzlösungen. Die Ähnlichkeit von Scarl mit diesen rund 250 km entfernten Vorkommen ist hinsichtlich Mineralbestand und Nebengestein viel größer als mit dem von Hammer (**23**) kurz beschriebenen, nur 35 km weiter nordöstlich im Ötztaler Kristallin aufsetzenden Pb-Zn-Gang von Tösen, welcher als Haupterz Ag-haltigen Bleiglanz mit Zinkblende, Pyrit, Fahlerz, Quarz und Ankerit führt. Hammer schreibt diesem Vorkommen nachtektonisches Alter zu; eine mikroskopische Untersuchung steht aber noch aus, so daß nicht endgültig beurteilt werden kann, ob dieses Vorkommen Scarl völlig fremd sei, oder eine durch den Wechsel des Nebengesteins bedingte Modifikation desselben Vererzungstypus darstelle.

Die möglichen Beziehungen zwischen dem Cu-Vorkommen Sertig und der Lagerstätte am Parpaner Rothorn wurden weiter oben erörtert (S. 65). Gänge mit Kupferkies, Pyrit, Fahlerz, Quarz und

Siderit sind in den wenig östlich der Landesgrenze gelegenen Gebieten nicht selten. HAMMER erwähnt solche aus dem Verruccano Westtirols (Stanzer Tal, Serfaus [22]), J. MÜLLER aus dem Kristallin des Rellstales im Montafon (39). Sertig steht somit als Cu-Lagerstätte nicht vereinzelt da, dagegen sind aus der Umgebung keine imprägnationsartigen Fe-Cu-Erze, wie diejenigen von Lavin, bekannt.

Arsenkiesvorkommen, wie sie am Berninapaß auftreten, sind verbreitet. So kommt die Kieslagerstätte von Astano (11) mit Pyrit, Arsenkies, Blende, Bleiglanz und Quarz denen am Bernina ziemlich nahe. Nach H. MICHEL (38) führen die Kiesgänge der Hohen Tauern als Hauptmineralien Arsenkies, Pyrit, Bleiglanz, Kupferkies und Zinkblende mit Quarz und stellen keine eigentlichen Gänge, sondern Imprägnationen in Zerrüttungszonen dar, zeigen darin also Ähnlichkeit mit Bernina.

Diese Beispiele, die vermehrt werden könnten, genügen, um zu zeigen, daß sich in den Alpen Lagerstätten finden, die inhaltlich mit den hier untersuchten übereinstimmen.

Schließlich müssen die Bündner Lagerstätten kurz im Zusammenhang mit den Unterschieden, die HUTTENLOCHER (28, S. 609) zwischen der Vererzung der Ost- und der Westalpen feststellt, betrachtet werden. Die Westalpen weisen im allgemeinen eine relativ bescheidene Vererzung auf, weil die Bildung von größern Lagerstätten durch die Gebirgsbewegungen (fortwährende Veränderung der Zufuhrwege, Unmöglichkeit der Offenhaltung von Spalten während längerer Zeit) meist verhindert wurde (28, 29). Dagegen besitzen die Ostalpen (wie erwähnt) eine Anzahl relativ reicher Pb-Zn-Lagerstätten, die metasomatisch in den mächtigen ostalpinen karbonatischen Triassedimenten entstanden sind. Diese in den Ostalpen verbreiteten Gesteine, die auf die emporsteigenden Erzlösungen wie Filter wirkten, wurden jedoch in den Westalpen durch die Erosion bis auf die Klippen entfernt. Deshalb sucht man dort vergebens nach Lagerstätten vom Typus Bleiberg-Kreuth, Mieß, Raibl, Imst usw.

Im vorstehenden wurde gezeigt, daß Silberberg und Scarl ganz ähnliche Ausbildung zeigen wie die weiter östlich in den Triassedimenten der eigentlichen Ostalpen aufsetzenden metasomatischen Pb-Zn-Lagerstätten, welche die typische, den Westalpen fehlende Ausbildung aufweisen. Es ergibt sich somit, daß in Graubünden Lagerstätten von typisch ostalpiner Ausbildung bis hart an den westlichen, längs der Linie Parpan-Oberhalbstein verlaufenden Erosionsrand des kompakten, ostalpinen Deckenlandes vorgeschoben sind. Darin scheint mir eine Stütze der Auffassung HUTTENLOCHERS (s. o.) zu liegen, wonach der Unterschied in der west- und der ostalpinen Vererzung durch das Fehlen der ostalpinen Sedimente in den Westalpen bedingt ist. Wenn Vertreter des ostalpinen Vererzungstypus noch hart am westlichen Erosionsrand der ostalpinen Decken auftreten, so liegt kein Grund zur Annahme vor, daß dieser Vererzungstypus den nunmehr erodierten, ostalpinen Sedimenten der Westalpen fremd gewesen sei.

F. Zusammenfassung des I. Teils.

(Vererzung und Geologie.)

In der vorliegenden Arbeit werden die Pb-Zn-Lagerstätten Mittel- und Ostbündens sowie einige benachbarte Cu- und As-Vorkommen untersucht; besondere Aufmerksamkeit wird den Einwirkungen der alpinen Dislokationsmetamorphose auf den Inhalt der Lagerstätten gewidmet.

Die hydrothermalen Lagerstätten von Taspin und Ursera liegen in der Landschaft Schams in einer Schamser-, bzw. der Surettadecke. Taspin führt als Haupterz Bleiglanz, daneben treten u. a. geringe Mengen von Chalkopyrit, Bornit, Fahlerz und etwas Zinkblende auf; an Gangarten, die mengenmäßig den Erzen überlegen sind, sind Baryt, Quarz und etwas Ankerit vorhanden. Die Erze sind in locker verstreuten, wenig umfangreichen, ausgewalzten Gängen dem Taspinitgneis eingelagert. Erze und Gangarten treten auch umgelagert in sekundären Klüften auf.

Ursera führt, in Triasquarzit und geschieferten Rofnagneis eingelagert, als Haupterze Fahlerz und Kupferkies nebst etwas Bornit, Bleiglanz usw. Der Mineralbestand ist dem von Taspin fast gleich, die Unterschiede bestehen vor allem in den Mengenverhältnissen der Mineralien; aus dieser Ähnlichkeit und der benachbarten Lage wird auf eine genetische Verwandtschaft der beiden Vorkommen geschlossen.

In Mittelbünden finden sich in Triasdolomiten der Silvrettadecke die genetisch verwandten hydrothermalen Pb-Zn-Vorkommen von Silberberg, Bleiberg und Bärenbühl. Sie führen Zinkblende und Bleiglanz; letzterem ist etwas Jamesonit eingesprengt. Silberberg besteht aus einem Lagergang, Bleiberg aus einer locker durchtrümerten, konkordanten Erzzone, während in Bärenbühl die Form nicht mehr bestimmbar ist. Bärenbühl ist durch das verhältnismäßig häufige Auftreten von Oxydationserzen ausgezeichnet.

In der Umgebung der eben erwähnten Lagerstätten setzen in den Triasdolomiten verschiedene schwache Anreicherungen von Kupferoxydationserzen (Malachit und Azurit), vereinzelt mit etwas Covellin, auf, die wahrscheinlich sekundär durch Umlagerung aus tieferliegenden Cu-Vorkommen entstanden sind.

Am Tällihorn im Sertigtal setzen im Silvrettagneis geringe, Arsen- und Kupferkies führende Quarztrümchen auf; bei Lavin führt der Biotitgneis (Silvrettadecke) eine kleine Linse mit Hornblende, Epidot und Apatit, die mit Pyrit und etwas Chalkopyrit, Zinkblende und Bleiglanz imprägniert ist und als eine möglicherweise durch Verdrängung einer Karbonateinlagerung entstandene Lagerstätte angesehen wird.

Scarl im Unterengadin stellt eine in mehrere kleine, z. T. neu aufgefundene Vorkommen zersplitterte Pb-Zn-Lagerstätte in der Trias dar (Muschelkalk bis unteres Carnien der Campodecke). Bleiglanz und Zinkblende bilden mit Baryt, Fluorit und Quarz Nester von Brekzienerzen und Gänge; stellenweise sind Linsen von eisenschüssigem Karbonat mit Erzen imprägniert.

Endlich sind zwei Arsenkiesfahlbänder und ein kleines Pb-Zn-Vorkommen in den Casannaschiefern der Berninadecke am gleichnamigen Paß in die Untersuchung einbezogen worden. Die Fahlbänder führen Kiese, lokal begleitet von etwas Antimonit, Bleiglanz und Zinkblende; in einem Vorkommen herrschen die beiden letztern Erze vor. Alle drei Vorkommen gehören genetisch zusammen.

Die reinen Bleiglanze der verschiedenen Vorkommen führen 0,2—2,3 ‰ Ag; Bleiberg ist praktisch silberfrei, während das Fahlerz von Ursera 14,6 ‰ Ag führt.

Die folgenden Mineralien waren bisher auf diesen Lagerstätten unbekannt:

Taspin: Zinkblende, Karbonat, Hämatit;
Ursera: Chalkopyrit, Bornit, Covellin, Antimonit[1], Bleiglanz, Baryt;

[1] Ob der von Kenngott aus dem Schams erwähnte Antimonit von Ursera stammte, ist nirgends mehr ersichtlich (32).

Mittelbünden: Jamesonit, Greenockit, von Bärenbühl außerdem Cerussit und Smithsonit;
Sertig: Arsenkies, Zinkblende, Fahlerz;
Lavin: Zinkblende, Bleiglanz;
Scarl: Jamesonit, Fahlerz, Fluorit;
Berninapaß: Zinkblende.

Sämtliche Vorkommen haben zum mindesten die letzten Phasen der alpinen Gebirgsbewegungen mitgemacht. Sie wurden davon in ganz verschiedener Weise beeinflußt. In bezug auf die durch die Gebirgsbewegung an den Erzkörpern verursachten Veränderungen wurden zwei Gruppen von Lagerstätten unterschieden:

1. Die Lagerstätten der ostalpinen Trias, welche, wie das Nebengestein, schwach zerrüttet und nur lokal intensiver verruschelt wurden. An den Erzen äußert sich diese Beanspruchung in Kataklase und Deformation; Rekristallisation ist untergeordnet, Relikte primärer Strukturen sind nicht selten.

2. Diesen gegenüber stehen die Lagerstätten, die eine alpine Epidislokationsmetamorphose erlitten, welche am Inhalt der Vorkommen sowie am Nebengestein (Gneise und Triasquarzit) Kataklase und Deformation, begleitet und gefolgt von Um- und Rekristallisation (letztere insbesondere auf Taspin und Ursera) zur Folge hatte. Die alpine Umarbeitung dieser Lagerstätten ist gleichmäßiger als die der Gruppe 1, Relikte primärer Strukturen sind demzufolge seltener.

Die Vorkommen der zweiten Gruppe werden als epidislokationsmetamorph bezeichnet, während die Veränderungen an denjenigen der ersten Gruppe diese Bezeichnung nicht rechtfertigen. Die durch die Gebirgsbewegungen verursachten Veränderungen an den verschiedenen Mineralien werden zusammengestellt und die Unterschiede in der Ausbildung von Mineralien, die in beiden Gruppen auftreten, betrachtet, u. a. werden Druckzwillinge an derbem Baryt beschrieben.

Das Alter der Lagerstätten läßt sich nicht genau bestimmen; es können nur relativ weit begrenzte Zeiträume angegeben werden, in denen die Bildung vor sich gegangen sein muß. Es wird versucht darzutun, daß während des zwischen den Hauptphasen der herzynischen und der alpinen Gebirgsbildung liegenden Zeitraumes die Möglichkeit zur Bildung von Erzlagerstätten gegeben war, und daß an sich die Möglichkeit besteht, die Erzlagerstätten zwei verschiedenen magmatischen Zyklen, einem paläozoischen und einem mesozoischen zuzuordnen. Die Zuordnung der Lagerstätten zu diesen Zyklen ist jedoch, da es sich meist um telemagmatische Absätze handelt, unsicher. Als Anhaltspunkte für die Zuordnung konnten benachbarte Lage und relatives Alter, bzw. die Beziehungen zur Tektonik, benützt werden. Den Kieslagerstätten im Silvrettakristallin wird paläozoisches Alter zugeschrieben, für alle übrigen Vorkommen mesozoisches bis tertiäres Alter postuliert, bei Zugehörigkeit zur Differentiation des ophiolitischen Stammagmas im weitesten Sinne. Die Mittelbündner Fe- und Mn-Lagerstätten wurden in die Schlußbetrachtung einbezogen.

An einigen Beispielen wird schließlich gezeigt, daß die beschriebenen Vorkommen keine neuen Typen darstellen, sondern daß unter den zahlreichen Lagerstätten der Alpen solche von ähnlicher Ausbildung zu finden sind; zuweilen geht die Ähnlichkeit sehr weit. Es zeigt sich, daß in den ostalpinen Decken Graubündens noch Erzlagerstätten von typisch ostalpinem Habitus zu finden sind, während den Westalpen dieser Vererzungstypus fehlt. Die westlichsten Vertreter des ostalpinen Typus sind noch nahe dem westlichen Erosionsrand der ostalpinen Decken in Graubünden zu finden.

Literaturverzeichnis zum I. Teil.

(Geologie und Vererzung.)

1. *Bauer M.:* Über den Schwerspat von Perkins'Mill, Templeton, Canada. Beitr. z. Min. VII. Reihe, N. J. f. Min. usw., 1891, Bd. 1.
2. *Bearth P.:* Die Diabasgänge der Silvretta. Schweiz. Min. u. Petr. Mitt., Bd. XII, H. 1, 1932.
3. — Geologie und Petrographie der Keschgruppe. Schweiz. Min. u. Petr. Mitt., Bd. XII, H. 2, 1932.
4. *Brauchli R.:* Geologie der Lenzerhorngruppe. Beitr. z. geol. Karte d. Schweiz, N. F. 49, II. Abt., 1921.
5. *Büeler-de Florin H.:* Schweizer Erzbergbau. Frankfurt a. M., 1906.
6. *Cadisch J.:* Zur Geologie alpiner Thermal- und Sauerquellen. Jahresber. d. Naturf. Ges. Graubündens, N. F. 66, 1927/28.
7. — , *Leupold W., Eugster H., Brauchli R.:* Geologische Untersuchungen in Mittelbünden (Vorl. Mitt.). Vierteljahrsschr. d. Naturf. Ges. Zürich, LXIV, 1919.
8. *Campell U.:* Zwei Bücher rhätischer Geschichte, i. Auszug deutsch. bearb. v. C. v. Mohr, Chur 1851.
9. *Clar E.:* Über die Blei-Zinklagerstätte St. Veit bei Imst (Nordtirol). Jahrb. d. Geol. Bundesanst. Wien, Bd. 79, 1929.
10. *Cornelius H. P.:* Zur Altersbestimmung der Adamello- und Bergellerintrusion. Sitzungsber. d. Akad. d. Wissenschaften Wien, Abt. I, Bd. 137, H. 8, 1928.
11. *Du Bois J.:* Les gisements de mispickel aurifères d'Astano (Tessin). Beitr. z. Geol. d. Schweiz, Geotech. Serie Lief. XVI, H. 2, 1931.
12. Die Eisen- und Manganerze der Schweiz. Beitr. z. Geol. d. Schweiz, Geotech. Serie, XIII. Lief, Bd. 1, 1923.
13. *Eugster H.:* Geologie der Ducangruppe. Beitr. z. geol. Karte d. Schweiz, N. F. 49, Abt. 3, 1923.
14. *Escher F.:* Petrographische Untersuchungen in den Bergen zwischen Davos und Piz Kesch. LX. Jahresber. d. Naturf. Ges. Graubündens.
15. *Fackert H. W.:* Beiträge zur Mikrographie des natürlichen und des künstlichen Bleiglanzes. Diss Freiburg i. Br. 1929.
16. *Frebold G.:* Über die kinetische Metamorphose der Erze. Mitt. d. Abt. f. Gesteins- usw. Unters., Heft 5, Preuß. Geol. Landesanst. Berlin 1928.
17. *Frei F.:* Geologie der östlichen Bergünerstöcke. Beitr. z. geol. Karte d. Schweiz, N. F. 49, 6. Abt., 1925.
18. *Friedlaender C.:* Erzvorkommnisse des Bündner Oberlandes und ihre Begleitgesteine. Beitr. z. Geol. d. Schweiz, Geotech. Serie, XVI. Lief., H. 1, 1930.
19. *Geotechnische Kommission der S. N. G.:* Kurze Berichte über verschiedene Erzvorkommen von C. Schmidt, R. Helbling u. a. (Manuskripte) um 1905.
20. *Granigg B. u. Koritschoner J. H.:* Die geologischen Verhältnisse des Bergbaugebietes von Mieß in Kärnten. Z. f. prakt. Geol., 22. Jahrg., Heft 4/5, 1914.
21. *Gümbel W. v.:* Geologisches aus dem Engadin. Jahresber. d. Naturf. Ges. Graubündens, N. F. XXXI, Jahrg. 1886/87.
22. *Hammer W.:* Die Erzführung des Verruccano in Westtirol. Verh. d. Geol. Staatsanst. Wien, 1920.
23. — Über einige Erzvorkommen im Umkreis der Bündnerschiefer des Oberinntales. Z. d. Ferdinandeums, III. Folge, 59. Heft, 1915.
24. — Beiträge zur Geologie der Sesvennagruppe. Verh. d. k. k. Geol. Reichsanstalt, Nr. 4, 1912.
25. *Hartmann Ad.:* Die Entstehung der Mineralquellen Tarasp-Schuls usw. Vierteljahrsschr. d. Naturf. Ges. Zürich, 72, 1927.
26. *Heim Alb.:* Geologie der Hochalpen zwischen Reuß und Rhein. Beitr. z. geol. Karte d. Schweiz, Nr. 25, 1891.
27. *Hintze C.:* Handbuch der Mineralogie. Berlin u. Leipzig 1930.
28. *Huttenlocher H.:* Metallogenese und Metallprovinzen der Alpen. Metall und Erz, N. F. XIV. Jahrg., H. 22, 1926.
29. — Beiträge zur Charakteristik der westalpinen Metallisation. Schweiz. Min. u. Petr. Mitt., Bd. VII, H. 1, 1927.
30. — Die Blei-Zinklagerstätten von Goppenstein (Wallis). Beitr. z. Geol. d. Schweiz, Geotech. Serie, Lief. XVI, H. 2, 1931.
31. — Zur Kenntnis verschiedener Erzgänge aus dem Penninikum und ihrer Metamorphose. Schweiz. Min. u. Petr. Mitt., Bd. V, H. 1, 1924.
32. *Kenngott A.:* Die Minerale der Schweiz. Leipzig 1866.
33. *Kündig E.:* Selektive Metamorphose. Schweiz. Min. u. Petr. Mitt., Bd. VI, H. 2, 1926.
34. *Lenicque H.:* Gisements de cuivre gris argentifère d'Ursera. Paris 1884 (Kant. Bibl. Graubünden Chur).
35. *Leupold W.:* Der Gebirgsbau des unteren Landwassertales in Mittelbünden. Jahrb. d. phil. Fak. II. d. Univ. Bern, Bd. 2, 1922.
36. *Lindgren W.:* Mineral Deposits. New York 1928.
37. *Meyer H.:* Geologische Untersuchungen am Nordostrande des Surettamassives im südlichen Graubünden, Diss. Freiburg i. Br. 1909.
38. *Michel H.:* Die goldführenden Erze des Siglitz-Pochhardt-Erzwiesen-Gangzuges in den hohen Tauern. Tschermaks Mitt., Bd. 38, 1925.

39. *Müller J.:* Genesis und Wirtschaftlichkeit ostalpiner Erzvorkommen. Montanist. Rundschau, Jahrg. 12, Nr. 8.
40. *Niggli P.:* Versuch einer natürlichen Klassifikation der im weiteren Sinne magmatischen Erzlagerstätten. Abh. z. prakt. Geol. u. Bergwirtschaftslehre, Bd. 1. Halle a. d. S. 1925.
41. — Erzlagerstätten, magmatische Aktivität und Großtektonik. Z. f. prakt. Geol., 36, 1928, S. 159—164, 185—191.
42. *Nußberger G.:* Über die Entstehung Bündnerischer Mineralwässer. Jahresber. d. Naturf. Ges. Graubündens, N. F. Bd. 42, 1898/99.
43. — Zur Kenntnis der Entstehung von Säuerlingen im Bündnerschiefergebiet. Jahresber. d. Naturf. Ges. Graubündens, N. F. Bd. 66, 1927/28.
44. *Ott E.:* Geologie der westlichen Bergünerstöcke. Beitr. z. geol. Karte d. Schweiz, N. F. 49, V. Abt., 1925.
45. *Petraschek M.:* Metallogenetische Zonen in den Ostalpen. Comptes rendus XIVe Congrès Géologique International Madrid 1926.
46. *Quervain F. de:* Die Erzlagerstätten am Parpaner Rothorn. Beitr. z. Geol. d. Schweiz, Geotech. Serie, Lief. XVI, H. 2, 1931.
47. *Ramdohr P.:* Über den Mineralbestand und die Strukturen der Erze des Rammelsberges. N. J. f. Min. usw., Beil. Bd. LVII, Abt. A, 1928.
48. *Rüetschi G.:* Zur Kenntnis des Rofnagesteins. Eclog. geol. helv., Bd. 8, 1902.
49. *Salis-Marschlins C. U. v.:* Über den Bergbau in Bünden. Der neue Sammler oder gemeinnütziges Archiv f. Bünden, Jahrg. 1806, Chur.
50. *Schiller W.:* Geologische Untersuchungen im östlichen Unterengadin. I. Lischannagruppe. 1904.
51. *Schmidt C.:* Karte der Fundorte von mineralischen Rohstoffen in der Schweiz. Geotech. Komm. d. Schweiz. Naturf. Ges. 1917.
52. *Schneiderhöhn H. und Ramdohr P.:* Lehrbuch der Erzmikroskopie. Berlin 1931.
53. *Selb:* Reise nach Graubünden und den dortigen Bergwerken von Reichenau in den Jahren 1810 u. 1811.
54. *Spaenhauer F.:* Petrographie und Geologie der Grialetsch-Vadret-Sursura-Gruppe. Schweiz. Min. u. Petr. Mitt., Bd. 12, H. 1, 1932.
55. *Spitz A. u. Dyhrenfurth G.:* Monographie der Engadinerdolomiten. Beitr. z. geol. Karte d. Schweiz, N. F. 44, 1915.
56. *Sprecher J. A. v.:* Geschichte der Republik der drei Bünde im 18. Jahrhundert, Kulturgeschichte, Bd. II, Chur 1874.
57. *Staub R.:* Tektonische Studien im östlichen Berninagebirge. Vierteljahrsschr. d. Naturf. Ges. Zürich, Jahrgang 61, 1916.
58. — Über Faciesverteilung und Orogenese in den südöstlichen Schweizeralpen. Beitr. z. geol. Karte d. Schweiz, N. F. 46, Abt. III, 1917.
59. — Geologische Beobachtungen am Bergellermassiv. Vierteljahrsschr. d. Naturf. Ges. Zürich, Jahrgang 63, 1918.
60. — Der Bau der Alpen. Beitr. z. geol. Karte d. Schweiz, N. F. 52, 1924.
61. *Stöhr E.:* Die Kupfererze an der Mürtschenalp und der auf ihnen geführte Bergbau. Zürich 1865.
62. *Streckeisen A.:* Geologie und Petrographie der Flüelagruppe. Zürich 1928.
63. *Tarnuzzer C., Nußberger G. et Lorenz P.:* Notice sur quelques gisements métallifères du Canton des Grisons. Chur 1900.
64. *Theobald G.:* Geologische Beschreibung der nordöstlichen Gebirge von Graubünden. Beitr. z. geol. Karte d. Schweiz, 2. Lief., 1863.
65. — Die südöstlichen Gebirge von Graubünden und dem angrenzenden Veltlin. Beitr. z. geol. Karte d. Schweiz, 3. Lief., 1866.
66. *Tornquist A.:* Die Blei-Zinkerzlagerstätte von Bleiberg-Kreuth in Kärnten. Wien 1927.
67. — Die Vererzung der Zink-Bleierzlagerstätte von Raibl. Jahrb. d. Geol. Bundesanst. Wien, 81. Bd. 1931.
68. — Neue Untersuchungen ostalpiner Erzlagerstätten. Metall und Erz, Heft 20, 1932.
69. *Tscharner:* Bericht über den Bergbau am Silberberg in der Bündtnischen Landschaft Davos. Bern 1809.
70. *Uglow W. L.:* Gneissic Galena ore from the Slocan District, British Columbia. Econ. Geol.. XII, 1917.
71. *Waldschmidt W. A.:* Deformation in Ores, Cœur d'Alene District, Idaho, Econ. Geol., XX, 1925.
72. *Wernicke F.:* Die primären Erzmineralien der Deutsch-Bleischarley-Grube bei Beuthen (O. S). Arch. f. Lagerstättenforschung, H. 53, 1931.
73. — Die primäre Erzverteilung auf den Erzlagerstätten und ihre geologischen Ursachen. Halle a. d. Saale 1933.
74. *Wilhelm O.:* Die Eisen-Mangan-Erzlagerstätten im unteren Aversertal (Val Ferrera) Graubünden. Z. f. prakt. Geol., 30. Jahrg., H. 12, 1922.
75. — Versuch einer neuen tektonischen Interpretation der Rofnagneise. Eclog. geol. helv., 5, 1922.
76. — Geologie der Landschaft Schams (Graubünden) Beitr. z. geol. Karte d. Schweiz, N. F. 64, 1932.
77. *Zyndel F.:* Über den Gebirgsbau Mittelbündens. Beitr. z. geol. Karte d. Schweiz, N. F. 41, I. Abt., 1912.

Nachtrag:

78. *Huttenlocher H. F.:* Die Erzlagerstättenzonen der Westalpen. Schweiz. Min. u. Petr. Mitt., Bd. 14, H. 1, 1934.
79. *Wenk Ed.:* Beiträge zur Petrographie und Geologie des Silvrettakristallins. Schweiz. Min. u. Petr. Mitt., Bd. 14, H. 1, 1934.

II. Teil

Bergbau und Geschichte.

A. Übersicht der Quellen.

Eine erste Übersicht der ältern Geschichte des Bündner Bergbaus wurde durch C. U. v. Salis-Marschlins im Jahre 1806 gegeben (**5**)[1]; P. Plattner (**4**) behandelt die Geschichte bis ins 19. Jahrhundert. Weitere Beiträge lieferten Friedr. v. Salis (**6**), Chr. Brügger (**1**), Chr. Walkmeister (**11**), H. Eugster (**13**, Lit.-Verz. I. Teil) u. a. Alle diese Veröffentlichungen wurden für die folgenden Ausführungen benutzt. Außerdem suchte ich deren Angaben durch Material, das noch unbearbeitet in der Kantonsbibliothek Graubünden in Chur (abgekürzt K. B.), in den Archiven der Landschaften (L. A.) und Gemeinden (G. A.) sowie in Privatbesitz sich befindet und hauptsächlich das 19. Jahrhundert betrifft, soweit als möglich zu ergänzen. Nähere Quellenangaben wurden nur für diejenigen Schriftstücke angeführt, die meines Wissens noch nicht näher bekannt sind; für andere Angaben, besonders was die älteste Geschichte betrifft, sei auf die oben angeführte Literatur verwiesen.

[1] Sofern nichts anderes vermerkt, beziehen sich die Zahlen auf das Literaturverzeichnis des II. Teils.

B. Landschaft Schams.

I. Die Geschichte von Taspin und Ursera.

Da in den meisten Urkunden die beiden Vorkommen als „die Bergwerke der Landschaft Schams" bezeichnet und nicht näher unterschieden werden, läßt sich deren Geschichte nicht getrennt behandeln.

Im Schams reicht die geschichtliche Kenntnis des Bergbaus weniger weit zurück als in Mittelbünden oder Scarl. Noch beim Verkauf der Landschaft durch Graf Jörg von Werdenberg an Bischof Leonhard von Chur im Jahre 1456 werden im Vertrag verschiedene Regalien und Hoheitsrechte aufgezählt, ohne daß die Bergwerke Erwähnung finden. Auch Campell kennt sie nicht (2).

Im L. A. Schams in Zillis und in den G. A. Sufers und Andeer liegen einige Akten aus der ältern Zeit des Bergbaus. Am 5. August 1605 (G. A. Sufers) erteilt die Nachbarschaft Sufers dem Jakob Holzhalb, Rat der Stadt Zürich und Altlandvogt im Sarganserland, das Recht, alle in ihren Alpen und Allmeinden sich vorfindenden „Erze, die Stahl, Eisen, Kupfer, Blei oder andere Metalle enthalten, Kristalle allein ausgenommen", zu graben. Auch im Schwarzwald sind Schürfungen gestattet. Der Zins beträgt 48 fl.[1] Churer Währung jährlich. Außerdem müssen der Nachbarschaft auf Wunsch 30 Zentner Eisen, der Zentner um ½ fl. billiger als er an Fremde verkauft wird, abgegeben werden.

Am 29. August 1609 beanspruchen die übrigen Gemeinden des Rheinwald gleiches Recht in bezug auf die Verleihung des Schürfrechtes wie Sufers, und sämtliche Gemeinden, nicht wie früher Sufers allein, vereinbaren mit Holzhalb einen neuen Zins von 50 rheinischen Gulden.

Ursera ist in diesen Verträgen nicht genannt, J. J. Scheuchzer erwähnt jedoch in einer oft zitierten Stelle (7, S. 359), die sich nur auf Ursera beziehen kann, daß zu Beginn des 17. Jahrhunderts im Schams, oberhalb Andeer, durch Holzhalb und Nüscheler von Zürich Silber abgebaut worden sei. Alle vierzehn Tage sei ein Stück Silber gegossen worden „so schwer, daß der stärkste Mann genug daran zu tragen hatte"; die Unkosten wurden aus dem nebenbei gewonnenen Blei und Kupfer bestritten. Auf Grund von Scheuchzers Mitteilung dürften die erwähnten Verträge als erste Urkunden über den Bergbau auf Ursera betrachtet werden. Die oft erwähnte Familie der Vertemati Franchi von Plurs, die in Mittelbünden zu Beginn des 17. Jahrhunderts Bergbau trieb, soll im Schams sieben Gruben besessen haben; urkundlich ist darüber nichts bekannt, wahrscheinlich handelt es sich hier um die Eisenlagerstätten von Ferrera.

Am 16. Juni 1611 übergibt die Landschaft Schams dem Vicario Thoma v. Schauenstein, Ritter, beider Rechte Doctor, Herr zu Haldenstein, das alleinige Ausbeutungsrecht auf Erze innerhalb ihres Gebietes für einen jährlichen Zins von 100 fl.; Eisen-, „Stahl- und Kristallerze" sind vom Vertrag ausgenommen (L. A. Zillis).

Am 20. September 1613 wird zwischen den eben genannten Partnern ein „Erläuterungsvertrag" abgeschlossen. Gegen ein Geschenk von 1200 Gulden, die in Raten zu 400 Gulden auf Martini 1614, 1615 und 1616 zu bezahlen sind und welche die Gemeinde für Gottesdienst und Schule verwenden wird, wird die Belehnung des Herrn zu Haldenstein mit den Bergwerken auf ewige Zeiten ausgedehnt. 1612 oder 1613 schloß Thomas v. Schauenstein einen Vertrag mit Vikar v. Salis und den Vertemati, die in Mittelbünden Bergbau trieben, wonach er seine gewaschenen Erze aus dem Schams nach Filisur in die Schmelze (vgl. S. 106) liefern konnte. Diese Erzfuhren wurden in den Jahren 1614 bis 1616 ausgeführt (1).

Einzelne Vorkommen werden in diesen Verträgen nicht genannt. Nach F. v. Sprecher (Pallas Rhaetica) waren es Silber-, Kupfer- und Bleiminen, die der Herr zu Haldenstein im Schams bearbeiten

[1] Florin (Gulden), Münzart.

ließ. Nach Lehmann (Die Republik Graubünden) soll der genannte Unternehmer das Münzrecht besessen und zwischen 1611 und 1623, was mit den Daten der Verträge übereinstimmt, das im Schams gewonnene Silber zu Münzzwecken verwendet haben. Da im Schams für die Gewinnung dieses Metalls nur Ursera und Taspin in Frage kommen, muß Thomas v. Schauenstein diese beiden Vorkommen bearbeitet haben. Nähere Angaben über die Bergbautätigkeit des Herrn zu Haldenstein fehlen.

Am 17. Januar 1623 bürgerte sich (G. A. Andeer) Altbürgermeister und Münzherr Christoff Erber aus Haal (Hall?) in der Grafschaft Tirol, der das „Schamser Silberbergwerk" übernommen hatte, in der Landschaft ein, um „desto lustiger, friedsamer und rürwiger allhie residieren zu können".

C. U. v. Salis-Marschlins (**5**) zitiert mehrmals eine Bergrelation (d. i. ein Bericht), die im Jahre 1683 von einem Tiroler Bergmeister verschiedenen Herren in Bünden über den damaligen Zustand der Bergwerke des Landes abgestattet wurde. Sie gibt Auskunft über die Ausbeutungs- und Verhüttungsverhältnisse verschiedener Vorkommen.

Danach waren zu jener Zeit in den Zilliser Bleigruben an die 30 große und kleine Zechen (Abbaue) vorhanden. 1682 ist dort noch gearbeitet worden. Die Bergrelation führt auch eine „alte Silbergrube, genannt hoch am Gebirg", „in einem harten grünen und mit weißbleichem Schiefer vermischten Kalkgebirg" an, mit welcher nur Ursera gemeint sein kann. In Andeer soll nach der Relation eine dem Joh. Fries von Chur gehörige Schmelzhütte gestanden sein. Nach C. U. v. Salis ist die Schmelzhütte möglicherweise bei der ersten Brücke der Splügenstraße (von Andeer her) in der Rofna gestanden. Eine Bezeichnung „Ciampin", die in der Bergrelation auf ein Erzvorkommen im Schams angewendet wird, ist heute nirgends mehr bekannt; vielleicht handelt es sich um Taspin.

Im Archiv Andeer liegt ein Revers eines Doctors Philipp Konrad Heidegger vom 2. August 1695, welcher der Landschaft Schams erklärt, daß er durch „Separationsvertrag" mit einem Junker Johann Caspar Haab die Mineralien zu Filisur, Schmitten, Alvaneu, Davos und Schams in alleinigen Besitz nehme und die Landschaft schadlos halten werde gegenüber allfälligen Ansprüchen des J. C. Haab. Im selben Archiv liegen verschiedene unbedeutendere Schriftstücke über die Bergwerke aus den Jahren 1613 bis 1747 (untergeordnete Verträge, Entwürfe zu solchen, Inventare über die zu einer nicht genannten Grube gehörigen Werkzeuge). Diese Angaben deuten an, daß man sich zu jener Zeit um die Erze im Schams kümmerte; ob wirklich wieder Bergbau getrieben wurde, läßt sich nicht sicher bestätigen.

Nach C. U. v. Salis-Marschlins (**5**) versuchte zu Beginn des 18. Jahrhunderts eine Gesellschaft die Silbergrube ob Andeer wieder zu bebauen; näheres ist über dieses Unternehmen nicht bekannt. Andere Nachrichten aus diesem Jahrhundert fehlen.

Die am 9. Juli 1805 gegründete Bergbaugesellschaft von Tiefencastel (**4**), die hauptsächlich Gruben im Bündner Oberland betrieb, beschloß am 7. Februar 1807, die Bleigruben auf Taspin zu belegen. In der Folge wurde dort gearbeitet. Der Mißerfolg hier und andernorts zwang aber die Gesellschaft, sich schon 1817 wieder aufzulösen.

Im Archiv Andeer liegt der Konzessionsvertrag einer „Bergbaugesellschaft zu Ursera, Despin (Taspin) und Stalla" mit der Landschaft Schams vom 2. April 1819. Die Gesellschaft, welche 250 Aktien ausgab, hatte das Recht, auf alle Mineralien, ausgenommen Eisen, Bergbau zu treiben. Nach dem Wortlaut einer dieser Aktien (ausgestellt am 1. Mai 1817 in Andeer)[1] nannte sich die Unternehmung „Silber-, Kupfer-, Blei-Bergbau- und Schmelzgesellschaft zu Tamins". Zur Bearbeitung waren die Gruben Ursera, Despin und Stalla in Aussicht genommen, die Verhüttung ging in Tamins vor sich.

Nach V. de Baglione (s. u.) hat diese Gesellschaft 1818 bis 1824 auf Taspin gearbeitet. (Bericht der Val Sassam Mines Comp., Chur 1864, K. B.). Über deren Erfolg ist nichts bekannt.

1866 beginnt eine englische Gesellschaft, die Val Sassam Mines Company Ltd. (VSM), mit 60 000 £ Kapital in Taspin und hauptsächlich in Ursera zu arbeiten. Den Konzessionsvertrag dieser Gesellschaft mit der Landschaft konnte ich nirgends finden, es sind aber folgende Mitteilungen darüber vorhanden: Ein Zirkular des Kreisrates, datiert von Außerferrera, 17. Januar 1876, stellt fest, daß ein Bergwerks-Vertrag mit einem Vinasque de Baglione vom 27. April 1862 wegen Nichteinhaltung der Zahlungen im Dezember 1874 erloschen sei. In Chur (K. B.: Bi 4,27) liegen verschiedene Tätigkeits-

[1] Im Besitz von Herrn H. Simonett, Zillis.

berichte der englischen Gesellschaft aus den Jahren 1864 bis 1872, aus denen u. a. hervorgeht, daß ein de Baglione den Konzessionsvertrag der Gesellschaft mit der Landschaft abschloß. Die Übereinstimmung des Namens des Kontrahenten läßt die Annahme zu, daß es sich bei dem durch den Kreisrat erwähnten Vertrag um die am 27. April 1862 erteilte Konzession dieser Gesellschaft, welche nach den erwähnten Berichten Schams, Ferrera, Suretta und Sufers umfaßte, handelt. Im Tätigkeitsbericht der Gesellschaft von 1864 sprechen sich mehrere Experten sehr günstig über die zu erwartende Ausbeute in Ursera und Taspin aus. 1872 wurde die Gesellschaft jedoch liquidiert. In der Folge werden noch mehrere Konzessionsverträge mit der Landschaft abgeschlossen. Am 10. März 1876 erwirbt Baglione die Konzession aufs neue (G. A. Andeer) und tritt sie am 7. Juli 1878 an F. Daneri, Genua, ab. (Kaufprot., G. A. Zillis.) Aus dem Jahre 1884 stammt ein ausführlicher Bericht über Ursera von Ing. Lenicque. Danach soll von 1879 bis 1882 ein gewisser Allard dort gearbeitet haben, urkundlich ist darüber nichts bekannt. Der Bericht erwähnt auch eine Konzession, die das ganze Schams und das Val Ferrera umfaßt, die Konzessionäre werden aber nirgends, auch nicht in Verträgen, genannt. Am 2. Dezember 1917 wird eine Konzession für die Ausbeutung von Ursera an Ing. Markwalder erteilt, die letzte wurde am 20. Dezember 1929 vergeben.

Die seit 1872 erteilten Konzessionen liefen alle ab, ohne daß wieder ein Abbau auf Ursera oder Taspin eingesetzt hätte.

II. Der Bergbau in Taspin.

a) Die Grubenbauten.

Die heute auf Taspin erkennbaren Abbaue (S. 15 ff., Fig. 3) haben ihre Form wohl zur Hauptsache durch die Arbeiten der Bergbaugesellschaft von Tiefencastel und die VSM erhalten, ältere Arbeiten lassen sich nicht mehr unterscheiden. Die Abbaue lassen sich ohne weiteres mit den von Selb aus dem Jahre 1811 beschriebenen (8) identifizieren, waren also schon damals vorhanden. Wie aus der Beschreibung der Abbaue (S. 15 ff.) hervorgeht, sind eine Menge Tagbaue und wenige Stollen vorhanden, die aber nirgends reichere Erzmittel aufschließen. Nach Selb wurden in Taspin im Jahre 1810 217 Zentner Bleischliche (gepochtes, gewaschenes Erz), welche in Reichenau verhüttet wurden, erzeugt.

Die VSM, deren Arbeiten durch einen Thomas Rickard geleitet wurden, erstellte eine Poche, baute neue und verlängerte alte Stollen. Alle Bauten hatten Namen, der Stollen am Bach (Vork. 3 a) hieß z. B. Sopra torrente, andere Namen sind Gallery San Giovanni, Gallery Gottlieb, Cinque Inglesi, Filon du Sucre, Filon du Chocolat, die Angaben der Berichte lassen aber nicht erkennen, welche Abbaue mit diesen Namen gemeint sind. Die Arbeit konnte in den Gruben jeweils erst im Juni aufgenommen und nur während fünf Monaten fortgeführt werden. In den Jahresberichten sind folgende Zahlen über die Ausbeute angegeben:

Jahr	Roherz (ungepocht)	Roherz (gepocht)	Gewaschenes Erz	Kosten
1866	700 t	—	—	29 000 Fr.
1867	1900 t (gesamter Abbau 2600 m³)	1680 t	44,5 t	40 000 Fr.

38 t Pochgut ergaben somit bloß 1 t gewaschenes Erz.

Im Jahresbericht von 1867 wird die Erzführung als unbefriedigend und sehr variabel bezeichnet. Bei dem angeführten Verhältnis von Ausbeute und Unkosten ist es klar, daß sich der Bergbau nicht lange halten konnte. Über den Gehalt der Erze von Taspin sind folgende Angaben vorhanden:

1. Rechnet man die Angaben von Selb (8) um, wonach in einem Zentner (Zentner = 100 Pfund = 50 kg) gewaschenen Erzes 37 Pfund Blei (18,5 kg) und 5 Lot Silber (rund 73 g) vorhanden sind, so ergibt dies etwa 37 % Pb und 1,5 ‰ Ag im angereicherten Erz.

2. Val Sassam Mines Comp. 1864 (K. B. Chur: Bi 4,27). 10 Analysen von nicht weiter verarbeitetem Roherz ergaben 15,0—55,0 % Pb, im Mittel 35,4 % und 0,62—4,80 ‰ Ag, im Mittel 1,87 ‰.

3. Nussberger (**63**, Lit.-Verz. Teil I) bestimmte in ausgewählten Stücken von Roherz (3 Analysen) 18,15—45,9 % Pb, im Mittel 31,4 %, und 1,50—2,11 ‰ Ag, im Mittel 1,80 ‰[1].

b) Die Bauten über Tag.

Bei Abbau 3[2] liegen auf dem E-Ufer des Taspiner Baches verschiedene Ruinen, welche von einem Poch- und Waschwerk mit fünf Pochstempeln und vier Stoßherden (Wascheinrichtungen) und einer Knappenhütte herrühren, die durch die Bergbaugesellschaft von Tiefencastel errichtet wurden. Auf Plaun Tischatscha besaß dieselbe Gesellschaft ein weiteres Pochwerk mit zehn Stempeln und vier Stoßherden, ein Knappenhaus und eine Schmiede. Neben diesen Ruinen liegen noch Haufen von Quarz- und Barytsand. Auch die VSM baute laut ihren Berichten um 1866 auf Taspin ein Pochwerk, das sich, da ähnliche Ruinen an andern Orten fehlen, nur auf Plaun Tischatscha befunden haben kann. Die VSM führte das Roherz mittels eines Drahtseils zur Poche hinunter.

c) Abbauwürdigkeit.

Das Vorkommen ist heute nicht mehr abbauwürdig. Wie die vorhandenen Aufschlüsse zeigen, ist der Erzgehalt viel zu gering, um als Grundlage für einen modernen Betrieb zu dienen. Zudem hat die Zersplitterung des Vorkommens in viele kleine Gänge eine sehr lockere Verteilung der Erze zur Folge, die durch die Einflüsse der alpinen Metamorphose noch verstärkt wurde.

III. Der Bergbau in Ursera.

a) Die Grubenbauten.

Die Stollenbauten und Schürfungen wurden schon bei der Beschreibung der Grube erwähnt (S. 31 u. ff., Fig. 7—12). Nach der Bergrelation von 1683 (vgl. S. 100) waren schon damals mehrere Stollen vorhanden. Im Römer- und im Rebassostollen sind an den Wänden deutlich die Spuren von Schlägel und Eisen vorhanden, die zeigen, daß die Stollen wenigstens z. T. ohne Anwendung von Sprengstoff durch Schrämarbeit erstellt wurden. Das geht auch aus den Mitteilungen Scheuchzers hervor, wonach der Abbau noch zu Beginn des 17. Jahrhunderts durch Feuersetzen bewerkstelligt wurde. Ein Teil der Stollen ist also sehr alt. Selb (**8**) fand bei seinem Besuche (1810) verschiedene Stollen vor, u. a. war schon damals am Felskopf P. 1560 ein Stollen vorhanden (Fig. 8).

Die Berichte der VSM führen Stollenbezeichnungen, wie Calcina, Romana, Sopracalcina, Taylor, Delpozzo, aber ohne genaue Lagenbezeichnung, an. Lenicque schreibt auf seinem Grundriß den Stollen folgende Namen zu (die Zahlen geben unsere Bezeichnung): Metacalcina (1), Cantina (2), Rebasso (3), Calcina (4), Sta. Anna (5), Bethlehem (6) und Römerstollen (7) (vgl. Fig. 7—12). Die Arbeiten der VSM bestanden in der Hauptsache in der Fortführung alter Bauten; dabei wurde verschiedentlich Erz angefahren, das aber nie lange aushielt. An Neuanlagen stammen aus dieser Zeit wohl nur die Schürfungen auf Traversa.

Von den Grubeneinrichtungen sind gegenwärtig nur noch in einzelnen Stollen hölzerne Schienen einer Rollbahn, in Stollen 6 außerdem Reste eines „Hundes“ und eine Füllvorrichtung für die letztern vorhanden.

---

[1] Der Wert eines Teils der angeführten Analysen wird dadurch beeinträchtigt, daß die Art der Probenahme und der Analyse nicht bekannt sind. Da jedoch die ältern Daten von den von Nussberger an ausgesuchten Stücken gefundenen nicht zu stark abweichen, hat man hier offenbar in allen Fällen den Gehalt ausgesuchter Stufen oder angereicherten Erzes an Pb und Ag vor sich.

[2] Vgl. I. Teil, S. 17.

b) Die Bauten über Tag.

Bei den Gruben stehen die Ruinen zweier Häuser, die wohl zur Hauptsache als Unterkunft für die Arbeiter dienten; der Zeitpunkt ihrer Erstellung ist nicht bekannt. Von hier führte ein horizontaler Weg gegen E bis an den Rand des Absturzes zum Val Ferrera, wo sich das obere Ende einer Seilschwebebahn befand, die dem Transport der Erze zum Pochwerk hinunter diente. Wann die Gebäude der „Schmelze", bei P. 1241 im Val Ferrera, deren Ruinen noch sichtbar sind (Fig. 30), erbaut wurden und wer sie betrieb, ist nicht bekannt. Laut einem Berichte der englischen Gesellschaft vom Jahre 1864 hat sie zu jener Zeit schon bestanden. Haufen von Eisenerzen neben dem Schmelzgebäude zeigen, daß hier auch Eisenerze aus dem Val Ferrera verarbeitet wurden. Der Plan der englischen Gesellschaft, in Zillis eine Wasche für die Erze von Taspin und Ursera zu errichten, kam nicht zur Ausführung.

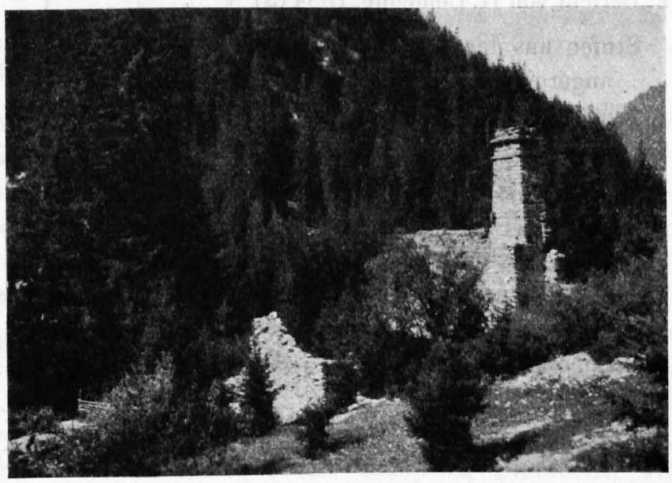


Fig. 30. Ruine der Schmelzhütte im Val Ferrera bei P. 1241. (Spez.-Karte Nr. 114A) von SE.

Die Suferser Schmelze am Ausgang des Val Suretta hat mit Ursera nichts zu tun. Ein Vertrag im Archiv Sufers zeigt, daß eine Gesellschaft Staffoni, Bordiga & Cie. am 25. November 1816 von der Landschaft Rheinwald die Konzession zur Ausbeutung der Eisenerze in der Landschaft und zur Errichtung der notwendigen Gebäude erhielt. Auch zeigt die Art umherliegender Schlacken, daß die Schmelze zur Verhüttung von Eisenerzen diente. Diese stammten aus dem Surettatal (Fig. 29), z. T. möglicherweise aus dem Val Ferrera.

c) Die Verarbeitung der Erze.

Die Erze von Ursera wurden durch die VSM bei der Schmelze gepocht und gewaschen. Eine Schwierigkeit entstand dadurch, daß das Fahlerz beim Pochen in sehr feine Partikel zerfiel, die beim Waschen und auf dem Transport zu Verlusten führten.

Die angereicherten Erze wurden zur Verhüttung nach Swansea (Wales) gebracht, in Ferrera wurde zu dieser Zeit nichts geschmolzen.

Über die Produktion von Ursera unter der Val Sassam Mines Comp. sind folgende Zahlen bekannt (Jahresberichte):

Jahr	Gewaschenes Erz	Kosten	Betriebsdauer
1866	17,5 t	27 000 Fr.	?
1867	56 t	64 000 Fr.	30. September 1866 bis 30. September 1867

Über die Zahl der in Ursera und Taspin beschäftigten Arbeiter lassen die Berichte nichts verlauten.

d) Analysen von Urseraerzen.

	Cu %	Ag ‰
1. Bericht der VSM, 1864 (K.B. Chur)		
Roherz	8,7	2,60
	5,5	5,18
2. Bericht von H. Lenicque, 1884 (3)		
Stufen aus dem Haufwerk, unangereichert	1,0	0,35
	3,3	0,94
Anal. Prof. M. Millot, Grignon	1,25	0,49
	0,65	0,28

	Cu %	Ag ‰
3. Anal. v. Prof. G. Nussberger (63, Lit.-Verz. Teil I)		
Ausgesuchtes Handstück . .	3,4	1,22
4. Bericht v. J. Markwalder, 1920 (Geot. K. d. S. N. G.)		
Proben von Roherz	2,3	2,00
	4,1	1,93
5. Anal. durch Abt. f. Chemie a. d. E. T. H.		
Reines Fahlerz		14,6

Die Zusammenstellung gibt die in verschiedenen Berichten angeführten Analysen wieder. Es ist bei deren Beurteilung zu berücksichtigen, daß die Bestimmungen an ausgesuchten Handstücken vorgenommen wurden und die gewonnenen Werte daher wohl zu hoch sind. Unter 5 ist der Ag-Gehalt von reinem Fahlerz angeführt, das ich aus einer Stufe des Naturhistorischen Museums in Chur gewann.

e) Abbauwürdigkeit.

Für Ursera kommt ein Abbau ebensowenig mehr in Frage wie für Taspin, denn auch hier ist der Erzgehalt zu gering und der Charakter der Erze für eine Ausbeutung zu ungünstig. Wie auf Seite 37 angegeben wurde, reicht der größte Teil des Vorkommens in nur geringe Tiefe. Eine Erstreckung in größere Tiefen kann höchstens am Hauptkeil erwartet werden. Wenn auch hier noch einige unerschlossene Erznester vorhanden wären, so könnten sie bei der schon von der VSM unangenehm empfundenen Absätzigkeit des Vorkommens, der engen Verwachsung der Erze mit Quarz und der geringen Mächtigkeit des Lagers keine Grundlage für einen neuen Betrieb mehr bilden.

Die günstige Beurteilung des Vorkommens durch Lenicque und Markwalder beruht auf viel zu optimistischen Voraussetzungen, u. a. auf der Annahme, daß alle „Gänge“ in größere Tiefen hinuntersetzen.

C. Mittelbünden.

I. Silberberg.

a) Geschichte.

1477 ging die Landschaft Davos aus dem Besitz von Gaudenz von Mätsch an Herzog Sigismund von Österreich über; u. a. „mit allen besuchten und unbesuchten Bergwerken ob und unter der Erde". Wahrscheinlich gehörte auch der Silberberg zu den damals schon bekannten Erzvorkommen. Österreich besaß in seinen Gebieten in Graubünden das Bergregal. Um die Verleihung der Erzvorkommen an die Unternehmer zu regeln, wurde in Davos ein Bergrichter eingesetzt. Der erste aus dem Jahre 1513 urkundlich bekannte ist Ulrich Agten. Von den spätern Inhabern dieses Amtes sei nur der 1588 ernannte Christian Gadmer erwähnt, aus dessen Amtsperiode ein ausführliches Verzeichnis aller damals bekannten Gruben im Zehngerichtenbund (zu welchem Davos gehörte), dem Grauen Bund und dem Oberhalbstein, sowie ein die Jahre 1589 bis 1603 betreffender Teil eines Tagebuches, in welchem über die Verleihung der Gruben Buch geführt wurde, erhalten geblieben sind (1). Gadmers Verzeichnis, das aus dem Jahre 1588 stammt, zählt 17 Gruben am Silberberg (oder Praunpenz, Brombenz, wie diese Gegend auch genannt wird) auf, nämlich:

1. Inn Prunpentzenen Rüfenen, der alt Stollen am landtwasser bym bach ussen: St. Lucia.
2. Hie Innen beym Egg, auch am landtwasser: Zum hohen Kreutz.
3. Mitten in den Rüffenen: ad St. Trinitatem.
4. Die Schacht oben uff der Clufft: Zur Gottesgab.
5. Wasserpaw: Maximilian und Ferdinand (Tiefer Stollen? vgl. S. 109).
6. Von dannen bim bach uf ein alte ysen gruob: St. Matthias.

7—12. Von der wassergruoben den alten schachten nach hinauff: St. Jos, St. Daniel, Fuxloch, St. Geörgen, Paulsgruob underm Weg, St. Helena und

13. Die New Innfahrt ob dem Weg: St. Johann.
14. Der angefangen Stollen underm Weg im Wald unnen: St. Lorenz.
15. Im Schwabenthobl by der großen Clufft im Khol; St. Barthlome.
16. By der Stuben: St. Nicolaus.
17. Zu Nechst herinnen ob dem Weg, Beim Silbergbach (Silberbergbach?): St. Chilian.

Die Bemerkungen „am landtwasser" bei den Gruben 1 und 2 zeigen, daß es sich hier kaum um Arbeiten am Blei-Zink-Vorkommen handeln kann. Ob alle andern der angeführten Gruben auf letzteres angelegt wurden, läßt sich nicht sicher entscheiden, da die Art des ausgebeuteten Erzes nirgends angeführt ist. Die Gruben 5—17 gehören jedoch ziemlich sicher dem eigentlichen Silberberg an, denn nimmt man an, daß Gadmers Nr. 5, Wasserpaw (Wasserbau), mit dem Tiefen Stollen identisch ist, so lassen sich von da ausgehend in verschiedenen, unter 7—17 angeführten Bauten alte Stollen am Silberberg erkennen (Fig. 14 u. Taf. III). Mit dem bei den Gruben 11 und 13 usw. angeführten „Weg" ist wahrscheinlich der Weg Monstein—Jennisberg gemeint, da sich zu dessen beiden Seiten die obersten alten Abbaue des Silberberges befinden.

Daß die Gruben zur Zeit Gadmers in Betrieb waren, geht aus dessen Tagebuch hervor, laut welchem von 1589 bis 1602 verschiedene Gruben im Silberberg verliehen wurden. Campell (2), dessen Werk zwischen 1570 und 1580 entstand, bemerkt, daß zu seiner Zeit von den Silbergruben Graubündens nur Scarl und Davos noch fortgeführt worden seien. Diese Angabe kann auf kein anderes Vorkommen als auf den Silberberg, der bei ungenauer Kenntnis seines Inhaltes so bezeichnet wurde, bezogen werden.

An dieser Stelle muß versucht werden, die hohe Zahl von 93 Gruben, die Gadmers Verzeichnis kennt und die in keinem Verhältnis zur Zahl der heute aus seinem ehemaligen Verwaltungsgebiet bekannten Erzvorkommen steht, zu erklären. Da die Zahl der letztern nur ein Drittel bis ein Viertel der von Gadmer genannten beträgt, wird der Eindruck erweckt, als ob eine große Anzahl von Lagerstätten verloren gegangen sei. Bei einigen ist dies zweifellos der Fall (vgl. Einleitung), dann ist aber zu berücksichtigen, daß durch Gadmer nicht die Lagerstätten als solche, sondern die Zahl der auf ihnen angelegten Gruben gezählt wurden, weiterhin, daß „Grube" nicht unbedingt eine Erzfundstelle bezeichnen muß; bei der damaligen geringen Kenntnis der Erzlagerstätten (die Gruben wurden meist von Bauern als Nebenbeschäftigung betrieben) oder auch infolge Aberglaubens wurden zweifellos Abbaue an Stellen, wo vielleicht etwas Pyrit oder Limonit ein Vorkommen vortäuschte, oder auch an ganz tauben Stellen angelegt. Daß nicht alle Gruben fündig waren, bezeugen verschiedene alte Stollen im tauben Gestein; so zeigte mir Herr Juon (Davos) einen 50 m langen, gegen SE in völlig tauben Serizitschiefer vorgetriebenen Stollen, der sich 1590 m ü. d. M. bei Badro nahe Spina befindet (im dichten Gestrüpp oberhalb der Stelle, wo der Weg Spina—Höfli gegen letzteres hin ins Gefälle tritt, Spez.-Karte 94D). Das enge Profil sowie die Spuren von Schrämarbeit zeigen, daß der Stollen vor der Anwendung von Sprengstoff im Bergbau (welche meines Wissens zu Beginn des 17. Jahrhunderts einsetzte) erstellt wurde.

Brauchli (**4**, S. 106, Lit.-Verz. Teil I) erwähnt einen Stollen in völlig taubem Gestein westlich Propissi ob Brienz, der möglicherweise eine der Gruben St. Paulus (65) oder Sta. Maria (66) des Verzeichnisses Gadmers darstellt.

Berücksichtigt man die angeführten Gesichtspunkte, so erkennt man, daß die hohe Zahl der Gruben auch ohne die Annahme, daß viele der damals bekannten Vorkommen im Laufe der Zeit verloren gegangen seien, erklärt werden kann. Sicher ist aber, daß zur Zeit Gadmers eine sehr intensive Durchforschung des Gebietes stattgefunden hat, die einzige der gegenwärtig bekannten Mittelbündner Lagerstätten, die er nicht anführt, ist Bärenbühl.

Seit Beginn des 17. Jahrhunderts ist folgendes über den Bergbau am Silberberg bekannt:

1605 bildete sich eine Gewerkschaft unter Vikar Johann von Salis, Peter Wägerich, Münzmeister in Chur, und Hans Empl zur Ausbeutung der Erzlagerstätten in Bünden; sie zerfiel jedoch bald infolge des Todes des zweitgenannten. Eine neue Gesellschaft, bestehend aus v. Salis, den beiden Plursern Nicolo und Octavio Vertema-Franchi und Agostino Losio, die am 24. Juni 1607 in Plurs gegründet wurde, bebaute u. a. Silberberg und Bleiberg. Im Mai, Juni und November 1618 kam laut Rechnungen usw. von Vikar v. Salis (**1**) Erz vom Silberberg nach Filisur, wo sich die Schmelze befand, ein Beweis, daß die Gesellschaft den Silberberg bearbeitete. Durch den Tod der Vertemati beim Bergsturz von Plurs, 1618, zerfiel die Gewerkschaft und von 1619 an wurde in Filisur nicht mehr gearbeitet (K.B. Chur: B 1893, B 1896). 1665 unternahmen Fluri Fries von Chur, 1693 Dr. Philipp Heidegger von Zürich, derselbe der im Schams Erzverträge abschloß, Versuche, die Bergwerke von Filisur zu betreiben, jedoch ohne Erfolg (**1**).

Scheuchzer erwähnt 1706 (**7**, S. 367): „Auf Davos ist vor alter Zeit eine mächtige Arbeit geschehen und der Berg 400 Klafter tief ausgehauen, dergleichen sich in Bünden nirgends zeigt." Zu dieser Zeit hat demnach der Bergbau am Silberberg (die Bemerkung Scheuchzers über die Ausdehnung zeigt, daß es sich um keinen andern Bergbau handeln kann) der Vergangenheit angehört. Im 18. Jahrhundert ruhte der Betrieb im Silberberg.

Aus den Angaben Fr. v. Salis (**6**) und Schriften aus dem L.A. Davos ergibt sich folgendes Bild der jüngern Geschichte des Silberberges: 1805 gründete Landammann J. Ulr. v. Sprecher von Jenins eine Gesellschaft von 128 Kuxen (Anteilen) zur Ausbeutung des Vorkommens, die „Davoser Gewerkschaft". Am 12./24. März 1807 erwarben Bunds-Landammann Jakob v. Ott von Grüsch, Statthalter Joh. Hitz von Klosters und Simeon Büsch von Malans, als Bevollmächtigte der Gesellschaft, von der Landschaft Davos die Konzession zur Ausbeutung aller in der Landschaft vorkommenden Erze und „Fossilien" (L.A. Davos und K.B. Chur: B 2102). Die Gewerkschaft rief in den Jahren 1807 bis 1811 Bergbau und Hüttenbetrieb ins Leben und begann 1811 mit der Ausbeutung des Vorkommens. Technischer Leiter des Bergbaues war Bergmeister Georg Landthaler, der seine Ausbildung in Freiberg i. S. genossen hatte und von welchem verschiedene Berichte und Pläne über das Bergwerk stammen.

Über die Schwierigkeiten, mit denen in finanzieller Hinsicht im Silberberg zu kämpfen war, gibt die Einleitung zu einem Bericht über die Arbeiten derselben Gesellschaft in den Jahren 1811 bis 1821 in Scarl Auskunft (K.B. Chur: B 1953). (Der schlechte Gang der Arbeiten am Silberberg hatte die Gewerkschaft bewogen, eine Aufnahme des Betriebes in Scarl ins Auge zu fassen.) Der Bau der kostspieligen Einrichtungen für die Poche und die Schmelze im Silberberg und Schmelzboden verschlang größere Summen als beabsichtigt war. Zur Deckung der „fast schonungslosen Unkosten" mußten die Aktionäre fortwährend „Zubußen" entrichten. Dadurch wurde der Betrieb von Anfang an verteuert und war gegen „Wechselfälle" um so empfindlicher. Eine erste Enttäuschung bestand darin, daß der Silbergehalt des gewonnenen Bleis entgegen den Erwartungen so gering war, daß sich eine Ausbeute auf Silber nicht lohnte. Außerdem sanken die Bleipreise von 30 fl. auf 25 und 20 fl. Die Erzanbrüche im Bergwerk wurden immer schwächer, so daß bei der 200 Mann erfordernden Belegschaft niemals an einen Gewinn gedacht werden konnte. Die Gewerken (Mitglieder der Gesellschaft) sollten fortwährend aufzahlen, was vielen unter ihnen nicht mehr möglich war. „Das Werk arbeitete an seinem Untergang." Indessen gelang es doch, den Betrieb vorweg weiterzuführen. Durch eine verbesserte Zn-Gewinnung gelang es, die Ausbeute zu heben, doch das Fallen der Zinkpreise hob diesen Vorteil bald wieder auf. Die Gewerkschaft wurde nur gerettet, indem Verwalter Hitz im März 1818 den gesamten Betrieb am Silberberg für 4000 fl. pachtweise für vier Jahre übernahm. 1822 wurde der Vertrag auf zehn Jahre erneuert und der Zins auf 5000 fl. erhöht. Laut einem Bericht aus Scarl von 1823 waren in diesem Jahre alle bauwürdigen Erzmittel im Silberberg erschöpft und man mußte alle Hoffnungen, je wieder reichere Partien anzufahren, auf den Durchschlag des Andreasstollens (vgl. S. 109) setzen. In der Folge kam dieser Durchschlag zustande; ob dadurch die Lage des Unternehmens gebessert wurde, ist nicht bekannt. Nach dem geringen Umfang der Aufschlüsse, die dieser Stollen zeitigte, zu schließen, ist dies nicht wahrscheinlich.

Im Juli 1829 geriet Hitz in Konkurs, an seine Stelle traten im Silberberg die Gewerken Albertini und Abys. Der Grubenbetrieb wurde 1830 unterbrochen und die zu diesem Zeitpunkt aufgearbeiteten Erze noch bis 1833 verhüttet, nachher lag der Betrieb still. Im Dezember 1836 verkauften die Obgenannten den Silberberg und die Gruben über Schmitten (Bleiberg) über Mittelsleute an den „Bergwerksverein der östlichen Schweiz" für 5000 fl. Vertreter dieses Vereins und späterer Verwalter des Silberberges war J. Baumann. Während seiner Leitung wurde der Vertrag mit der Landschaft Davos abgeändert. Nach der alten Fassung waren 5 % vom Reingewinn der Landschaft abzugeben, da jedoch nie ein solcher vorhanden war, ging die Landschaft stets leer aus. Der neue Vertrag bestimmt, daß der Bergwerksverein eine einmalige Zahlung von 1000 fl. zu entrichten habe, dafür wird er statt nur Konzessionär, Eigentümer des Bergwerkes. Laut einem Kaufprotokoll des Grundbuchamtes Davos (Bd. III, S. 45) verkaufte am 1. März 1839 Josua Pollin von Zillis (Bevollmächtigter des Bergwerksvereins der östlichen Schweiz) das Zink-, Blei-Berg- und Hüttenwerk in Schmelzboden, Hoffnungsau, Silberberg in der Landschaft Davos mit Wohngebäude, Waldungen, Wiesen, Poche und Schmelze usw. an Xavier Dufreier, Ing., Paris, vertreten durch P. Pelissier, Metz, für 42 000 fl. Der Vertrag enthält ausführliche Verzeichnisse aller verkauften Gebäude, Rechte usw.

Nebst dem Bergwerk tritt Pollin einen am 22. März 1838 mit der Gemeinde Jennisberg abgeschlossenen „Mineralienkontrakt" an die Franzosen ab.

Am 14. Dezember 1839 verkaufte in Chur (G.B. Davos, Bd. III, S. 88) Dufreier, vertreten durch Pelissier, an Dr. med. Amédé Petitgand „das Blei- und Zinkbergwerk Silberberg, Hoffnungsau und Schmelzboden, ganz so wie er es von Josua Pollin gekauft hatte", für 61 000 fl. Bündner Valuta. In der kurzen Zeit, da Dufreier Besitzer war, hat kein Betrieb stattgefunden, dieser setzte erst nach dem erneuten Besitzwechsel ein. In der Folge verband sich Pelissier mit Petitgand zu einer Gesellschaft, schließlich war ersterer alleiniger Unternehmer. Die beiden erwarben am 6. September 1840 von Alvaneu und am 1. September 1841 von Wiesen das Recht zur Erzausbeutung auf dem Gebiet dieser Gemeinden; wahrscheinlich waren sie durch Mißerfolg am Silberberg gezwungen, nach neuen Ausbeutungsmöglichkeiten zu suchen. Nach Fr. v. Salis wurde in dieser letzten Bergbauperiode am Silberberg nicht rationell gewirtschaftet. 1847 hörte die Zn-, 1848 die Pb-Gewinnung auf, seither ruht jeder Betrieb (Einzelheiten über die Periode Pelissier vgl. **6**). Nach der Stillegung blieb das Werk in Händen von drei Pariser Herren, die einen ehemaligen Steiger als Wärter dort hielten. Über die letzten

Betriebsperioden zwischen 1805 und 1848 finden sich Verträge, Berichte, Rechnungsbücher usw. in der Kantonsbibliothek in Chur (B 2102) und in Privatbesitz in Davos.

Laut Kaufprotokollen (G.B. Davos) verkaufte am 15. Dezember 1861 in Chur C. F. A. Rouselle, Paris, Liquidator der Bergwerksgesellschaft zu Davos, „welche unter der Firma Pelissier & Co. (also der obengenannten Gesellschaft), am 8. Dezember 1842 gegründet und am 4. Dezember 1848 aufgelöst wurde", an Chr. Obrecht, Trimmis, all sein im Kt. Graubünden befindliches Eigentum, nämlich: alle Gebäulichkeiten usw. im Schmelzboden und alle Ausbeutungsrechte auf Blei und Zink in der Landschaft Davos, Silberberg, Sertig, in den Gemeinden Jennisberg und Schmitten, für 120000 Fr.

Seit Obrecht haben die Liegenschaften im Schmelzboden und der Silberbergwald mehrmals den Besitzer gewechselt. Da die Erze keine Bedeutung mehr hatten, wurden sie in den Verträgen nicht mehr ausdrücklich erwähnt. Als 1926 ein Vertrag mit ausländischen Interessenten für die Ausbeutung des Silberberges abgeschlossen werden sollte, machten verschiedene Parteien Anspruch auf den Besitz der Ausbeutungsrechte. Der Vertrag kam nicht zustande, so daß die Frage offen blieb, ob diese Rechte der Gemeinde oder Privaten, und welchen, gehören. Hier ist nicht der Ort, näher auf diese Frage einzutreten.

b) Die Grubenbauten.

Die älteste zeichnerische Darstellung des Silberberges (K. B. Chur) stammt vom Tiroler St. Greißler aus dem Jahre 1611. Es sind vier Stollen eingezeichnet, „so die Pauren auf den Gang in Pronpentz getrieben haben"; „und alle ihre Gebey (Bauten) die haben sy unperkmanischer weiß getrieben", wie der beigefügte Bericht sagt (1). Weiter sind zwei flache Risse (Projektion auf die Ebene des Ganges) des Bergwerkes, gezeichnet von Bergmeister Georg Landthaler, aus den Jahren 1816 und 1822 vorhanden. Aus der Periode Pelissier liegen ein flacher Riß mit Grundriß (Taf. III u. IV sind Kopien davon) und ein NS-Profil, Darstellungen der Bauten im Schwabentobel und des Rosaliastollens aus dem Jahre 1847, Pläne der Gebäude im Schmelzboden sowie eine Übersicht der ganzen Anlage vor (K.B. Chur: B 2102, K.A. 53, K A 98, K IV 60).

Am Silberberg sind von E nach W folgende Grubenbauten vorhanden (Taf. III u. IV u. Fig. 14):

1. Der Rosaliastollen, 1620 m ü. d. M., Länge 107 m, gegen S 50° E vorgetrieben, bei m 50 kurze Abzweigung gegen S, Ende des Stollens im steil S-fallenden, tauben Trochitendolomit; Schürfung im Ausbiß des Dolomits (oberhalb des Weges); angelegt durch die französische Gesellschaft.

2. Schwabentobel (Mine Louis-Philippe), 1620 m ü. d. M. Stollen durch die französische Gesellschaft gegen S 35° E, 35 m, senkrecht zum Streichen des Nebengesteins vorgetrieben, hinten nach NE und SW in den fast tauben Trochitendolomit auf etwa 15 m verhauen; 20 m über dem Stollen im Ausgehenden des vererzten Lagers alter Tagbau.

3. Sta. Anna, 1690 m ü. d. M., rund 250 m östlich des Thälitobels, in einer Waldschneise als überwachsene Pinge (eingestürzter Stollen) schwach erkennbar, alter Bau.

4. Hüttenstollen oder Oberer Neu-Hoffnungsstollen; wenig östlich des E-Randes des Thälitobels kreuzt der Weg nach Jennisberg eine flache, steil zum Thälitobel abfallende Rinne; 1645 m ü. d. M., hart östlich am Weg ist in dieser Rinne die schwach ausgeprägte Pinge von 4 erkennbar, nach dem Grubenriß senkrecht zur Bankung des T.D. 50 m vorgetrieben; wurde zu Beginn der Tätigkeit der Bündner Gesellschaft angelegt, um zu einem ältern Abbau zu gelangen und später aufgegeben. Durch die Franzosen wurde von 4 aus ein Abbau abgeteuft, der 1839 mit 5 durchschlägig wurde.

5. Neu-Hoffnungsstollen oder Unterer Neu-Hoffnungsstollen, Pinge unterhalb der Stelle, wo der Weg aus der genannten Rinne gegen E ausbiegt. 1620 m ü. d. M., verstürzt, senkrecht zum Streichen des T.D.; von den Alten angelegt, unvollendet; 1808 fortgesetzt. Länge 110 m. Man wähnte sich zu früh im erzführenden Dolomit, so daß der Stollen nördlich von diesem 110 m nach links und rechts verhauen wurde, wobei man natürlich kein Erz fand. Als man den Stollen senkrecht zur Bankung weiter vortrieb, wurde ein großer, alter Abbau angefahren.

Die folgenden Abbaue 6—10 setzen in dem am E-Hang des Thälitobels ausstreichenden Trochitendolomit auf und folgen diesem im Streichen gegen NE (Fig. 15).

6. Fundgrube, kleiner, alter Abbau, ein Teil der Zimmerung noch vorhanden.

7. Schafstollen, dicht unter 6, unbedeutend, alter Bau; in 6 und 7 wenig Erz.

8. Geißstollen, 60 m lang, nur Spuren von Erz, z. T. alt, es wurde kein Abbau unternommen.

9. Hilfsstollen, 1563 m ü. d. M., 350 m lang, am Eingang verstürzt, nach Grubenriß kein Abbau vorhanden.

10. Dalvazzer Stollen, 185 m lang, Mundloch begehbar, hinten Absturz in den Dalvazzer Schacht, im hintern (östlichen), nicht mehr gangbaren Teil der ausgedehnte Dalvazzer Firstenbau; zwischen 9 und 10 ein Tagbau, Galerie Guillaume; gegenüber von 10 am W-Ufer des Thälibaches ein kleines Schürfloch im tauben Trochitendolomit (T.D.).

11. Tiefer Stollen, mündet hart am E-Ufer des Baches unter der großen Schutthalde, 180 m lang, davon 100 m im Lager; wurde schon von den Alten schräg auf das Lager vorgetrieben; nur noch der Eingang begehbar. 1812 bis 1814 wurde dieser Stollen verlängert, der Firstenbau betrieben und ein Abbau abgeteuft. Die Arbeiten waren durch die starke Wasserführung sehr beeinträchtigt.

12. Andreasstollen, Mundloch am Thälibach, 260 m lang, Richtung S 35° E quer zum Streichen vorgetrieben. Auf der ganzen Länge des noch begehbaren Stollens war keine Zimmerung notwendig; starke Wasserführung. Der Stollen wurde 1813 begonnen und Ende 1824 mit dem abgeteuften Bau des Tiefen Stollens, für dessen Entwässerung er hauptsächlich gebaut worden war, durchschlägig. Kosten 12 000 fl. Vom Stollen aus ist das Lager 20 m gegen NE und 120 m gegen SW aufgefahren, aber nur wenig Erz angeschürft worden. Dieses wurde durch einen kleinen Firsten- und einen Tiefbau abgebaut.

Die Grubenrisse zeigen, daß außer den vom Tag her eingetriebenen Stollen im Berginnern verschiedene, aber nicht mehr zugängliche Abbaustrecken vorhanden sind. Dalvazzer und Andreasstollen sind durch den Dalvazzer Schacht verbunden. Der Firstenbau (Abbau von unten nach oben) war die übliche Abbauart. Die Grubenaufschlüsse erstrecken sich über eine seigere Höhe von 270 m. Durch einen großen Teil der Stollen wurde, wie das Fehlen von Abbaustellen in den Grubenrissen vermuten läßt, kein Erz aufgeschlossen.

Die beschriebenen Grubenanlagen entstanden zu verschiedenen Zeiten. Bergrichter Gadmers Mitteilungen weisen darauf hin, daß damals (um 1588) im Schwabentobel und am E-Hang des Thälitobels im Ausgehenden des Lagers gearbeitet wurde (s. o). Die Hauptarbeiten, die in der Fortführung eines Teils der alten Bauten und in der Neuanlage des Andreasstollens bestanden, wurden zwischen 1807 und 1836 ausgeführt. Durch die französische Gesellschaft wurde auf der N-Seite des Landwassertales, Monstein gegenüber, mit zwei Stollen geschürft (Galerie Agnes). Der eine, 10 m lange, ist noch vorhanden, er liegt NW vom „L" des Wortes Landwasser zwischen Schmelzboden und Ardüs im völlig tauben T.D. (Spez.-Karte 94 D), 1600 m ü. d. M.

Die Begehung des Andreasstollens gab[1] einen interessanten Einblick in die bergbaulichen Einrichtungen aus der letzten Betriebsperiode. Die Holzeinbauten waren überall, wo sie ständig vom herabtropfenden Wasser benetzt werden, noch gut erhalten. Der Stollen war z. T. noch mit einem auf niedrigen Böcken ruhenden und sorgfältig an die Ulmen angepaßten Bretterboden ausgelegt, unter dem das Wasser abzieht. In der Mitte des Bodens laufen mit einem Zwischenraum von wenigen Zentimeter zwei parallele Balken von zirka 10 cm Höhe. Auf diesen wurden die Hunde durch Knappen gezogen. Bolzen im Boden der Hunde, die in der Fuge zwischen den Balken liefen, bildeten die Führung. Der Andreasstollen diente zur Förderung des tauben Materials, das Erz gelangte durch den Dalvazzer Schacht zur Poche. Um aus dem Tiefbau des Andreasstollens das Wasser zu entfernen, war ein zur Zeit noch gut erhaltenes Wasserrad von 3,6 m Durchmesser notwendig, dessen Treibwasser durch den Dalvazzer Schacht zugeführt wurde.

Nach F. v. Salis waren schon um 1860 außer dem Andreas- nur noch der Tiefe- und der Neu-Hoffnungsstollen fahrbar.

c) Die Bauten über Tag.

Beim Dalvazzer Stollen steht die Ruine des Poch- und Waschwerkes, eine Seilbahn führte nördlich an der Galerie Guillaume vorbei zum 50 m höher, beim Hilfsstollen gelegenen Treibhaus (Ruine bei P. 1563, Fig. 15). Mittels eines Pferdegöppels wurde das Erz emporgezogen. Auf der künstlichen Terrasse zwischen dem E-Rand des Thälitobels und dem Weg nach Jennisberg stand ein Huthaus

[1] Sommer 1930.

(Unterkunft). Alle diese Gebäude wurden in den Jahren 1809 bis 1812 von der Bündner Gesellschaft errichtet. Vom Treibhaus führt der Grubenweg nach Schmelzboden, die Ruine bei P. 1559 soll von einem Wirtshaus herstammen. Im Schmelzboden, auch Hoffnungsau genannt, wurde durch die Bündner Gesellschaft, den Bergwerksverein der östlichen Schweiz sowie durch die Franzosen eine Menge Gebäude erstellt. In Fig. 14 sind die wichtigsten eingetragen. Heute steht nur noch das große, zwischen Bahn und Landstraße liegende Verwaltungsgebäude[1]. 1816 wurde ein großer Zinkofen in Klosters errichtet, um die Wälder in der Umgebung der Gruben zu schonen. Er blieb mit Unterbrechungen bis 1833 in Betrieb. 1821 wurde der Bau eines weitern Zinkofens in Bellaluna (südlich Filisur) beschlossen, denn derjenige in Klosters konnte jährlich nur 3—4000 Zentner Blende verarbeiten, was der Erzproduktion nicht entsprach. Der Ofen in Bellaluna blieb bis 1829 in Betrieb. In Chur bestand in Verbindung mit der Gewerkschaft ein Walzwerk, das die Metalle weiter verarbeitete.

d) Ausbeute.

Über die Produktion des Silberberges gibt F. v. Salis folgende Zahlen an: Von 1811 bis 1830 wurden 12 635 Zentner Blei gewonnen (1 Zentner = 50 kg), die größte Jahresproduktion weist 1822 mit 1 451 Zentner, die kleinste 1817 mit 73 Zentner auf. Das Blei war infolge des Zn-Gehaltes etwas spröde. 1822 wurden in Klosters täglich 4,5 Zentner ausgebracht. Vom März 1818 bis Oktober 1822 wurden über 18 000 Zentner Blende in die Zinkhütte in Klosters befördert. Das gewonnene reine Zink betrug ein Sechstel, höchstens ein Fünftel des Blendegewichts.

In der Betriebsperiode des Bergwerkvereins der östlichen Schweiz unter Verwalter Baumann wurden wöchentlich (wie lange, ist nicht angegeben) 540 Zentner Erz gepocht, die 10 Zentner Bleiglanz und 110 Zentner Blende ergaben. Im September 1837 wurden in 18 Tagen 57,5 Zentner Blei gewonnen. Silber wurde nie produziert. Die Ausbeute war so gering, daß sie nicht einmal die Kosten der Gewinnung abwarf.

Aus der Periode Pelissier, 1839 bis 1848, sind keine Ergebnisse bekannt. Die Ausbeutung ging weiter; während sie jedoch in den frühern Perioden systematisch und geordnet vorgenommen wurde, wodurch sich der Bergbau am Silberberg vorteilhaft von andern Bündner Bergwerken unterschied, setzte nun Raubbau ein. Im Schmelzboden wurde ein neuer Zinkofen gebaut.

Auf dem Grubenplan von 1847 (Taf. IV) ist die Ausdehnung des gesamten abgebauten Feldes der Gruben im Thälitobel graphisch dargestellt. Die Fläche beträgt zirka 7300 m², nimmt man eine mittlere Mächtigkeit des Lagers von 1,5 m an, was eher zu niedrig gegriffen ist, so ergibt sich ein abgebautes Volumen von zirka 11 000 m³ an Nebengestein und Erz.

e) Analysen.

Durchschnittsanalysen, die ein zuverlässiges Bild vom Verhältnis von Pb, Zn und Ag auf der Lagerstätte ergeben, sind nicht vorhanden. Anhaltspunkte ergeben sich aus den obenangeführten Zahlen. Vier Analysen, ausgeführt von G. Nussberger ([**63**], Lit.-Verz. Teil I), die einen Bleigehalt von 71—80, in einem Fall von 57 % angeben, vermitteln ein vollständig falsches Bild des Vorkommens, in welchem das Zink stark überwiegt[2]. Der Fehler ist darauf zurückzuführen, daß ausgelesene Stufen zur Analyse verwendet wurden. Nach einer durch die Abteilung für Chemie der E. T. H. Zürich ausgeführten Probe führt der reine Bleiglanz 0,2 ‰ Ag.

f) Abbauwürdigkeit.

Wie die Grubenpläne zeigen, lagen die jetzt abgebauten Erzmittel alle übereinander, während die gegen NE vorgetriebenen Stollen keine Abbaue mehr enthalten. Weitere Erzaufschlüsse sind deshalb am ehesten ungefähr in der Fallinie der Abbaue zu erwarten. Der Trochitendolomit, an den die Lagerstätte gebunden ist, kann höchstens bis an die Scherfläche hinunter reichen, durch welche

[1]) Herr T. Prader, Davos, hatte die Freundlichkeit, mir ein in seinem Besitz befindliches Gemälde aus dem Jahre 1839 zu zeigen, das die Bergwerksgebäude im Schmelzboden darstellt, und welches zeigt, daß damals der schmale Talboden ganz mit Bergwerksgebäuden überbaut war.

[2]) Diese Schrift (**63**) beurteilt die Erzvorkommen in Graubünden überhaupt viel zu günstig.

die Trias in der Tiefe diskordant durch Kristallin abgeschnitten wird. Nach Profilen, die mir Herr Dr. Leupold, Bern, im Manuskript freundlicherweise zur Verfügung stellte, ist die flachliegende Scherfläche im Gebiet des Silberberges etwa 500 m unter Landwasserniveau zu vermuten. Ob es längs des Weges der Erzlösung zwischen Scherfläche und Andreasstollen zu weitern Erzanreicherungen gekommen ist, kann nur durch Aufschlußarbeiten festgestellt werden.

Aus der Form des Vorkommens resultiert der Nachteil, daß man bei einigermaßen erheblichem Abbau infolge der geringen Mächtigkeit und der steilen Stellung des Lagers rasch in große Tiefe gelangen würde.

Ganz abgesehen von diesen bergbaulichen Schwierigkeiten, halte ich es, auch bei bessern wirtschaftlichen Verhältnissen als den gegenwärtigen, für unwahrscheinlich, daß der Silberberg noch eine Zukunft hat, denn die Verkehrslage ist zu ungünstig und die Erzbasis, trotzdem es sich um eines der größten Erzvorkommen Graubündens handelt, zu klein und unsicher.

II. Bleiberg.

a) Geschichte.

Die Gruben werden erstmals in Chr. Gadmers Verzeichnis, 1588 (1), angeführt (die Zahlen beziehen sich auf das Grubenverzeichnis): „Schmitterbleyberg, die oberst: zu unser Frauwen (67) die nechst darunder: St. Michel (68)“ und „Inn Ramutz zu oberst: zu unser Frauwen (54), Mitter: St. Lucas (55), Underst: St. Michel (56)“. Laut seinem Tagebuch wurden 1591 zwei Gruben auf Bleiberg an A. v. Salis verliehen. In einem Rechnungsbuch der Filisurer Schmelze, die der Gewerkschaft des Vik. Joh. v. Salis gehörte, steht unter dem 1. Oktober 1608: „Dem Hans Agta und sein Gspann (Gehilfe), die das Aerzt aus der Ramutz in den Pleiperg haben tragen, 25 Bl. (Geldsorte)“. Die Gruben wurden demnach zu dieser Zeit bearbeitet.

In einem Schiedspruch vom 30. Juni 1648 zwischen Schmitten und Alvaneu wegen Grenzstreitigkeiten, wird auch die „Erz- und Bleifuhr“ erwähnt (G. A. Schmitten). Diese Stelle darf jedenfalls auf den Bleiberg bezogen werden. Die Bergrelation von 1683 (5) kennt die Gruben von Ramutz und Bleiberg. Sie erwähnt auch eine „Stube“, die aber im Winter 1682 durch den Schnee zerstört worden sei. Zu jener Zeit wurde nicht gearbeitet. Die Erze sollen vor Beginn des 17. Jahrhunderts in einer Schmelze verhüttet worden sein, die nicht identisch war mit dem Eisenwerk Bellaluna zwischen Filisur und Bergün. Schon in der Territorialteilung vom 1. August 1480 zwischen Alvaneu, Schmitten und Wiesen (G. A. Alvaneu) wird eine Schmelzhütte in Schmitten erwähnt. Nach mündlicher Überlieferung stund die Schmelze am rechten Ufer des Landwassers, hart unterhalb des Viaduktes der Rhätischen Bahn. Aus der zweiten Hälfte des 17. und dem 18. Jahrhundert ist nichts Bestimmtes über die Gruben bekannt; vielleicht hat Heidegger von Zürich, der zu Beginn des 18. Jahrhunderts erfolglos die Bergwerke von Filisur wieder in Gang zu bringen versuchte, hier gearbeitet. Auch Scheuchzer berichtet, daß die Filisurer Bergwerke (er erwähnt Ag, Zn und Pb) zu seinen Lebzeiten (1672 bis 1733) wieder betrieben wurden. Über das 19. Jahrhundert geben Akten aus dem G. A. Schmitten Auskunft.

Am 28. Juli 1823 protestiert ein Joh. Michel Versell gegen die Ausweisung aus Schmitten, da er sich um das Bergwerk (vermutlich Bleiberg) bemüht habe. Worin diese „Bemühungen“ bestanden haben, ist nicht bekannt. Am 12. September 1824 übergibt Schmitten dem Franz Xav. Ströhle aus Lachen (Schwyz) das ausschließliche Recht, auf seinem Gebiete Mineralien aufzusuchen, zu bauen und zu benutzen für 55 fl. in den ersten 30 Jahren, 110 fl. für jedes folgende. In einem andern Schriftstück vom selben Tage ist auch die Konkursmasse einer ältern, nicht näher bezeichneten Bergbaugesellschaft genannt, die Ströhle übernimmt. Am 13. Oktober 1828 wird die Konzession an Schopfer, der im Bündner Oberland Bergbau trieb (vgl. [4]), erteilt. Am 11. Juli 1836 erwirbt der Bergwerksverein der östlichen Schweiz, der im selben Jahr im Silberberg zu arbeiten beginnt, das Recht, alle Erze auf Schmittener Boden, mit Ausnahme des Eisens, auszubeuten. 1839 ging das Bergwerk an Petitgand und Pelissier (vgl. S. 107) über. Dann verlautet mehrere Jahre nichts mehr über Bleiberg.

1868 erwirbt Viktor Häberlein von Goßau (St. Gallen) von Schmitten die Konzession für die Ausbeutung von Cu-, Pb-, Zn-, Fe- und Ag-Erzen. Am 2. April 1900 lösen die Elektrizitätsgesellschaft Alioth in Münchenstein (Basel) und Froté und Westermann in Zürich die Konzession zur Ausbeutung

sämtlicher Erzlager im Gebiet von Schmitten für 50 Jahre. Die selben Firmen planten den Bau eines großen Elektrizitätswerkes zur Ausnutzung der Wasserkraft der Albula. Wie eine Bemerkung Frotés in einem Vortrag (Schweiz. Wasserwirtschaft, III. Jahrg., 1910/II) vermuten läßt, hatte die Gesellschaft die elektrische Verhüttung der Erze im Auge. Noch 1909 wurde der Vertrag abgeändert und erneuert. Das Elektrizitätswerk kam jedoch nicht zur Ausführung und damit fiel auch die Aussicht auf die Bearbeitung der Erzvorkommen dahin. Von den vielen erwähnten Konzessionsnehmern des letzten Jahrhunderts trieben nur der Bergwerksverein der östlichen Schweiz sowie Petitgand & Pelissier einigen Abbau.

Nebenbei seien kurz die in den Verträgen verschiedentlich erwähnten Schmittener „Eisenerze" angeführt, auf die ich bei der Untersuchung des Bleiberges stieß. Laut einem weitern Vertrag (G. A. Schmitten) erwarb am 3. November 1831 auch C. Dautwitz, Bergwerksverwalter in Tinzen, die Bewilligung zur Ausbeute dieser Erze. Es handelt sich um zwei kleine Brauneisenanreicherungen im Alteindolomit, an denen Spuren eines einstigen Abbaues erkennbar sind. Die eine, von Brauchli angegebene Grube liegt am Schmittener Außerberg, 2200 m ü. d. M. (vgl. Spez.-Karte 94 C), die andere, auf die mich ein Schmittener aufmerksam machte, befindet sich nahe dem Bach auf der E-Seite des Schmittener Schaftobels, am Ende des Weges, der von Raclaunas über P. 2035 in das genannte Tobel führt, 2000 m ü. d. M. Ein in einer ausgehobenen Nische mündender ausgemauerter Graben, Brauneisenstücke und Reste einer Hütte lassen hier einen ehemaligen Abbau vermuten. Die Angabe in Gadmers Verzeichnis „Ob den Schmitten: St. Luci (69)" bezieht sich wohl auf eine dieser beiden Stellen.

b) Die Grubenbauten.

Die Bergrelation von 1683 nennt in Ramoz und Bleiberg zusammen zwölf kleine und große Zechen. Die jetzt eingestürzten Grubenbauten der französischen Gesellschaft bestanden im Bleiberg nach einer Planskizze von 1847 (Fig. 21 stellt eine Kopie dar) aus unregelmäßig verzweigten, bald enger, bald weiter werdenden Stollen und verschiedenen Schürflöchern. In Ramoz (Fig. 22) gedieh der Bergbau nicht über Schürflöcher hinaus. Die angeführte Bemerkung von Vik. v. Salis (S. 111) zeigt, daß die Erze zu jener Zeit in den Bleiberg getragen wurden. Durch den Bergbauverein und Pelissier wurden im ganzen drei Hütten errichtet (Fig. 21). Der Bergbauverein erstellte das schleifenförmige Sträßchen, einen schwachgeneigten Teil für die Bergfahrt und ein steiles Stück für den Abtransport der Erze (Spez.-Karte 94 C). Der „Erzboden" bei P. 1809 nördlich über Schmitten war nach der Überlieferung in älterer Zeit ein Stapelplatz für das Erz. Die Erze wurden im 19. Jahrhundert im Schmelzboden (Monstein) verhüttet. Der Transport verschlang jedoch fast den ganzen Erlös.

Heute schließen die geringe Ausdehnung und die ungünstige Lage des Vorkommens einen erfolgreichen Abbau aus.

III. Die übrigen Vorkommen in Mittelbünden.

Der Bärenbühl wird geschichtlich nie erwähnt.

Die Kupfervorkommen Surmin, Marienkrone und Schmelzboden werden in keinen Urkunden mit Namen angeführt. Sie gehören wahrscheinlich mit Bärenbühl zu den „Bergwerken um Filisur" verschiedener Autoren. Aus dem Tieftobel kennt Gadmer drei Gruben (Nr. 70 bis 72 seines Berichtes), auch die Bergrelation führt diese Vorkommen an. Daß diese Gruben alt sind, geht aus der Form der Stollen hervor. Besonders im zweitgenannten der im I. Teil (S. 60) angeführten Schürflöcher lassen sich in den winklig angelegten Bauten Spuren von Schrämarbeit erkennen, ein Zeichen für hohes Alter der Schürfungen.

Sertig. Gadmer zählt vier Gruben aus diesem Tal auf; vielleicht ist das Tällihorn-Vorkommen dabei. 1591 wurden laut seinem Tagebuch zwei Gruben in Sertig verliehen. Weiterhin ist das Vorkommen im Mittelalter nicht bekannt. Nach C. U. v. Salis (5) müssen im Sertig Kupfer-, Blei- und Eisenerze gewonnen worden sein, wann ist unbekannt. Noch vor dem Jahr 1762 sollen die Reste einer Schmelzhütte sichtbar gewesen sein. Petitgand und Pelissier ließen Schürfungen ausführen, eine Ausbeute hat nie stattgefunden.

Alle diese Vorkommen haben heute nur noch historisches Interesse.

D. Engadin.

I. Scarl.

a) Geschichte.

Über die erste Zeit des Bergbaus in Scarl sollen die folgenden Angaben genügen:

Zu Allerheiligen 1317 verlieh Herzog Heinrich von Kärnten, König zu Böhmen und Graf von Tirol dem Ritter Gebhard v. Guarda, den Söhnen Alberts v. Porta und Konrad und Friedrich v. Planta von Zuoz das Silberbergwerk in Scarl. Am 13. November 1356 bestätigt Markgraf Ludwig von Brandenburg, Graf zu Tirol, dem Ritter Ulrich v. Planta die Bergwerke. Sie werden weiterhin in der zweiten Hälfte des 15. Jahrhunderts mehrmals erwähnt im Zusammenhang mit Streitigkeiten zwischen den Bischöfen von Chur und den Grafen von Tirol wegen der Hoheitsrechte im Unterengadin und im Münstertal, welch letztere auch die Bergwerke betreffen. 1486 wurden diese Differenzen durch einen Vergleich, der die Bergwerke der Grafschaft Tirol zusprach, beigelegt. 1493 hatten die Schulser Anstände mit einem Bergrichter in Scarl. Zu Ende des 15. Jahrhunderts lebten die Streitigkeiten zwischen Chur und Tirol wegen der Rechte im Unterengadin wieder auf und führten 1499 zum Krieg. In dessen Verlauf sollen im gleichen Jahr 200 Knappen von Scarl, die auf österreichischer Seite standen, einen Überfall auf Schuls geplant haben. Die gewarnten Schulser schlugen sie jedoch am Eingang des Scarltals an einer Stelle, die heute noch „Knappentod" heißt und erbeuteten in Scarl angeblich für 18 000 Gulden Silber. Von 1506 an blieb das Bergwerk von Scarl bei Österreich. Am 16. Juni 1575 fanden in Innsbruck zwischen Österreich und Graubünden Verhandlungen statt, in welchen u. a. Streitigkeiten zwischen Schuls und Scarl, wie Ungehorsam der Schulser gegen den Bergrichter in Scarl usw., zur Sprache kamen. Aus dem Bericht über diese Verhandlungen geht u. a. hervor, daß im Winter der Verkehr mit Scarl vom Münstertal aus über den Scarlpaß und nicht von Schuls aus bewerkstelligt wurde. Seit drei Jahren könnten jedoch die Scarler den Paß im Winter „wegen Armut" nicht mehr offen halten, was auf die Ergiebigkeit des Bergbaus daselbst kein günstiges Licht wirft (4).

Campell (2) berichtet, daß zu seiner Zeit (sein Werk entstand zwischen 1570 und 1580) das Bergwerk, dessen Belegschaft zumeist aus Tirolern bestand, noch im Betrieb war. Vom 25. Juni 1602 datiert ein kurzer Bericht über Scarl, verfaßt vom Bergrichter Caspar J. v. Porta, wonach damals fünf Gruben vorhanden waren, eine davon im Val Sesvenna (K.B. Chur: B 483).

Die fortwährenden Anstände zwischen dem bündnerischen Schuls und dem österreichischen Scarl, in denen deutlich die Tendenz der Schulser, den Bergbau in Scarl zu verunmöglichen, zutage trat, waren Auswirkungen der politischen Spannung, die besonders seit dem Kriege von 1499 zwischen Graubünden und Österreich bestanden und die im 16. Jahrhundert durch die von der Reformation erzeugten Glaubensunterschiede noch verstärkt wurde (4).

Zu welchem Zeitpunkt der Betrieb in Scarl zum Erliegen kam, ist nicht sicher. F. v. Sprecher berichtet in der 1617 gedruckten „Pallas Rhaetica", daß Österreich dort noch einen Bergrichter halte, daß das Bergwerk aber stark in „Abgang" gekommen sei. Aus dem 17. und 18. Jahrhundert ist nichts über den Bergbau in Scarl bekannt. Erst zwischen 1820 und 1830 wurde das Vorkommen durch den Pächter des Silberberges, J. Hitz von Klosters, wieder bearbeitet. Aus der Zeit von 1811 bis 1828 sind eingehende Berichte vorhanden (K.B. Chur: B 1953), denen die folgenden Angaben über den Bergbau entnommen sind.

Infolge des schlechten Geschäftsganges im Silberberg kam die Davoser Gesellschaft 1811 auf den Gedanken, den Bergbau in Scarl wieder aufzunehmen. Verwalter Hitz schloß am 2. Oktober 1811 einen Vertrag mit der Gemeinde Schuls, der der Gesellschaft gegen einen Zins von 165 fl. die Ausbeute der Erze in Scarl auf 40 Jahre sicherte. Im März 1812 wurde das Vorkommen durch Hitz und Bergmeister Landthaler untersucht. 140 Zentner Erz von den alten Halden im Val del Poch wurden

in Fässern zur Untersuchung nach Davos geführt. Infolge der schlechten Lage der Gewerkschaft wurde aber nichts weiter unternommen. 1814 ging Landthaler zum zweitenmal nach Scarl und verfaßte über seinen Befund einen genauen Bericht (K.B. Chur: B 1953). Er schloß aus geschichtlichen Daten (angebliche Beute der Schulser von 18 000 fl. im Jahre 1499) und aus den günstigen Ergebnissen der Proben von 1812, daß das Vorkommen abbauwürdig sei. 1819 ließ Hitz endlich je einen alten Stollen auf Unter- und Obermadlain öffnen (Fig. 27). 1820 bis 1823 wurden diese Schürfarbeiten fortgesetzt. Wie im Silberberg, war man auch hier bestrebt, bevor man mit dem eigentlichen Hüttenbetrieb begann, genügend Erz aufzuschließen. Da jedoch die Ergiebigkeit des Silberberges bei Davos fortwährend nachließ, mußte man schon 1823 danach trachten, zum Ausgleich den Betrieb in Scarl möglichst bald produktiv zu gestalten. Viele Arbeiter, die im Silberberg keine Arbeit mehr fanden, zogen mit ihren Familien nach Scarl, so daß Hoffnungsau (Davos) immer mehr verödete. Anfänglich schien in Scarl genügend Erz vorhanden zu sein. Die 1824 in Scarl aufgenommene Verhüttung auf Blei und Silber machte anfänglich Schwierigkeiten; nach deren Behebung erreichte die Erzeugung 1825 ihren Höhepunkt. 1826 waren jedoch die vorhandenen Erzmittel abgebaut, ohne daß es in zahlreichen Versuchsbauten gelungen wäre, neue aufzuschließen. Man war gezwungen, alte Halden aufzubereiten; 1827 waren schon keine Gruben mehr in Betrieb. Ohne daß das Werk je mit Gewinn gearbeitet hätte, ließ die Ausbeute stark nach und Hitz geriet in Schulden. 1828 tauchte ein französischer Hüttenmann, Terraillon, auf, der nach einer Besichtigung von Scarl eine bessere Ausbeute für möglich hielt. Terraillon hatte scheinbar die Absicht, Hitz zu verdrängen, um die Bergwerke in seine Hand zu bekommen. Es gelang ihm, durch die Geldgeber Hitz' Einfluß auf den Bergbau an beiden Orten zu gewinnen. Da Hitz bisher noch nie mit Gewinn gearbeitet hatte, fiel es dem gewandten Terraillon, trotzdem seine Verhüttungsversuche keine bessern Resultate zeitigten als die Hitz', nicht schwer, das Vertrauen der von Hitz enttäuschten Geldgeber in letztern zu erschüttern. Hitz konnte in der Folge keine Kredite mehr bekommen. Hier brechen, 1828, die Scarler Berichte ab; nach F. v. Salis geriet Hitz 1829 in Konkurs. Über Terraillons weitere Unternehmungen ist nichts bekannt, es ist jedoch anzunehmen, daß das Werk 1828 endgültig stillgelegt wurde.

Der Bericht über Scarl kommt zum Schluß, daß der Mißerfolg des Hitzschen Unternehmens „mehr den beschränkten Mitteln, dem Mangel an örtlichen Erfahrungen und den ungünstigen Umständen" zuzuschreiben sei, als der Unbauwürdigkeit der Scarler Erzniederlage. Diese letzte Bemerkung, die im Widerspruch zu den Befunden der Quartalsberichte steht, wonach in allen Abbauen eine Verarmung festgestellt wurde, läßt sich aus der allgemeinen Tendenz der Berichte, die Ursache der Mißerfolge eher in menschlicher Unvollkommenheit als im Objekt zu suchen, erklären. Obschon auch Theobald bemerkt, „bei gutem Betrieb könnte noch Erz genug gewonnen werden", halte ich nach dem Studium der Vererzung und der Berichte doch dafür, daß die Absätzigkeit und starke Zertrümerung der Erze und die damit verbundene Schwierigkeit der Ausrichtung mit einen Grund für den Niedergang der Hitzschen Unternehmung darstellten. Hitz arbeitete ungeachtet zahlreicher Mißerfolge mit großer Ausdauer; diese konnte jedoch einen gewissen Mangel an Kenntnissen, der besonders im Hüttenwesen vorhanden zu sein schien, nicht aufheben. Dazu kamen die Schwierigkeiten der schlechten Verkehrslage und der ungünstigen Wegverhältnisse, denen zufolge man für die Beschaffung der Baumaterialien, mit Ausnahme des Eisens, ganz auf die Umgebung von Scarl angewiesen war. Dies bedingte, daß z. B. die aus Scarler Ton erbauten Schmelzöfen nicht die Qualität erreichten wie andernorts und demzufolge zu Verlusten führten. Trotz des schließlichen Mißerfolges ist diese Periode als ein ernst zu nehmender Bergbauversuch zu betrachten, der in diesem Tal, dessen Abgelegenheit vor 100 Jahren noch beträchtlich größer war als heute, die Entstehung einer selbständigen Bergkolonie zur Folge hatte.

Nach Walkmeister (**11**, S. 297), der aus Manuskripten eines Prof. Deicke schöpft, bildete sich 1856 eine „Gewerkschaft Sesvenna", die die Ausbeutung der Erzvorkommen am Piz Cornet zum Ziele hatte. (Es kann sich dabei nur um die Vorkommen II_2 [vgl. S. 72] handeln). Eine von Deicke aufgestellte, mutmaßliche Bilanz des Unternehmens beruht auf der nach Feldbeobachtungen völlig unhaltbaren Annahme, daß aus jenem Vorkommen jährlich je 1200 Zentner Blei und Zink gewonnen werden könnten, Dividende der Gewerkschaft 15 %! Nach Theobald scheiterte dieses Unternehmen an Administrationsschwierigkeiten und Prozessen.

Damit finden die Bergbauversuche in Scarl ihr Ende.

b) Die Grubenbauten.

Die heute noch erkennbaren Reste des Bergbaues wurden im I. Teil beschrieben (S. 69 u. 72).

Bergmeister Landthaler fand laut seinem Bericht 1814 folgende Gruben vor: „$^3/_8$ Stund von der Schäferhütte im Val Mingèr gegen Morgen am NW-Hang drei verfallene Stollen, daneben Reste einer Hütte und Schlacken einer Handschmiede“ (man erkennt darin unschwer das Vorkommen I_1), in Untermadlain zwei, in Obermadlain (Val del Poch) zwölf verstürzte Stollen. Da zwischen dem Beginn des 17. Jahrhunderts und dem Besuch Landthalers in Scarl kein Bergbau getrieben wurde, müssen diese Bauten vor dem Beginn dieser Stillstandsperiode angelegt worden sein. Die Lagerstätten östlich des Val Sesvenna kennt Landthaler nicht, weshalb die Stollen im Vorkommen I_3 ebenfalls sehr alt sein müssen, während die Schürflöcher im Vorkommen II_2 wahrscheinlich erst durch die Gewerkschaft Sesvenna um 1856 herum erstellt wurden.

Auf der S-Seite des Mot Madlain glaubte Landthaler mit dem „Attraktiv“ (Wünschelrute?) vier Gänge nachgewiesen zu haben, die sich aber, als Schürfungen angestellt wurden, z. T. als schwach vererzte Brauneisenvorkommen erwiesen, z. T. war an diesen Stellen überhaupt nichts zu finden.

In der Bergbauperiode Hitz wurden an den von Landthaler gefundenen Vorkommen Versuchsbauten unternommen. Ober- und Untermadlain wurden 1819 in Angriff genommen, 1825 die Stollen Obere- und Untere Biene, sowie Fridlis Ort neu angelegt. Die letztern beiden wurden, da unproduktiv, im selben Jahr wieder aufgegeben. Zum Abbau kam es nur in Unter- und Obermadlain und in der Obern Biene (Fig. 31).

Fig. 31. Scarl, alte Halden vor den Stollen an der S-Seite des Val del Poch. Mitte: Reste eines kleinen Pochwerkes.

In Untermadlain wurden zwei übereinanderliegende, alte Stollen wieder geöffnet. Der eine (Vork. II_1), der noch begehbar ist, durchfährt nur am Eingang etwas Erz, während der restliche, etwa 100 m gegen N vorgetriebene Teil im tauben Muschelkalk verläuft. Der zweite, nicht mehr auffindbare Stollen lag tiefer als der vorerwähnte und führte zu einem Abbau auf feinkörnigen Bleiglanz mit fein eingesprengtem Pyrit. In der Obern Biene wurde nur ein Stollen erstellt.

Sowohl in der Ausdehnung der Abbaue als in der Qualität der Erze treten die beiden Gruben hinter Obermadlain zurück.

Dort gelangte man durch Öffnen einiger alter Stollen (Johannesstollen, Zängerlis Revierstollen u. a.) in die alten Abbaue, die unter gleichzeitigem Vortreiben von Versuchsstollen weitergeführt wurden. Die Stollen waren bis 160 m lang. Das Nebengestein erwies sich z. T. als hart, z. T. durch tektonische Zerrüttung gelockert. Die unregelmäßige, nesterartige Verteilung der Erze verhinderte einen planmäßigen Abbau. Die Nester waren nicht umfangreich und bald abgebaut, neue zu finden war Glückssache. Oft wurden unter Hitz scheinbar reiche Mittel angefahren, es zeigte sich jedoch in vielen Fällen, daß sie durch die Alten von einer andern Seite her schon abgebaut worden waren. Theobald konnte die Gruben noch befahren und äußert sich (**64**, Lit.-Verz. Teil I, S. 319): „Die alten Grubenbaue bilden ein labyrinthisches Gewirr von Gängen, Gesenken, Stollenörtern, Weitungen usw., worin man sich schwer zurechtfindet. Es ist dies alles ohne System und Plan angelegt, man folgte dem Erz wo es sich eben fand, nach allen Richtungen hin, ein regelmäßiger Abbau fand nicht statt. Die alte Arbeit wurde bloß mit Schlegel und Eisen betrieben, die neuern Sprengarbeiten sind hiergegen unbedeutend. Bei gutem Betrieb könnte noch Erz genug gewonnen werden.“

Ein Fehler im Betrieb ist darin zu erblicken, daß Hitz, als sich überall ein Verarmen der Aufschlüsse bemerkbar machte, seine Mittel in vielen kleinen Schürfbauten an verschiedenen Orten zer-

splitterte, statt mit allen Kräften einen Stollen, z. B. vom Niveau des Baches im Val del Poch aus, unter die merkwürdigerweise alle auf gleicher Höhe liegenden Stollen von Obermadlain vorzutreiben.

c) Die Bauten über Tag.

Landthaler fand 1814 NW von Scarl, auf dem Schmelzboden, die Ruine zweier Schmelzöfen mit beträchtlichen Schlackenhalden, diese Gebäude müssen daher aus den alten Zeiten des Bergbaues herrühren. In Scarl soll eine dritte Schmelze gestanden haben. Das größte Haus in Scarl, das in der Bauart von den übrigen abweicht, wird heute noch als Knappenhaus bezeichnet und soll ebenfalls der ältern Zeit des Bergbaus entstammen. Ein wichtiges Merkmal des einstigen Hüttenbetriebes bildeten zur Zeit Landthalers Spuren einer Menge Kohlplätze (Meilerstätten), die sowohl im Scarltal selbst als in sämtlichen Nebentälern zu finden waren und deren Spuren z. T. heute noch sichtbar sind.

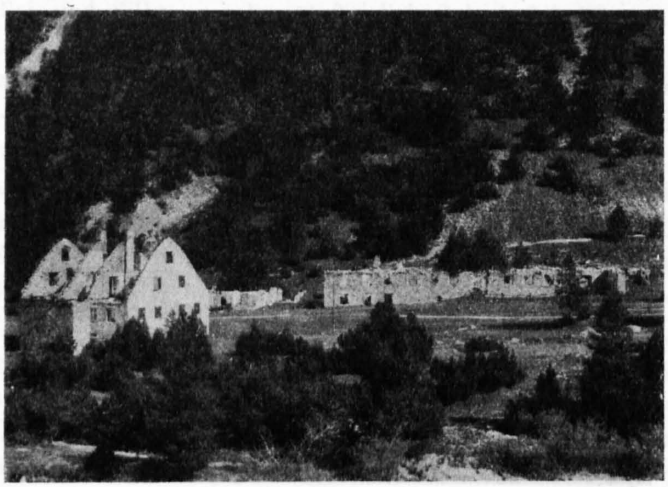


Fig. 32. Scarl, Schmelzboden, Ruinen der Hüttengebäude aus den Jahren 1822/23 von SW. Links vorne: Wohnhaus; rechts hinten: Poch- und Waschwerk mit an der NW-Seite angebauter Schmelzhütte für Flammofen; hinten links: Schmelzhütte für Schachtofen.

Unter Hitz wurden verschiedene Bauten ausgeführt, so 1822 die Straße von Untermadlain ins Val del Poch; für das letzte Teilstück wurde anfänglich der steile, von den Alten angelegte und jetzt noch benutzte Weg verwendet, 1823 folgte das Teilstück vom Pochwerk nach Untermadlain und im folgenden Jahr wurde das oberste steile, alte Stück der Straße durch ein neues, kehrenreiches Teilstück am W-Hang des Mot Madlain ersetzt, dessen überwachsene Anlage noch gut erkennbar ist (Fig. 27). Die Gesamtlänge der Straße betrug 3400 m. Zur Erleichterung der Holzzufuhr wurde auch ein Sträßchen in die Wälder von Val Mingèr erstellt.

Im Schmelzboden, 700 m nordwestlich von Scarl, sind die Ruinen von drei Gebäuden zu finden (Fig. 32). Die größte derselben, die nordöstlich des Weges hart am Talhang liegt, rührt von dem 1822 und 1823 erbauten Poch- und Waschwerk her. Das nötige Wasser, 0,4 m^3/sec, wurde in einem 300 m langen, teils in Mauerwerk, teils in Holz gefaßten Kanal zugeführt. Auf der schmalen NW-Seite des Gebäudes wurde 1823 eine Schmelzhütte mit einem Flammofen angebaut, daneben finden sich Schlackenhaufen. NW des Pochwerkes, ebenfalls zwischen Weg und Berglehne, steht die Ruine der 1823 erstellten Schmelzhütte, die einen Schachtofen enthielt. Das Gebäude westlich des Weges, dessen Mauerwerk noch vollständig erhalten ist, diente als Wohnhaus. Es wurde 1822 auf den Ruinen einer alten Schmelzhütte errichtet. Es enthielt Wohnungen für Schichtmeister und Angestellte sowie eine Probierstube. An Nebengebäuden sind ein Stall und eine Schmiede zu erwähnen. In Untermadlain stand ein Wohnhaus für Arbeiter. 1824 wurde in Obermadlain neben dem Mundloch des Johannesstollens eine Scheidehütte, deren Reste noch sichtbar sind, gebaut, nachdem diese Arbeit bis dahin unter freiem Himmel ausgeführt worden war.

In der ältesten Periode des Bergbaues (Mittelalter) muß, wenn „Val del Poch“ wirklich von „Poche“ hergeleitet werden darf, dort ein Pochwerk gestanden haben, da der Name schon vor dem 19. Jahrhundert gebraucht wird.

Endlich ist noch ein kleines Grubenhaus anzuführen, das Theobald in der W-Wand des Piz Cornet (östlich vom Wasserfall von Cornet) beobachten konnte und das in den fünfziger Jahren noch gebraucht wurde. Die Reste dieser Hütte sind bei Vorkommen II_2 noch sichtbar. Die Hütte sowie die Holzrinne und die Schürflöcher von Vorkommen II_2 müssen von der Gewerkschaft Sesvenna errichtet worden sein, da einerseits Hitz in dieser Gegend keinen Bergbau trieb und anderseits sich die Holzbauten aus der ältern Bergbauperiode (vor Beginn des 17. Jahrhunderts) bis in die Zeit Theobalds nicht so gut erhalten haben können.

d) Die Förderung und die Verarbeitung der Erze.

Die folgenden Ausführungen beziehen sich auf die Berichte aus den Jahren 1823 bis 1828 (K. B. Chur: B 1953).

Die Erze wurden durch Schrämen und Sprengen gewonnen. Die Förderung auf Obermadlain war anfänglich kostspielig, weil nur das dem Mundloch zunächstgelegene, gezimmerte Stollenstück von zirka 30 m Länge mit Hunden befahren werden konnte; im Berginnern mußte alles in Körben getragen werden, weil der Stollen mit einer Gesamtlänge von 120 m unregelmäßig auf- und abstieg und in Windungen verlief. Eine bequemere Förderstrecke wurde erst später gebaut. Das Verhältnis des Pochgutes zum tauben, auf der Scheidebank ausgelesenen Material betrug 1 : 1 bis 2 : 3. Im Winter wurde das Erz mit Handschlitten nach dem Schmelzboden befördert, im Sommer waren zweirädrige Handkarren sowie Fuhrwerke im Gebrauch. Im Frühling und im Herbst wurde die Förderung durch den schlechten Zustand der Straße zuweilen unterbrochen.

In der Poche wurde das Haufwerk durch einen Stempel, der 50 bis 60 Schläge in der Minute mit 18 Zoll Fallhöhe ausführte, zerkleinert und nachher auf den Stoßherden gewaschen. Poch- und Wascheinrichtung wurden durch Wasserräder bewegt.

Der bestgewaschene Bleiglanz wurde im Flammofen, der stärker mit Gangart verunreinigte im Schachtofen verhüttet und das gewonnene „Werkblei" auf dem Treibherd abgetrieben (oxydiert), um das Silber zu gewinnen. Im Reduktionsofen wurde aus der dabei entstandenen „Glätte" (Bleioxyd) das „Kaufblei" gewonnen. Aus dem reichsten Anreicherungsprodukt wurden im Flammofen 40—45, ausnahmsweise 60 Gew.-% Werkblei gewonnen. Aus diesem erhielt man 1,5—9,2 ‰ Ag, 1824 betrug die Silberausbringung 5,8 ‰ des verwendeten Werkbleis, um in den drei folgenden Jahren je auf 2,8, 1,7 und 1,4 ‰ zu sinken. Diese Abnahme mag z. T. darin begründet liegen, daß infolge der Verarmung von Obermadlain immer mehr Erze von Untermadlain und Oberer Biene, die silberärmer waren, zur Verhüttung gelangten.

Die Belegschaft betrug im Sommer 1825 88 Mann, 1826 sank sie von 51 zu Beginn auf 18 am Ende des Jahres, 1827 arbeiteten noch 7 bis 20 Mann. In diesen Zahlen zeigt sich der Niedergang des Werkes am deutlichsten.

Soweit es möglich war, wurden alle Geräte im Scarl selbst hergestellt, von den Bestandteilen der Wagen für die Erzförderung wurden z. B. nur die Radkränze eingeführt.

In nachstehender Tabelle sind einige Zahlen über die Hitzsche Bergbauunternehmung in Scarl, die sich den Berichten entnehmen ließen, zusammengestellt.

Betriebsergebnisse von Scarl.

Jahr	Förderung[1] Zentner	Werkblei[1] Zentner	Kaufblei[1] Zentner	Silber[1] Mk.	Silber[1] Lot	Kosten fl.
				(bis 1825)		
1824	37 100	294	—	168	3	39 936
1825	53 200	950	178	558	1	43 763
1826	41 700	253	25	91	9	12 389
1827	26 600	115	—	35	3	3 039 nur 2. Halbj.
	158 600	1 612	203	853	—	99 127

[1] Förderung: Von Hand geschiedenes, zur Poche gelangendes Erz.
Werkblei: Silberhaltiges, aus Flamm- und Schachtofen gewonnenes Blei.
Kaufblei: Silberfreies Blei. 1 Zentner = 50 kg.
Gewichtseinheit für Silber: 1 Mk. zu 16 Lot. Das entsprechende metrische Gewicht ist nicht mehr sicher feststellbar, da die Mark nicht einheitlich definiert war. Nimmt man das vor 1857 gebräuchliche deutsche Silbergewicht zum Ausgangspunkt, wonach 1 Mk. 234 gr entspricht, so ergibt sich für Scarl eine gesamte Silberproduktion (1823 bis 1828) von zirka 200 kg.

An Bleiglätte wurden in den selben Jahren 380 Zentner gewonnen. Der gesamte Erlös aus Silber, Kaufblei, Glätte und 61 Zentner Werkblei betrug 36 635 fl. Der Vergleich mit den gesamten Kosten zeigt die Aussichtslosigkeit des Unternehmens.

e) Abbauwürdigkeit.

Was schließlich die Aussichten auf eine Wiederaufnahme des Bergbaus in Obermadlain betrifft (die übrigen Vorkommen fallen dafür von vornherein außer Betracht), so ist mit einer starken Absätzigkeit und einem umfangreichen ältern Abbau zu rechnen. Die Form des gesamten Erzkörpers und dessen Ausdehnung sind nicht bekannt, der Mißerfolg des Hitzschen Bergbauversuches, der an Erzmangel scheiterte, läßt aber nicht erwarten, daß Umfang und Qualität der Lagerstätte einen dauernden Betrieb gewährleisten würden und den großen Nachteil der schlechten Verkehrslage zu tragen vermöchten.

II. Lavin.

Über die Geschichte dieses Vorkommens ist nur eine Mitteilung von C. U. v. Salis (**5**) bekannt, wonach in der ersten Hälfte des 18. Jahrhunderts ein Planta v. Steinsberg den goldhaltigen Schwefelkies gegenüber Lavin ausbeuten wollte; er gelangte jedoch zu keinem Resultat. Ein Steiner von Winterthur, der sich kurz darauf mit dem Vorkommen befaßte, hatte ebensowenig Erfolg.

Heute kommt eine Ausbeute nicht mehr in Frage.

III. Berninapaß.

Am 28. Mai 1200 verpachtete Egino von Matsch einem Lanfrancus del Pesce und der Gemeinde Puschlav sämtliche dortigen Erzgruben. Bis 1243 werden aus dem Puschlav urkundlich mehrmals Erze erwähnt (**4**). Ob diese Angaben auf die Gruben am Berninapaß bezogen werden dürfen, läßt sich jedoch nicht feststellen. In einem Bergrodel (Grubenverzeichnis) vom Jahre 1481 sind alle Gruben im Oberengadin und im Puschlav verzeichnet, darunter auch eine vom Berg Bernina (womit der Paß, nicht der Piz gemeint ist). Die Art des ausgebeuteten Metalls wird nicht angegeben (**1**, **4**). Campell (**2**) verzeichnet eine Silbergrube am Bernina, welche aber zu seiner Zeit nicht mehr im Betrieb gewesen sei. Andere Nachrichten über die ältere Geschichte dieser Gruben fehlen.

Nach Theobald (**64**, S. 199, Lit.-Verz. Teil I) soll in neuerer Zeit (sein Beitrag erschien 1866) in Camino der Abbau wieder aufgenommen worden sein, jedoch ohne bedeutenden Erfolg. „Bei La Motta trieb man“, so berichtet Theobald, „vor etwa zehn Jahren Bergbau auf Arsenkies, den man für ein Silbererz hielt. Nachdem man einen Stollen von etwa 90 m in festes Hornblendegestein gebrochen hatte, gab man die Arbeit auf.“ Nach Walkmeister (**11**) wurde dieser Bergbauversuch von Puschlavern auf Anraten einer Hellseherin ausgeführt. Weitere Angaben über den Bergbau am Berninapaß sind mir nicht bekannt.

Bei allen drei Vorkommen sind Reste des einstigen Bergbaus vorhanden. Im Val Minor, am W-Hang des Pizzo del Platteo, 2540 m ü. d. M., finden sich die Reste einer Hütte und südlich derselben zwei Stollen im tauben Gestein, wovon der eine 50 m gegen NE vorgetrieben und noch begehbar ist. Die Spuren von Schrämarbeit an den Ulmen zeigen, daß er aus der ältern Zeit des Bergbaus stammt. Im Fahlband selbst sind keine deutlichen Bergbauspuren mehr erkennbar.

Der von Theobald erwähnte Stollen bei La Motta ist verstürzt, die Pinge ist südlich unterhalb der Straße noch sichtbar.

In Camino finden sich nebeneinander verschiedene kleine Schürflöcher, das tiefste ist jedoch nur 10 m lang.

Die drei Erzimprägnationen am Bernina besitzen heute keinerlei technische Bedeutung mehr.

E. Zusammenfassung des II. Teils.

(Bergbau und Geschichte.)

Sämtliche der behandelten Erzlagerstätten weisen Spuren einstigen Bergbaus auf. Am frühesten, nämlich im Jahre 1317, findet der Bergbau in Scarl urkundliche Erwähnung[1]. Die Bergwerke der Landschaft Davos werden 1477 erstmals erwähnt. Die Lagerstätten im Schams treten erst zu Beginn des 17. Jahrhunderts in die Geschichte ein. Um 1600 erreicht die ältere Bergbautätigkeit in Graubünden ihren Höhepunkt. Daß zu dieser Zeit die Erzlagerstätten wirtschaftlich eine gewisse Rolle spielten, geht schon daraus hervor, daß Österreich, welchem in Graubünden u. a. die Landschaft Davos und Scarl untertan waren, an diesen Orten eigens Beamte zur Kontrolle der Bergbautätigkeit, sogenannte Bergrichter, einsetzte. Aus dem zweiten Teil des 17. und aus dem 18. Jahrhundert verlauten nur spärliche Nachrichten über den Bergbau, er scheint so gut wie stillgelegen zu sein.

Im 19. Jahrhundert wurden die bedeutenderen Vorkommen, nämlich Taspin, Ursera, Silberberg, Bleiberg und Scarl vorübergehend wieder bearbeitet. Am Silberberg wurde, mit Unterbrechungen, zwischen 1805 und 1848 nacheinander durch verschiedene Gesellschaften und Einzelpersonen Bergbau getrieben. Es wurde jedoch nie auf längere Dauer mit Gewinn gearbeitet; insbesondere gegen Ende dieser Betriebsperiode, als das Bergwerk in französischen Händen war, scheint es vorzugsweise Spekulationsobjekt gewesen zu sein. Seit 1848 ruht hier jeder Betrieb. Bleiberg wurde in dieser Periode vorübergehend bearbeitet.

In Scarl wurde zwischen 1823 und 1828 durch dieselben Bündner Unternehmer, die eine Zeitlang den Silberberg betrieben, gearbeitet, aber auch diese Unternehmung brach zusammen.

In Taspin wurde zu Beginn des 19. Jahrhunderts durch die Bergbaugesellschaft von Tiefencastel Bergbau getrieben, doch endete dieser Versuch, wie alle andern, die diese Gesellschaft, vor allem im Bündner Oberland, vornahm, mit einem Mißerfolg. 1866 nahm eine englische Gesellschaft den Betrieb auf Ursera und Taspin wieder auf, mußte den Versuch aber schon 1872 wegen zu geringer Erzführung der Vorkommen wieder aufgeben.

Seit diesen letzten Versuchen wurde auf den hier in Betracht kommenden Lagerstätten keinerlei Bergbau mehr getrieben. In der Folge wurden verschiedentlich Konzessionen zur Ausbeutung der Erze in den betreffenden Gebieten erworben; sie erloschen aber alle, ohne daß je Gebrauch davon gemacht worden wäre.

Die Geschichte des Bergbaus auf den hier besprochenen Vorkommen zeigt, daß Bergbauversuche sehr häufig, aber nie von längerer Dauer waren und daß, soweit sich dies noch überblicken läßt, auch nie mit Gewinn gearbeitet wurde. Für die Unternehmungen des 19. Jahrhunderts steht fest, daß alle nach großen finanziellen Verlusten aufgegeben wurden.

Die Gründe dieser Mißerfolge sind z. T. in der Natur der Lagerstätten zu suchen, die, wie z. B. Ursera, eine zu schwache und zu unregelmäßige Erzführung aufweisen. Dadurch wurde ein viel zu umfangreicher Abbau von Nebengestein bedingt, der überdies die Anreicherung der Erze, insbesondere beim damaligen Stande der Aufbereitungstechnik, erschwerte. Die Berichte über den Bergbau im letzten Jahrhundert lassen aber auch erkennen, daß die Unternehmer nicht immer in dem Maße über bergbauliche und hüttenmännische Kenntnisse verfügten, wie sie zur Führung eines erfolgreichen Bergbaus notwendig waren. Diesem Umstand ist es wohl zuzuschreiben, daß so arme Lagerstätten, wie z. B. Taspin, immer wieder bearbeitet wurden und daß, wie zeitweise am Silberberg und in Scarl, auch

[1] Ob eine Urkunde aus dem Jahre 1200, welche Erze im Puschlav erwähnt, auf die Vorkommen am Berninapaß bezogen werden darf, die in diesem Falle als die frühest bekannten der hier untersuchten Lagerstätten zu gelten hätten, kann nicht mehr entschieden werden.

auf Lagerstätten mit für damalige Verhältnisse befriedigender Erzführung nicht mit Erfolg gearbeitet werden konnte. In einigen Fällen mag auch die Absicht, mit den Wertpapieren der Bergbaugesellschaften Spekulation zu treiben, für die Wiederaufnahme der Arbeiten mitbestimmend gewesen sein. Endlich ist auch zu berücksichtigen, daß es infolge der weit vom damaligen Verkehr entfernten Lage der Lagerstätten nicht immer möglich war, die für eine sorgfältige Verarbeitung notwendigen Geräte und Rohstoffe (z. B. Ton für die Schmelzöfen) zu beschaffen.

Über die Aussichten eines zukünftigen Bergbaus auf den hier untersuchten Erzlagerstätten ist zu sagen, daß die meisten für eine Wiederbearbeitung von vornherein wegen zu geringem Umfang und zu armer Erze außer Betracht fallen. Aber auch bei den übrigen darf eine befriedigende Erzqualität nicht über den mangelnden Erzvorrat, der zudem durch z. T. umfangreichen Abbau reduziert worden ist, hinwegtäuschen. Die Menge der noch vorhandenen Erze ist aller Voraussicht nach viel zu gering, um einem zukünftigen Bergbau einen Dauerbetrieb und damit etwelche Aussicht auf Erfolg zu gewährleisten.

So sehr diese Feststellungen den noch hier und dort gehegten Hoffnungen auf eine Wiederaufnahme des Bergbaus entgegenstehen, so müssen sie unter dem Zwange der aus der Untersuchung gewonnenen Kenntnisse über die Beschaffenheit der Erzlagerstätten hier angeführt werden, denn neue Bergbauversuche auf den hier beschriebenen Lagerstätten würden, wie dies früher der Fall war, wieder zu Verlusten führen.

Literaturverzeichnis zum II. Teil.

(Bergbau und Geschichte.)

1. *Brügger Chr.:* Der Bergbau in den X Gerichten. Jahresber. d. Naturf. Ges. Graubündens, N. F. XI. Jahrg., 1864/1865.
2. *Campell U.:* Zwei Bücher rhätischer Geschichte. I. Auszug deutsch bearb. v. C. v. Mohr. Chur 1851.
3. *Lenicque H.:* Gisements de Cuivre gris argentifère d'Ursera. Paris 1884. (Kantonsbibliothek Chur.)
4. *Plattner P.:* Geschichte des Bergbaus der östlichen Schweiz. Chur 1878.
5. *Salis-Marschlins C. U. v.:* Über den Bergbau in Bünden. Der neue Sammler od. gemeinn. Archiv für Bünden, Jahrg. 1806, Chur.
6. *Salis F. v.:* Beiträge zur Geschichte des bündnerischen Bergbauwesens. Jahresbericht d. Naturf. Ges. Graubündens, N. F. 6. Jahrg. 1859/1860.
7. *Scheuchzer J. J.:* Naturgeschichte des Schweizerlandes. Zürich 1706.
8. *Selb:* Reise nach Graubünden und den dortigen Bergwerken von Reichenau in den Jahren 1810 und 1811.
9. *Sprecher J. A. v.:* Geschichte der Republik der drei Bünde im 18. Jahrh. Kulturgeschichte, Bd. II. Chur 1874.
10. *Tscharner:* Bericht über den Bergbau am Silberberg in der Bündtnischen Landschaft Davos. Bern im Febr. 1809.
11. *Walkmeister Chr.:* Aus der Geschichte des Bergbaus in den Kantonen Glarus und Graubünden. Ber. über die Tätigkeit d. St.-Gallischen Naturw. Ges., 1887/1888.

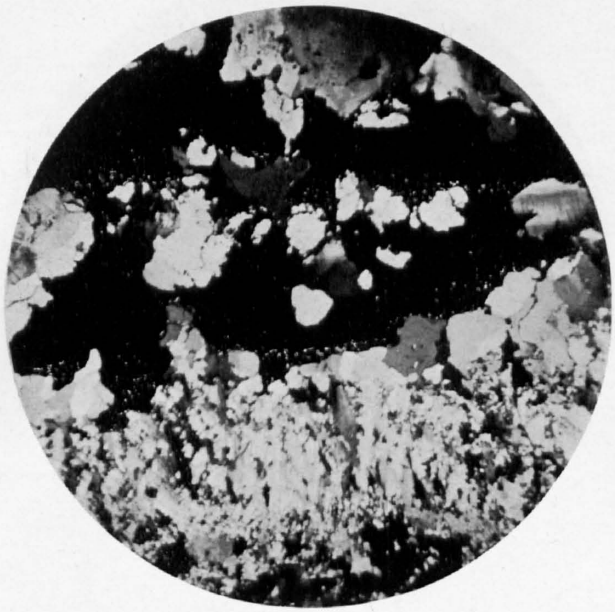


Fig. 1. Taspin. Vorkommen 3a. Gemenge von Quarz und rekristallisiertem Bleiglanz; unten: Relikte von Stengelquarz. Dünnschliff Nr. 880, + N. Vergr.: 24mal.

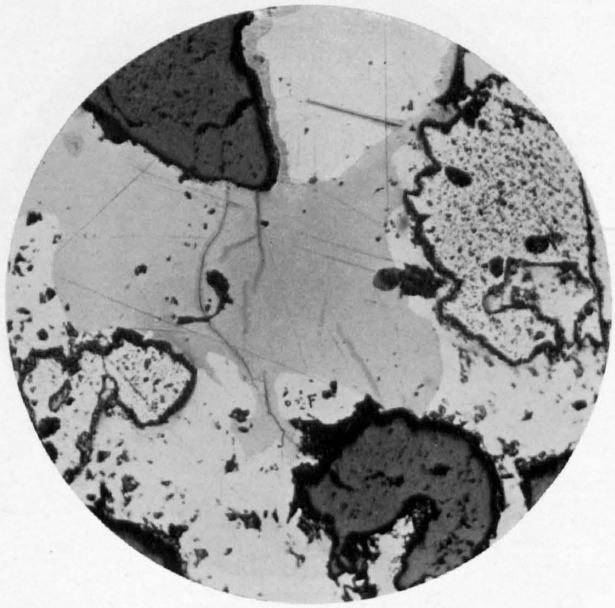


Fig. 2. Taspin, Vorkommen 2b. Kupfererzstufe; grau, Mitte: Bornit mit Covellinschnüren; weiß, unten: Kupferkies; F: Fahlerz mit Saum(?); weiß, oben: Bleiglanz, auf Spaltrissen von Covellin verdrängt; links und rechts mit starkem Relief: korrodierter Pyrit; dunkelgrau: Quarz. Anschliff Nr. 594a. Vergr.: 50mal.

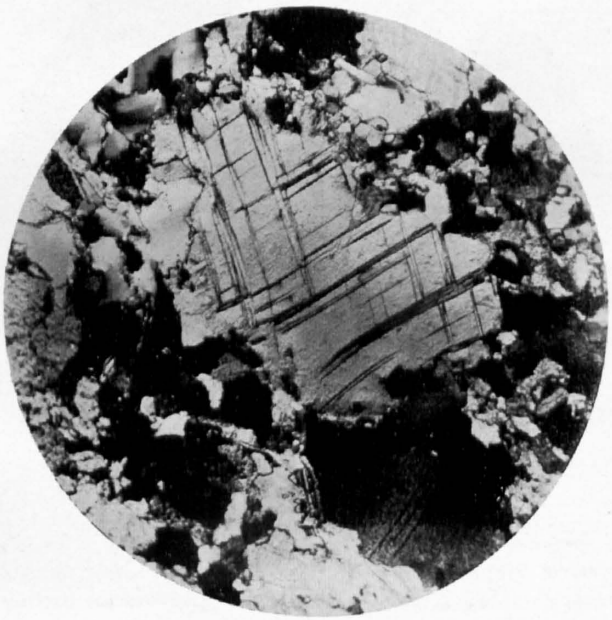


Fig. 3. Ursera. Barytindividuum mit Zwillingslamellen nach {405}, Dünnschliff Nr. 649, + N. Vergr.: 50mal.

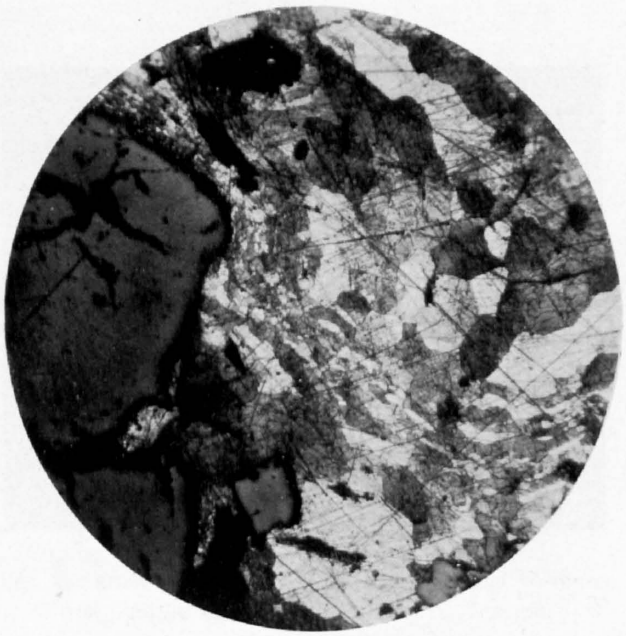


Fig. 4. Silberberg. Gleitzone im Bleiglanz (geätzt) schmiegt sich an die starre Blende (dunkelgrau), Anschliff Nr. 956. Vergr.: 100mal.

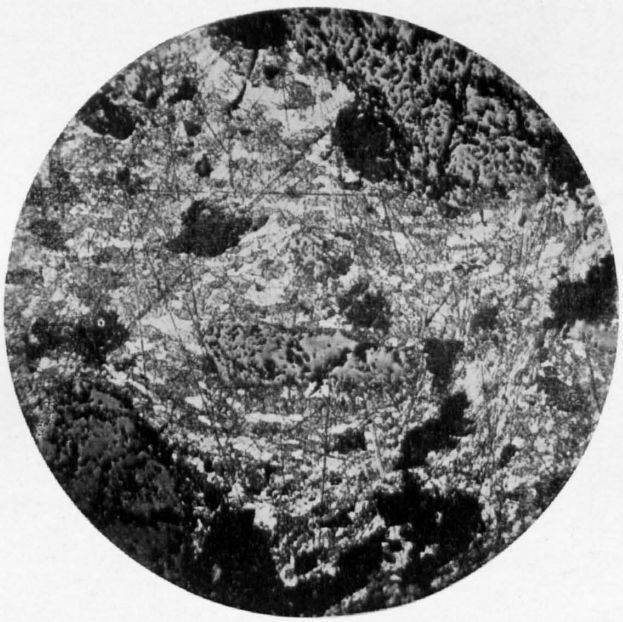


Fig. 1. Silberberg. Zinkblende (grau, löcherige Oberfläche) verknetet mit feinkörnigem Bleiglanz (geätzt), der sich in Zügen um die Blendekörner herumlegt. Dunkel: Karbonat. Anschliff Nr. 166a. Vergr.: 100mal.

Fig. 2. Silberberg. Große Zinkblendekörner (dunkel) mit hellem Saum aus Quarz und Karbonat verdrängen den Trochitendolomit. Dunkle Linien im Dolomit: Tonhäute, die während des Verdrängungsprozesses, der nur den Dolomit erfaßt, zerrissen bzw. zusammengeschart werden. Dünnschliff Nr. 166b, — An. Vergr. 24mal.

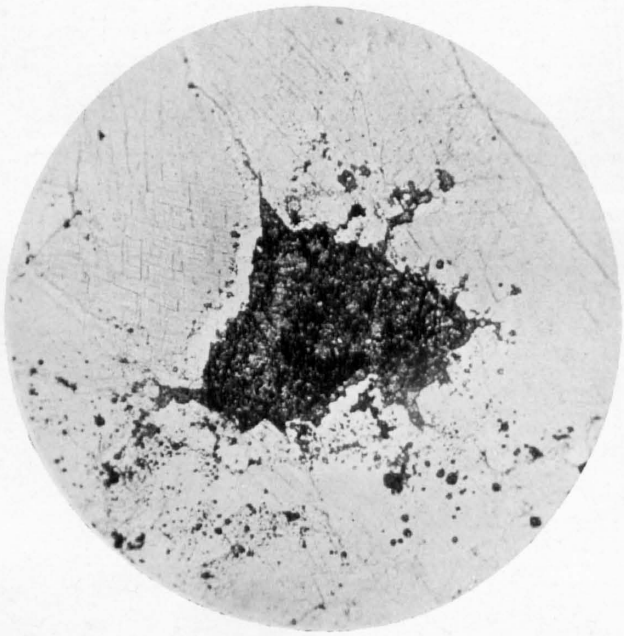
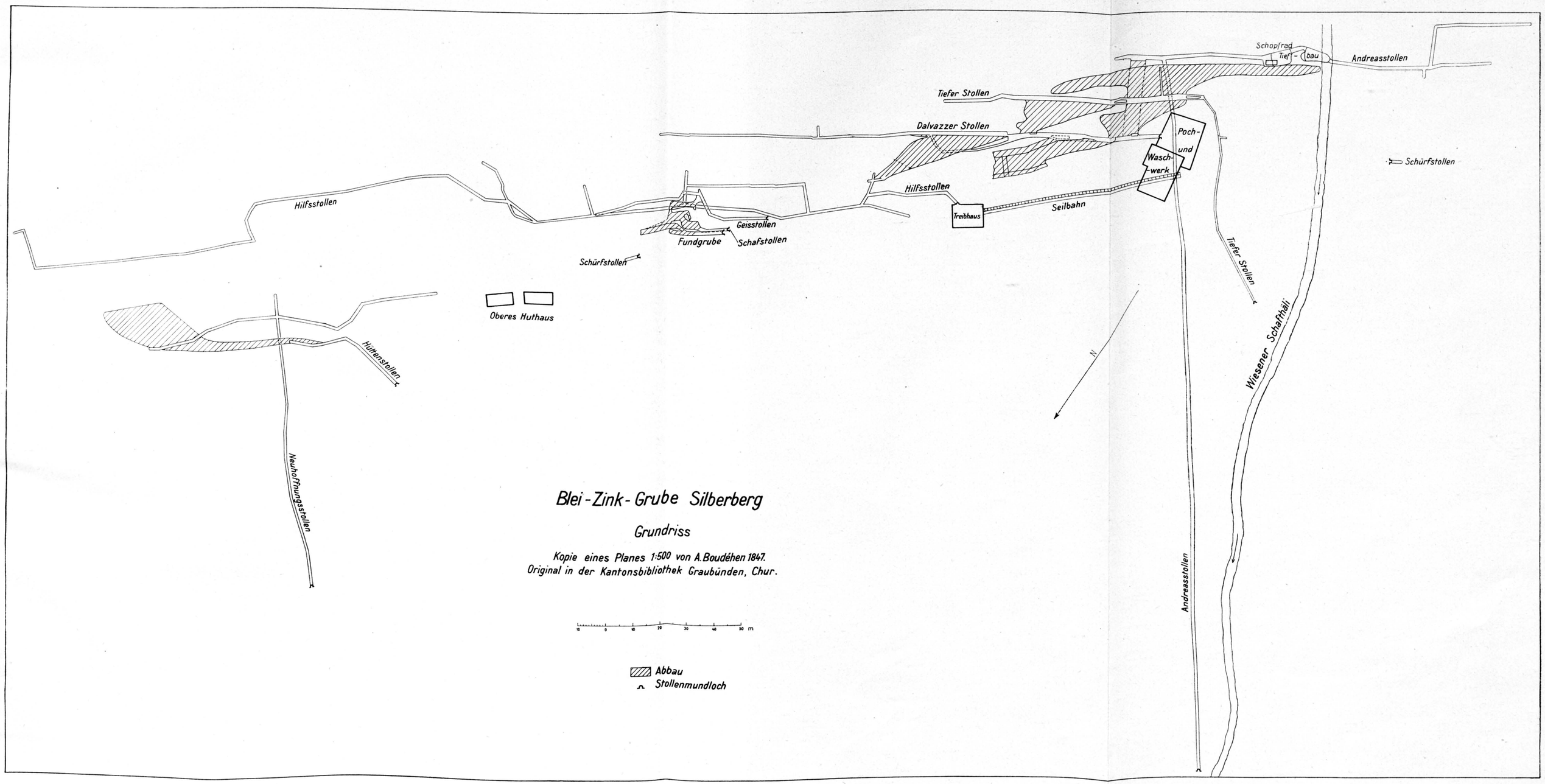
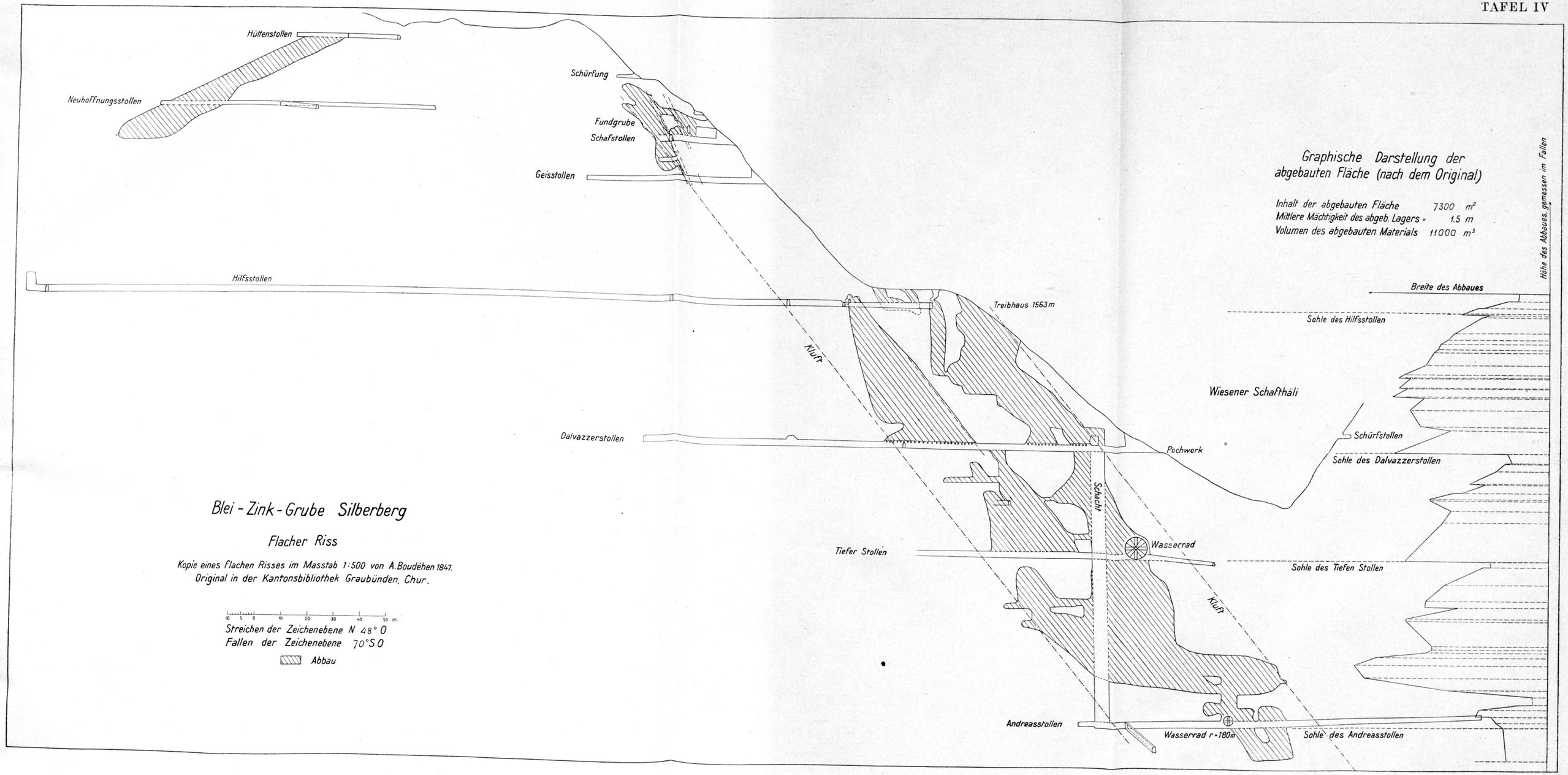


Fig. 3. Scarl, Untermadlain. Zinkblende verdrängt metasomatisch eisenschüssiges Karbonat; letzteres ist durchstäubt mit kleinen Blende- und Pyritkörnchen. Am Kontakt mit der Blende ein heller Saum am Karbonat, mit derselben Orientierung wie das übrige Karbonatindividuum. Dünnschliff Nr. 240, — An. Vergr.: 42mal.

Fig. 4. Taspin, Vorkommen 3a. Barytgang und -schlieren, von dunklen Erzsäumen umgeben, im Taspinit. Etwa $^1/_{22}$ nat. Größe.


Schopfrad
Tief
bau
Andreasstollen
Tiefer Stollen
Dalvazzer Stollen
Poch-
und
Wasch-
werk
Schürfstollen
Hilfsstollen
Hilfsstollen
Treibhaus
Seilbahn
Geisstollen
Fundgrube
Schafstollen
Schürfstollen
Tiefer Stollen
Wiesener Schafthäli
Oberes Huthaus
Huttenstollen
N
Neuhoffnungsstollen
Andreasstollen
Blei-Zink-Grube Silberberg
Grundriss
Kopie eines Planes 1:500 von A. Boudéhen 1847.
Original in der Kantonsbibliothek Graubünden, Chur.
10 0 10 20 30 40 50 m
Abbau
Stollenmundloch


Hüttenstollen
Neuhoffnungsstollen
Schürfung
Fundgrube
Schafstollen
Geisstollen
Hilfsstollen
Treibhaus 1563 m
Kluft
Dalvazzerstollen
Pochwerk
Schacht
Wasserrad
Tiefer Stollen
Kluft
Andreasstollen
Wasserrad r = 180 m
Sohle des Andreasstollen
Sohle des Tiefen Stollen
Sohle des Dalvazzerstollen
Schürfstollen
Wiesener Schafthäli
Sohle des Hilfsstollen
Breite des Abbaues
Höhe des Abbaues, gemessen im Fallen
Graphische Darstellung der abgebauten Fläche (nach dem Original)
Inhalt der abgebauten Fläche 7300 m²
Mittlere Mächtigkeit des abgeb. Lagers = 1.5 m
Volumen des abgebauten Materials 11000 m³
Blei-Zink-Grube Silberberg
Flacher Riss
Kopie eines Flachen Risses im Masstab 1:500 von A. Boudéhen 1847.
Original in der Kantonsbibliothek Graubünden, Chur.
10 5 0 10 20 30 40 50 m
Streichen der Zeichenebene N 48° O
Fallen der Zeichenebene 70° S O
Abbau