

Die Stellung der stratiformen Blei-Zinkvererzungen im Grazer Paläozoikum, beleuchtet an Hand der Lagerstätten Schrems-Rechberg sowie Kaltenberg-Burgstall (Oststeiermark)

von L. WEBER, Wien

Mit 3 Abb.

Inhaltsverzeichnis

1	Einleitung	123
2	Geologisch-tektonischer Überblick	124
3	Petrographischer Rahmen der Vererzung	126
3. 1.	Tiefere, Grüngesteinsbetonte Serie	127
3. 2	Quarzit („Hundsbergquarzit“)	127
3. 3	Höhere, Karbonat- und Kohlenstoffreiche Serie	127
3. 3. 1	Grüngesteine	128
3. 3. 2	Karbonatphyllite	129
3. 3. 3	Dunkle, pigmentreiche Gesteine („Schwarzschiefer“)	129
4	Einleitende Bemerkungen zur Blei-Zinkvererzung	130
5	Geologie des Bereiches Schrems-Rechberg	132
5. 1	Lagerstättenverhältnisse und Einbaue zwischen Schrems und Rechberg	134
6	Geologie des Bereiches Kaltenberg-Burgstall	137
6. 1	Lagerstättenverhältnisse und Einbaue zwischen Kaltenberg und Burgstall	139
7	Zusammenfassung	140
8	Literatur	141

I Einleitung

Im Rahmen eines groß angelegten Prospektionsprogrammes zur Aufsuchung etwaiger verborgener Blei-Zinkvererzungen im Grazer Paläozoikum östlich und westlich der Mur wurden auch sämtliche bereits bekannten Lagerstätten und Bergbaureviere geologisch-tektonisch sowie lagerstättenkundlich neu aufgenommen. Obwohl bereits die geologische Kartierung aller bekannten Blei-Zinkvorkommen im Bergland von Graz vorliegt, wurden an dieser Stelle bewußt nur die Lagerstättenbereiche von Schrems-Rechberg und Kaltenberg-Burgstall (Abb. 1) herausgefaßt. Die Beschreibung der anderen Vererzungen, deren petrographischer, sedimentologischer und fazieller Rahmen sind in einer ausführlichen, in Vorbereitung befindlichen Arbeit vorgesehen (Lagerstätten Guggenbach-Großstübing, Arzwaldgraben, Rabenstein, Peggau-Taschen, Hauenreith-Arzbegg).



Abb. 1: Lageskizze der ehem. Bergbaubereiche von Schrems-Rechberg und Kaltenberg-Burgstall.

Besonderer Dank gilt allen an diesem Projekt beteiligten Herren der BBU (Prof. L. KOSTELKA, DR. G. HÜBEL) sowie der MU Leoben (Prof. F. WEBER) und der Forschungsgemeinschaft Geochemie für die vorbildliche Zusammenarbeit.

2 Geologisch-tektonischer Überblick

Das Grazer Paläozoikum liegt als mächtiges Überfaltungsdeckensystem dem kristallinen Untergrund leicht diskordant überschoben auf. Im Südwesten liegt es über dem Kristallinkomplex der Koralm, im Westen auf der Gleinalm, im Norden und Nordosten auf dem Rennfeldkristallin und schließlich im Süden über dem Kristallin von St. Radegund. Im Süden taucht das Grazer Paläozoikum unter das Tertiär des Südsteirischen Beckens ab und gelangt in Form kleiner Schieferinseln im Sausal abermals an die Oberfläche.

Das Überschiebungsalter dieses im wesentlichen aus altpaläozoischen Gesteinsserien aufgebauten Deckenkomplexes über den oben zitierten kristallinen Untergrund ist wahrscheinlich alpidisch, wenn man das mesozoische Alter der Raasbergserie bei Weiz einerseits, oder das der Gosau zuordenbare Gamskonglomerat von Rothleiten andererseits als Zeitmarke heranzieht. Beide Serien liegen nämlich zwischen gesichertem Altpaläozoikum und dem kristallinen Untergrund eingeklemmt (vergl. A. TOLLMANN 1963 S. 34, H. W. FLÜGEL 1975 S. 82).

Nicht nur die Überschiebung des gesamten Deckenkomplexes des Grazer Berglandes scheint alpidischen Alters zu sein, sondern auch dessen Interntektonik. Die Gesteinsserien sind größtenteils durch Überfaltung in verschiedene hohe tektonische Position gelangt. Über dem kristallinen Untergrund lagert neben der *Laufnitzdorfserie* und den *Heilbrunner Phylliten* die Kalkserie der *Hochlantschdecke* auf, welche eine liegende Großfalte darstellt. Über der Hochlantschdecke ruht — in stark vereinfachter Darstellung — der Phyllitkomplex der *Unteren Schiefer*, welcher von der abermals als mächtige liegende Falte ausgebildeten *Schöckeldecke* überlagert wird. Durch Überfaltung liegen die Phyllitserien nicht nur unter der Schöckeldecke, sondern auch im Hangenden derselben (*Obere Schiefer*). Dieses System von mehreren Großfalten wird letzten Endes diskordant von der fernüberschobenen *Rannachdecke* überlagert. Das System eines groß angelegten Überfaltungsdeckenbaues beruht auf den fundamentalen Erkenntnissen von E. CLAR 1935, wurde von H. BOIGK 1951 erweitert und von H. W. FLÜGEL 1958 a in seiner heutigen Form modifiziert.

Neben dieser alpidischen Tektonik existieren in gleicher Weise Spuren variszischer Bewegungen, wie die diskordant auf Altpaläozoikum auflagernden Oberkarbonserien der Dult sowie die ebenfalls wahrscheinlich oberkarbonen Serien des Dornerkogels verdeutlichen.

Die in das oben angeführte Überfaltungsdeckensystem einbezogenen Schichtglieder sind im wesentlichen in drei verschiedenen faziellen Ausbildungen vertreten: in der Rannachfazies, den wahrscheinlich primär südlichsten Ablagerungen, in der Tonschieferfazies, deren Ablagerungsraum nördlich des ersteren situiert war, und der nördlich der beiden Fazieszonen auftretenden Hochlantschfazies. Während die Rannachfazies (beschränkt auf die Rannachdecke) durch Sedimente küstennaher, örtlich riffogener, seichter Natur gekennzeichnet ist, die Hochlantschfazies (im wesentlichen ident mit der Hochlantschdecke) dagegen durch Karbonatserien einer Plattformentwicklung ebenfalls seichter Meerestiefe charakterisiert wird, ist die Tonschieferfazies (Untere Schiefer, Obere Schiefer, z. T. Schöckeldecke) in vielen Punkten mit einer Beckenfazies vergleichbar.

Während der Überfaltung wurden infolge der verschiedenen Konsistenz der Gesteine auch härtere Lagen größeren Ausmaßes ausgepreßt, wodurch innerhalb von anscheinend ungestörten Profilen tektonische Diskordanzen auftreten können (vor allem an der Grenze Untere Schiefer zur Schöckeldecke). Eine ausgezeichnete Darstellung der Tektonik des Grazer Paläozoikums nebst den älteren, überarbeiteten Auffassungen findet sich in H. W. FLÜGEL 1975, wobei im speziellen auf eben diese Arbeit verwiesen wird.

Aus der geologischen Bearbeitung der Blei-Zinkvererzungen des Grazer Paläozoikums sei die Tatsache vermerkt, daß die Vererzungen dieses Typs ausschließlich in der Beckenfazies (Tonschieferfazies) auftreten, während die Rannachfazies und die Hochlantschfazies keine wie immer gearteten vergleichbaren Vererzungen aufweisen. Darüber hinaus konnte nachgewiesen werden, daß sämtliche Blei-Zinkvererzungen, welche — im Gegensatz zur Ansicht verschiedener anderer Autoren — streng schichtgebunden sind und keineswegs Gänge darstellen (F. BURGSTALLER 1968), in die Überfaltungstektonik miteinbezogen sind. Wenn auch die Vererzung manchenorts nahe der Grenze zur Schöckeldecke auftritt, kann im Gegensatz zu H. FLÜGEL & V. MAURIN 1952

zwischen Vererzung und Deckenüberschiebung weder ein direkter noch ein indirekter Zusammenhang gesehen werden.

Aus diesem Grund soll in dieser Arbeit auch der Tonschieferfazies besonderes Augenmerk geschenkt werden, weil, wie im Folgenden gezeigt wird, zwischen bestimmten Gesteinsausbildungen und der Vererzung Beziehungen abzuleiten sind, welche auf eine synchrone¹⁾ Entstehung von Lagervererzung und Nebengestein schließen lassen.

3 Petrografischer Rahmen der Vererzung

Die im Grazer Paläozoikum auftretenden Blei-Zinkvererzungen setzen, wie bereits im vorherigen Kapitel erwähnt, ausschließlich in der Tonschieferfazies auf. Die Gesteinsserien dieser Beckenentwicklung sind in der Literatur oft mit verschiedensten, bisweilen auch verwirrenden Lokalnamen belegt worden (Schiefer von Passail, Heilbrunner Phyllite, Gasener Phyllite, Semriacher Schiefer, Schiefer von Kher usw.). Bedingt durch den Umstand, daß im Zuge der Überfaltungstektonik die üblicherweise unter der Schöckeldecke auftretenden (und auch älteren) Phyllitserien auch über die Schöckeldecke transferiert worden sind (Taschenschiefer), lithologisch jedoch mit diesen Phylliten ident sind, rechtfertigt die Bezeichnung der einzelnen Phyllitserien im Sinne R. SCHWINNERS 1925 in Untere Schiefer (Phyllite unter der Schöckeldecke) und Obere Schiefer (Phyllite über der Schöckeldecke, durch Überfaltung invers lagernd!); wobei von der Bezeichnung der Phyllite durch Lokalnamen in dieser Arbeit bewußt Abstand genommen wird.

Untere und Obere Schiefer sind demgemäß altersgleiche Gesteinsserien gleichartiger Entstehung, welche lediglich in verschiedener tektonischer Position liegen.

Wenngleich nun durch laterale fazielle Differenziationen und kontinuierliche Übergänge der einzelnen Gesteinstypen eine Untergliederung nicht gerade einfach ist, wurde dennoch der Versuch einer prostratigrafischen Untergliederung unternommen. Diese erfolgte in einem relativ gut aufgeschlossenen Profil zwischen Arzberg und Passail und konnte in mehreren, parallel verlaufenden Profilen wiedergefunden und kontrolliert werden.

Nach L. WEBER 1974 kann diese bis dahin ungegliederte Gesteinsabfolge in eine *Tiefere, Grüngesteinsbetonte Serie* und in eine *Höhere, Karbonat- und Kohlenstoffreiche Serie* getrennt werden, welche durch eine Lage von *Quarzit* („Hundsberg-quarzit“) zwischengelagert werden. Der altersmäßige Umfang dieser im wesentlichen altpaläozoischen Serie ist noch nicht exakt umrissen, eine biostratigrafische Bearbeitung dieser Serie ist in Vorbereitung.

Die Blei-Zinkvererzung tritt ausschließlich in der Höheren, Karbonat- und Kohlenstoffreichen Serie auf, welche, wie im entsprechenden Kapitel näher erläutert wird, unterschiedlich starke tuffogene Beeinflussung aufweist.

¹⁾ Unter synchron wird in dieser Arbeit die gemeinsame Entstehung der Sulfide (nicht nur an der Sedimentoberfläche) einschließlich aller mit dem „Trärgestein“ stattgefundenen Vorgänge wie Diagenese, Metamorphose etc. verstanden.

Die Metamorphose dieser Gesteine ist schwach epizonal (Albit-Epidot-Chlorit Subfazies). Auffällig ist dagegen ein Ansteigen der Metamorphose in den östlichen und südöstlichen Randgebieten des Grazer Paläozoikums, wo unter anderem Biotit und Granat sprossen. Im Gegensatz zum unterlagernden Kristallin ist lediglich eine progressive (altalpidische?) Metamorphose erkennbar.

Im Folgenden soll versucht werden, die einzelnen Serien in groben Zügen zu umreißen, wobei eine detaillierte petrografische und prostratigrafische Studie unter Einbeziehung der Sedimentologie in Ausarbeitung ist.

3. 1 Tiefere, Grüngesteinsbetonte Serie

Die Tiefere, Grüngesteinsbetonte Serie ist durch das Auftreten von Metadiabasen, Tuffen und karbonatarmen Tuffiten gekennzeichnet, wobei untereinander durchaus kontinuierliche Übergänge beobachtet werden können. Diese im wesentlichen submarin vulkanogenen Serien können mit graubraunen Serizitphylliten und dunkel- bis schwarzgrauen, stark pigmentführenden Phylliten („Schwarzschiefer“) wechsellagern.

Guten Einblick in diese tiefere Abfolge der Unteren Schiefer gewährt das Profil Arzberg-Burgstall, welches gut mit den Profilen aus dem Bereich um Semriach zu vergleichen ist.

Petrografisch unterscheiden sich die Grüngesteine, Serizitphyllite und Kohlenstoffphyllite nicht von jenen der höheren Entwicklung, weshalb eine nähere Beschreibung im Kapitel 3. 3 erfolgt.

3. 2 Quarzit („Hundsbergquarzit“)

Das in diesem Kapitel beschriebene Quarzitband trennt, wie bereits mehrfach erwähnt, die Höhere Serie von der Tieferen Serie ab. Besonders deutlich ist dieses Quarzitband („Hundsbergquarzit“ südl. der Ortschaft Passail) in Profilen bei Burgstall-Arzberg sowie in den westlich gelegenen Gräben bis in den Raum Semriach zu verfolgen.

Der Quarzit selbst, welcher infolge seiner harten Konsistenz im Gelände markant als Rippe oder Steilstufe hervortritt, zeigt im Handstück graubraune bis ockerige Farbe, unverwitterte, frische Stücke sind hellbraun bis gelblich. Im stark angewitterten Zustand neigt er darüber hinaus zu grusigem Zerfall.

U. d. M. zeigt sich ein recht monotoner Mineralbestand. In einem granoblastischen Grundgewebe aus feinsten, gleichkörnigen, eckigen Quarzen schwimmen größere, auffallend rundliche, bisweilen kataklastisch zerbrochene Quarze, welche mit Fe-hydroxidhäutchen umzogen sind. Relativ selten tritt zu dieser Mineralvergesellschaftung An-arme, polysynthetisch verzwilligter Plagioklas hinzu, welcher leicht getrübt ist. Untergeordnet kann auch Serizit, welcher einerseits wirrstrahlig als intersertale Zwickelfüllung vorliegt, andererseits lagig mit Quarz verwachsen ist, beobachtet werden.

3. 3. Höhere, Karbonat- und Kohlenstoffreiche Serie

Dieser Höheren Karbonat- und Kohlenstoffreichen Serie kommt insofern besondere Bedeutung zu, als diese Träger der Blei-Zinkvererzung im Grazer Paläozoikum ist. Diese lithologische Entwicklung ist im wesentlichen durch das Hinzutreten von karbon-

natischen Sedimenten gekennzeichnet (Karbonatphyllite, karbonatreiche Kohlenstoffphyllite, Bänderkalkrippen etc.), die örtlich wechselnd starke tuffogene Beeinflussung erkennen lassen.

3. 3. 1 Grüngesteine

Es sind nahezu alle Zwischenglieder von Tuffen bis zu kaum tuffogen beeinflussten Karbonatphylliten bestimmbar, deren Grenzziehung natürlich gerade im Gelände recht schwer möglich ist.

Am Aufbau dieser Grüngesteine maßgeblich beteiligt sind vor allem Chlorite. Diese sind verschiedenphasig ausgebildet und sind für genetische Überlegungen von großer Bedeutung. Chlorit tritt größtenteils als hellgrüner, leicht pleochroitischer *Pennin* (Mg-Fe-reiches Endglied) auf. Diese Art von Chlorit ist vor allem aus basischen Magmen und weniger primär aus Tonen entstanden. Ebenso aus basischen Magmen rühren die bisweilen häufig zu bestimmenden *Rhipidolithe* her. Sie liegen oft linsig zerrissen isoliert in anderen Chloriten eingebettet. Neben diesen Mg-Fe-betonten Chloriten treten auch höher lichtbrechende Fe-arme, Mg-reichere Varietäten auf, die als *Leuchtenbergit* und *Klinochlor* bestimmbar sind.

Fast ausschließlich an die Chlorite gebunden sind feinstverteilte, stark veränderte Erze, welche als Nebengemengteile zu werten sind. Primäre Erze stellen zum Großteil *Ilmenit* und *Magnetit* dar. Ilmenit fällt durch die wirr verteilten bartstopfelförmigen Leisten auf, welche oft nur mehr als Pseudomorphosen vorliegen. Dieser wird bisweilen vollständig durch *Pyrit* verdrängt, welcher von einer dicken Leukoxenkruste umrandet ist. Unveränderter Ilmenit tritt kaum auf. Neben Ilmenit lassen sich in vielen Schlfitten reichlich feinstverteilte hypidiomorphe Magnetite bestimmen, die wolkig diffus im Chlorit verteilt liegen, und dessen Bestimmung erschweren können. Neben diesen oben angeführten „metasomatischen Pyriten“ treten in wechselndem Umfang auch primäre Pyrite auf, welche vor allem in den Bereichen höherer Metamorphose durch *Magnetkies* ersetzt werden können.

Auch makroskopisch auffällig sind feine, rhythmisch angelegte, karbonatische Lagen, welche in der tieferen Entwicklung fehlen. Dieses Karbonat ist zum Großteil primär. Es tritt lagig angeordnet teilweise in Form von rekristallisierten Individuen, manchmal aber auch kataklastisch zerbrochen in Erscheinung. Fast immer ist eine deutliche Druckverzwillingung erkennbar. Daneben treten auch immer wieder, vor allem in Plagioklas-reicheren Varietäten, kleinste, idiomorphe, sekundär entstandene Karbonate auf, welche bisweilen auch als Mikrolithen in getrübten Plagioklasen vorkommen. An vereinzelt, isoliert im Chloritfz eingebetteten Karbonatkörnern ist unzweifelhaft eine Korrosion feststellbar.

Unterschiedlich stark vertreten sind *Plagioklase*. In karbonatreicheren Gesteins-varietäten sind Plagioklase häufiger, größtenteils als Albit, vorhanden. Diese Albite (selten auch Oligoklase) zeigen polysynthetische Verzwillingung. Sie liegen als xenomorphe Rundlinge völlig unregelmäßig im Grundgewebe verteilt. Die Trübung der Plagioklase durch Mikrolitheinschlüsse ist unterschiedlich.

Quarz tritt als gleichwertiger Gemengteil wie Karbonat in Form lagiger, granoblastischer Kornverbände auf. Sie sind teilweise stark kataklastisch zerbrochen und löschen undulös aus.

Akzessorisch vertreten, wenn auch in stark unterschiedlichem Ausmaß, sind *Epidot* und *Titanit*. Das Gefüge der Gesteine ist im wesentlichen granoblastisch bis nematoblastisch, die Textur parallelschiefrig bis flaserig.

Aus den oben beschriebenen Merkmalen kann abgeleitet werden, daß ein im wesentlichen aus Karbonat und Quarz gebildetes, toniges Sediment zeitweise stark mit magmatogenem Material vermengt worden ist. In bestimmten Zeiträumen war

die Einstreuung von pyroklastischem Material so stark, daß man von echten Tuffen (bisweilen Kristalltuffe) sprechen kann, größtenteils ist jedoch das karbonatische Hintergrundsediment unverkennbar. Im allgemeinen sind die Grünschiefer des Grazer Paläozoikums gebänderte, epimetamorphe Aschentuffite.

Aus mehreren Schliffen geht deutlich hervor, daß einzelne Mineralkomponenten sowie ganze Kornverbände umgelagert worden sind. Dies erlaubt die Annahme, daß Bodenunruhen als Folge einer submarinen magmatogenen Tätigkeit zu Eingleitungen kleineren Ausmaßes, teilweise zu Aufarbeitung und Resedimentation geführt haben, wobei die Eingleitungen auch durch ein deutliches Relief begünstigt wurden.

3. 3. 2 Karbonatphyllite

Karbonatphyllite sind am Aufbau der Höheren, Karbonat- und Kohlenstoffreichen Serie maßgeblich beteiligt. Bereits im Handstück ist der hohe Gehalt an Karbonat dieser zumeist hellbraunen bis hellgraubraunen Gesteine bemerkbar. Gegen die Grünschiefer zu treten auf kurze Distanz immer wieder graugrüne, fleckige Karbonatphyllite auf, deren tuffogene Beeinflussung im Schliff bestätigt wird.

Unter dem Mikroskop erscheinen die *Karbonate* einerseits als feine, dichte, optisch kaum auflösbare Matrix, andererseits auch als deutlich rekristallisiertes, granoblastisches Kalzitpflaster mit parallelstreifiger Textur. Auffällig ist das Auftreten gerundeter Karbonatkörner, welche völlig unorientiert im Grundgewebe schwimmen. Gleichzeitig erscheinen auch völlig unregelmäßig verteilte, teils auch nur kantengerundete bis eckige undulös auslöschende, kataklastisch zerbrochene *Quarzkörner*, welche auch in einem lagigen Kornverband gemeinsam mit Karbonatdomänen verzahnend vorkommen. Bisweilen, wenn auch relativ spärlich, sind polysynthetisch verzwilligte, mäßig stark getrübe, xenomorphe *Plagioklase*, zumeist anorthitarm bis -frei, erkennbar.

Eine gewisse vulkanogene Beeinflussung ist durch das lagige Auftreten von *Chlorit*, im speziellen Pennin, erkennbar. In mehreren Schliffen ist eine deutliche Abfolge karbonatreicher Lagen mit Chloritflatschen und untergeordnet feinsten Quarzen zu beobachten. Karbonatphyllite mit stärkerem Gehalt an Chlorit sind durch graugrüne Flecken an den Schicht- (und Schieferungs-)flächen gekennzeichnet. Schieferungsparallel, aber auch in Klüftchen sind Eisenhydroxidbildungen keine Seltenheit. In einem Schliff konnte sogar aus Eisenhydroxid entstandener Hämatit beobachtet werden. Junge, quergreifende Klüfte sind zumeist mit grobspätigem, druckverzwilligtem Karbonat und Quarz verheilt. Schieferungsparallel ist *Serizit*, in Form dünner Häutchen, seltener flatschig angeordnet. Daneben können auch die üblicherweise auftretenden akzessorischen Bestandteile wie *Titanit*, *Epidot* usw. bestimmt werden.

Auch dieser Karbonatphyllit zeigt immer wieder Anzeichen einer Aufarbeitung und Resedimentation, wie sie bekanntlich auch bei den Grünschiefern nachgewiesen werden konnten.

3. 3. 3 Dunkle, pigmentreiche Gesteine („Schwarzschiefer“)

Makroskopisch zeichnet sich der „Schwarzschiefer“ als dunkelgraues bis schwarzes, phyllitisches Gestein mit teilweise starker Pigmentführung aus. Solche Gesteinsvarietäten zeigen einen leicht fettigen Griff und zerbröckeln leicht im Handstück. Neben diesen in der Literatur als „grafitisch“ bezeichneten Ausbildungen (echter Grafit ist selten!) existieren in den bearbeiteten Abschnitten auch dunkle, graue bis grauschwarze, stark karbonathaltige Gesteinstypen, welche häufig von hellweißen Klüften sowohl

schichtparallel als auch quergreifend dazu durchzogen sind. Karbonatische und pigmentreiche Phyllite können sowohl vertikal als auch horizontal wechsellagern. Karbonatische dunkle Phyllite, die dann durch ihre härtere Konsistenz oft die Bezeichnung Phyllit zu Unrecht tragen, führen bisweilen häufig nicht näher auszuwertende Reste von Crinoiden.

Unter dem Mikroskop fällt bei den in der Literatur als „grafitisch“ beschriebenen Varietäten ein dichter, parallelstreifiger, nematoblastischer, örtlich stark feingefalteter *Chlorit-Serizit*filz auf, welcher stark mit dunkelgrauem bis schwarzem Pigment durchzogen ist. Linsig eingelagert zeigt sich außerdem feines, granoblastisches *Quarzplaster*. Veränderte *Pyrite*, im Schliff oft nur mehr an der noch erhaltenen Kornform erkennbar, sprossen ohne jede Gesetzmäßigkeit im dichten Hellglimmerfilz. Nadeleisenerz liegt pseudomorph nach solchen Pyriten, sowie kluft- und schieferungsparallel vor. Ebenso quer und parallel zur Schieferung sind dünne Klüftchen von Hämatit (hervorgegangen aus Eisenhydroxiden?) erkennbar. Mancherorts erwecken die Pyrite im angeschnittenen Handstück auch den Eindruck von Gelpyriten. Diesbezügliche Anschliffuntersuchungen stehen noch aus.

Karbonatreiche Typen erscheinen im Schliff als granoblastisches, ebenso stark pigmentführendes Karbonat-Quarzgefüge mit Hellglimmern, welche die Schieferung deutlich nachzeichnen. Ebenso sind in diesem Gestein deutlich Pyritidioblasten erkennbar, welche einen teilweisen Eisenhydroxidrand aufweisen.

Beide Gesteinsvarietäten, „grafitische“ und karbonatische „Schwarzschiefer“, sind metamorphe Endglieder tonig karbonatischer Sedimente, deren dunkle Färbung von der starken Pigmentführung herrührt. Sie sind als Sedimente eines stark reduzierenden Milieus erklärbar, wie u. a. die starke Pyritführung verdeutlicht. Dieses stark reduzierende Faulschlamm-Milieu wird in kausale Beziehung zur Erzbildung bzw. Metallausfällung gebracht, worauf im entsprechenden Kapitel verwiesen wird.

4 Einleitende Bemerkungen zur Blei-Zinkvererzung

Alle im Grazer Paläozoikum auftretenden Blei-Zinkvererzungen treten im wesentlichen schichtparallel und faltenkongruent auf. „Gangstrukturen“ im klassischen Sinne fehlen bzw. beruhen auf Fehldeutungen. Die Lagervererzungen selbst erwecken den Eindruck auf- und abschwellender Linsen oder Rinnen („Erzstöcke“). Auffallenderweise pflegen die Lager zumeist in unmittelbarer Nähe markanter Schichtgrenzen aufzusetzen, zumeist an der Grenze tuffogen beeinflusster Karbonatphyllite zu dunkelgrauen bis schwarzen stark bituminösen Gesteinen, soferne der Kontakt nicht tektonisch ist. Diese pigmentreichen, bisweilen karbonatischen Phyllite können mitunter Auswirkungen submariner Eingleitungen („Slumps“) aufweisen. Diese äußern sich vor allem in der flatschigen, isolierten Ausbildung einzelner, in sich verfalteter Linsen bzw. Knollen, welche mitunter chaotisch desorientiert eingelagert sind (Slumpbedding). Die einzelnen Flatschen sind in sich stark verfältelt (Slumpfolding). Derartige Strukturen, welche im übrigen zum erstenmal in dieser Gesteinsserie beobachtet werden konnten, können unter Umständen gegenüber Liegenden Serien (und auch gegenüber dem schichtparallel eingelagerten Erzlager) Diskordanzen und somit auch Gangstrukturen vortäuschen. Dies ist insoferne bemerkenswert, als aus verschiedenen Grubenbeschreibungen vom mitunter auftretenden Abschneiden der Vererzung vorwiegend am Schwarzschiefer berichtet wird, wogegen im karbonatischen Phyllit die Lager schichtparallel eingelagert sind.

Aus der strengen Bindung der Vererzung an das Nebengestein resultiert natürlich die Tatsache, daß die Lager auch mit dem Nebengestein mitverfaltet sind. Da der Faltenbau in die groß angelegte Bruchtektonik miteinbezogen ist, ergibt sich sowohl aus dem regionalgeologischen Befund als auch aus dem Mikro- und Makrogefüge der Erze ein praetektonisches Alter der Erzanreicherung, wobei eine synchrone Metallkonzentration mit dem Nebengestein angenommen wird.

Als Erze treten vorwiegend *silberhaltiger Bleiglanz* auf, welcher bisweilen stark rekristallisiert ist und durch seinen starken blaugrauen Glanz auffällt. Daneben existiert in inniger Verwachsung dunkelbraune, eisenführende *Zinkblende*. Vorwiegend im Bereiche des Rechberges, aber auch in Schrems gesellt sich hellgrauer bis weißer, zuckerkörniger, mit Bleiglanz streifig verwachsener *Baryt* hinzu. *Pyrit* tritt in der Lagermasse reichlich auf, geringer vertreten ist dagegen *Kupferkies*, untergeordnet kann auch *Greenockit* als Sekundärmineral in Form eines feinen Anfluges beobachtet werden. *Quarz* und *Eisenkarbonate* treten vor allem dort auf, wo die Lager ausdünnen.

Die Verteilung der einzelnen Minerale ist stark unterschiedlich. Während primäre Teufenunterschiede dem genetischen Konzept zufolge bisher nicht zu beobachten sind, treten Unterschiede in der Mineralparagenese in horizontaler Erstreckung auf. Zum Beispiel dominieren im Bereiche von Schrems Sulfide, im Abschnitt vom Rechberg hingegen herrscht eine eindeutige Barytvormacht. Betrachtet man diese laterale Verteilung der Erze, ist an ein Lagerstättenmodell des Meggener Typs zu denken, wobei der Baryt schwellennahe Faziesbereiche markiert, während die Sulfide in beckenartigen Ablagerungsräumen gefällt worden sind.

Lagerförmig, sedimentär entstandene Schwerspäte zeichnen sich durch geringe Gehalte an Sr aus und stehen in Gegensatz zu gangförmigen, Sr-reichen Baryten. Wie W. TUFAR 1972 zeigen konnte, führen die Baryte des Grazer Paläozoikums nur geringe Sr-Gehalte und sind daher mit jenen des Meggener Lagers ausgezeichnet zu vergleichen.

Die laterale Verzahnung von Sulfiden und Sulfaten, das schichtparallele Auftreten der Vererzung, deren Bindung an ein bestimmtes Nebengestein, im speziellen durch basische Tuffeinstreuungen beeinflusste Karbonatphyllite, das unmittelbare Aufsetzen der Lagervererzung im Liegenden bzw. Hangenden stark reduzierender Sedimente („Schwarzschiefer“), das faltenkongruente Auftreten u. v. a. m. bescheinigen, daß eine alte, prätektonische, synchrone Vererzung vorliegt. Tuffe und Tuffite führten zu einer Zufuhr von Metallen ins Meerwasser, wobei unter den entsprechend günstigen physikochemischen Bedingungen, die zum Großteil vom submarinen Relief abhängig waren, die Metalle als Sulfide oder Sulfate gefällt wurden. An jenen Stellen, an denen das Milieu sauerstoffreicher war (Hochlagen, Schwellen), konnte auch Barium als Sulfat gefällt werden. Eine Stauwirkung der karbonatischen, pigmentreichen Phyllite („Schwarzschiefer“), oder eine metasomatische epigenetische Vererzung wird für unwahrscheinlich gehalten und abgelehnt.

Im Gefolge an die bisweilen starke Verformung des Gesteines einschließlich der Vererzung bzw. an die alpidische Metamorphose erfolgte eine geringe Mobilisation der Erze, welche sich nicht in Form großer Stoffwanderungen, sondern vielmehr als Immigration von Erz in die während der Faltung aufklaffenden Hohlräume und ab- bzw. hol-Klüfte äußert. Solche Mobilisate können natürlich epigenetische Bilder vortäuschen und sind in Haldenstücken nicht selten zu finden. Für die Beurteilung der

Genese einer Lagerstätte sind derartige Handstücke jedoch völlig ungeeignet. Eine ausführliche kritische Beleuchtung der verschiedenen Ansichten über die Genese der Blei-Zinkvererzungen im Grazer Paläozoikum würde den Rahmen dieser Arbeit bei weitem sprengen. Diesbezüglich sei auf die Ausführungen von W. TUFAR 1972 verwiesen.

5 Geologie des Bereiches Schrems-Rechberg (Abb. 2)

Wie in den vergangenen Kapiteln bereits mehrfach erwähnt wurde, treten die Vererzungen lediglich in Gesteinsserien der Tonschieferfazies in der Höheren, Karbonat- und Kohlenstoffreichen Serie auf, nicht jedoch in der tektonisch tiefer gelegenen karbonatreichen Entwicklung der Hochlantschfazies (-decke), ebenso wenig wie in der Bänderkalkserie der Schöckeldecke, welche auf den Gesteinsserien der Unteren Schiefer tektonisch aufliegt. Aus diesem Grunde wurde auch nur der Bereich der Unteren Schiefer näher auskartiert.

Im Bereich zwischen Schrems und dem Rechberg sind innerhalb der Unteren Schiefer nur Gesteine der Höheren, Karbonat- und Kohlenstoffreichen Serie aufgeschlossen. Das stratigraphisch Hangendste stellt ein dunkel- bis schwarzgrauer, örtlich stark karbonatischer Phyllit dar, welcher an den Schichtflächen nicht selten unbestimmbare Crinoidenreste aufweist. Dieser pigmentreiche Gesteinskomplex wird von graubraunen bis ockerfarbenen Karbonatphylliten unterlagert, welche örtlich Spuren einer tuffogenen Beeinflussung zeigen. Im Liegenden des Karbonatphyllites setzen schmutziggüne bis dunkelgrüne Phyllite auf, welche nach ihrer petrographischen Ausbildung als Tuffe bzw. Tuffite zu deuten sind. Im Liegenden dieses nur wenige Meter mächtigen Grüngesteinsbandes ist abermals eine geringmächtige Folge graubrauner bis gelblicher Karbonatphyllite aufgeschlossen, die ihrerseits wiederum von schwarzgrauen bis dunkelgrauen, bisweilen karbonatreichen Phylliten unterlagert werden. Die Mächtigkeiten der einzelnen Gesteinsvarietäten schwanken beträchtlich, so daß von näheren Angaben hier bewußt Abstand genommen wird.

Wie auf der Geologischen Karte des Bereiches zwischen Schrems und Rechberg ersichtlich ist, werden die Gesteinsserien in einen relativ einfachen, übersichtlichen Faltenbau gelegt, welcher örtlich durch Störungen größeren Ausmaßes in Teilschollen zerlegt wird (Abb. 2).

Recht deutlich tritt dieser Faltenbau im Abschnitt der Ortschaft Schrems (im folgenden „West-Scholle“ bezeichnet) zutage. Aus dem Kartenbild ist deutlich ein Muldenbau erkennbar, welcher durch eine gegen West in verschieden steilem Winkel abtauchende Faltenachse charakterisiert ist. Während im Ostabschnitt der Scholle die etwa E-W verlaufende B-Achse fast sölilig verläuft, taucht sie weiter westlich gegen den Tyrnauergraben mittelsteil westwärts ab. Dieser Bereich der Westscholle wird durch eine etwa normal zur B-Achse verlaufende Störung (hol-Kluft mit erheblichem Versetzungsbetrag eines Systems $B' \perp B$) von der mittleren Scholle (im folgenden „Reinbrecht-Scholle“) getrennt.

In dieser Reinbrecht-Scholle dominieren ebenfalls nahezu E-W streichende B-Achsen, welche im Westteil der Scholle relativ sölilig liegen, im Ostteil jedoch mittelsteil ostwärts abtauchen.

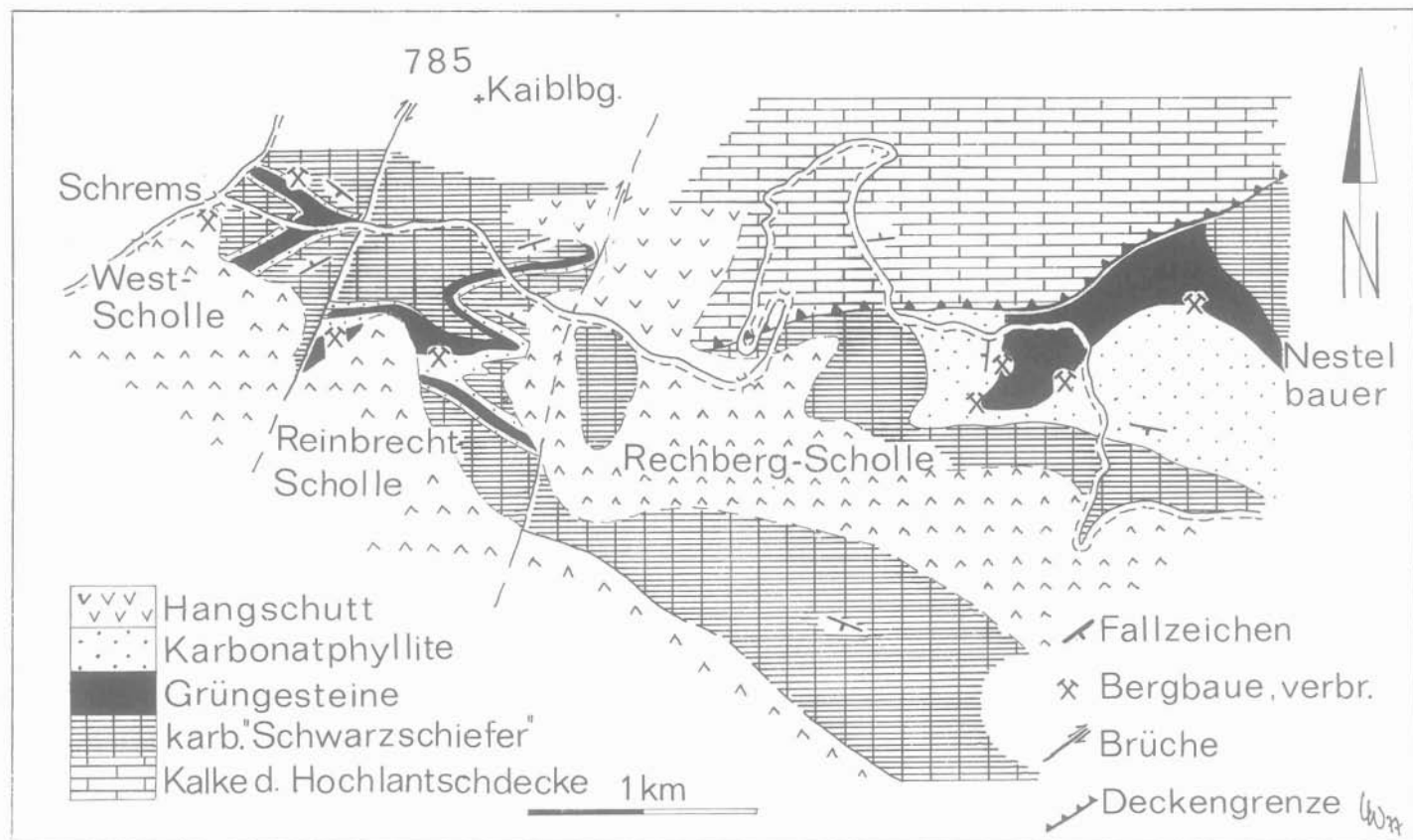


Abb. 2.: Geologische Karte des Bereiches zwischen Schrems und Reichenberg (vereinfacht).

Betrachtet man den tektonischen Bau dieser West-Scholle und der Reinbrecht-Scholle, kommt man zum Schluß, daß ein groß angelegter, deutlicher Faltenbau mit E-W-streichender Achse auftritt, welcher durch ein System $B' \perp B$ überprägt und entlang einer hol-Kluft eines quer zur Hauptfaltenanlage verlaufenden Antiklinalsystems zerschert wurde, wobei die West-Scholle um einen beträchtlichen Betrag gegen Norden verschoben wurde.

Ebenso, wie nun die West-Scholle von der Reinbrecht-Scholle durch einen Bruch getrennt ist, wird die Reinbrecht-Scholle von der östlich situierten Einheit (im folgenden „Rechberg-Scholle“) getrennt. Auch die Rechberg-Scholle zeigt einen groß angelegten Faltenbau, wie auf der Karte ersichtlich ist. Durch den Antiklinalbau gelangen hier auch stratigrafisch tiefere Anteile, pigmentierte, karbonatreiche Phyllite im Bereiche östlich des Rechbergs beim Gehöft Nestelbauer zutage, wobei hier das üblicherweise darüberlagernde, schmale Karbonatphyllitband lokal fehlt.

Zwischen dem Gehöft Nestelbauer und dem Gehöft Fürst liegen tuffogene Grünschiefer, welche durch die Anlage der Antiklinale deutlich hervortreten. Hellbrauner Karbonatphyllit und die pigmentreichen karbonatischen Phyllite, welche örtlich Crinoiden führen, schließen die stratigrafische Abfolge der Höheren, Karbonat- und Kohlenstoffreichen Serie ab.

Dieser mustergültige Antiklinalbau wurde von O. WOLLACK 1930 nicht in seiner vollen Tragweite erkannt und lediglich als eingefalteter Rest von Grünschiefern (S. 145) (muldenartig?) gedeutet, obwohl hier klare Aufschlußverhältnisse vorliegen.

Im Bereiche der Rechberg-Scholle tritt als lokale Komplikation die stellenweise Überlagerung der Hochlantschdecke auf die Unteren Schiefer hinzu. Auf diesen Umstand wies bereits H. BOIGK 1951 hin. Offenbar handelt es sich im besagten Abschnitt beim Rechberg um Auswirkungen eines südvergenten Rückschubes mit lokalen Steilstellungen, Überfaltungen und Aufschiebungen, wie sie in der weiteren Fortsetzung bis zum Plankogel bei Gasen (westl. Birkfeld) beobachtet werden können.

5. I Lagerstättenverhältnisse und Einbaue zwischen Schrems und Rechberg

Da die Einbaue im ehemaligen Bergbaurevier von Schrems und dem Rechberg zur Gänze verbrochen sind, muß auf die übrigens mustergültigen Beschreibungen der Lagerstätten von W. SETZ 1902 und J. STEINHAUS 1879 zurückgegriffen werden. Eine kurze Veröffentlichung über die Bergbaue um Schrems stammt auch von H. FLÜGEL 1952, welcher sich im wesentlichen auch auf die obigen Arbeiten stützen mußte. Im Folgenden soll jedoch versucht werden, die Beschreibungen der untertägigen Aufschlüsse mit jenen Erkenntnissen zu vergleichen, die durch die Detailkartierung obertags gewonnen werden konnten.

Die Vererzung wurde in drei verschiedenen, untereinander nicht in Verbindung stehenden Gruben abgebaut: im am westlichsten gelegenen Josefbau, dem eher unbedeutenden Georgibau und dem am östlichsten situierten Dreieinigkeitsbau. Darüber hinaus wurden Erze auch in uralten Bauen im Bereiche des Kaiblberges bei Schrems gewonnen. Ein weiterer Schwerpunkt ehemaliger Bergbautätigkeit lag im Bereiche des Rechberges. Die Erzlager des Josefbaues und die Baue des Kaiblberges

liegen in der Schremser West-Scholle, Georgi- und Dreieinigkeitsbau befinden sich in der Reinbrecht-Scholle, während die Rechberger Baue in der Rechberg-Scholle liegen.

Nach den Angaben von J. STEINHAUS 1879 und W. SETZ 1902 war der Josefibau der größte im Schremser Raum. Die Lager, welche vorwiegend silberreichen Bleiglanz, Schwespat und nur relativ bescheiden Zinkblende führen, liegen nach eigenen Beobachtungen im Grenzbereich zwischen tuffogen beeinflussten Karbonatphylliten und Grüngesteinen zu Kohlenstoffphylliten („Schwarzschiefer“), welche mitunter karbonatreich sind.

Das Hauptlagerstreichen verläuft von SW gegen NE bei einem durchschnittlichen Einfallen von etwa 30° gegen NW (Südflanke der Mulde!). Aufgeschlossen wurden die Lager durch den im Tynauergraben aufgeschlagenen Nicolaistollen, von welchem aus mehrere Sohlen im Lager aufgefahren wurden. Dieses Grubensystem stand auch mit Arbeiten vom Thalgraben in Verbindung (Mundlochpinge beim Gemeindeamt von Schrems!). In den nördlich davon gelegenen beiden Hüttenstollen wurde die Vererzung verloren. W. SETZ 1902 vermutete als Grund einen Verwurf (S. 414). Möglicherweise handelt es sich dabei um jene große Störung, welche die West-Scholle von der Reinbrecht-Scholle trennt, da auch SETZ erwog, daß der die Vererzung tragende westliche Teil gegen Norden geschoben wurde.

Nördlich des Thalgrabens (Kaiblberg) sind an zahlreichen Stellen im Grenzbereich karbonatisch-tuffogener Phyllite zu Kohlenstoffphylliten (gleiche Position wie im Josefibau!) perlschnurartig aneinandergereihte Pingenzüge ausnehmbar. Diese Lager befinden sich in der Nordflanke der Schremser Mulde. Auf einer auffälligerweise unbewachsenen Halde, welche mit großer Wahrscheinlichkeit sehr alt sein muß, sind Gesteine geschüttet worden, die auf Feuersetzarbeit schließen lassen. Paragenetisch bestehen keine Unterschiede zu den Erzen des Josefibaus. Dieser Bergbaubereich ist zweifelsohne der älteste des Schremser Revieres, über welchen keinerlei Aufzeichnungen existieren.

Der Georgibau von Schrems war bereits zur Zeit W. SETZs 1902 verbrochen. Halden und Mundlochpingen sind stark bewachsen und nur mehr schwer ausnehmbar.

Der östlichste Bau im Schremser Bergbaurevier war die Dreieinigkeitsgrube. Die Einbaue sind wie bei den anderen Lagerstätten vollständig verbrochen und deren Mundlochpingen oft nur mehr schwer im Gelände auffindbar.

Die in diesem Revier aufsetzenden Lager gehen in jenem Gesteinskomplex um, welcher als Reinbrecht-Scholle auskartiert worden ist. Der Abbau der Erze erfolgte in einem System steil übereinander angeschlagener streichend im Erz verlaufender Stollen, welche untereinander gelöchert haben (Kaiserwaldstollen, Oberer, Mittlerer und Unterer Dreieinigkeitsstollen).

Die Lagerstätten, welche in einem größer angelegten Faltenbau gelegen sind, treten in den gleichen Gesteinsbereichen auf, wie jene des Josefibaus. Die Beschreibung der Lagerstätte durch W. SETZ deckt sich darüber hinaus ausgezeichnet mit den Ober-tagskartierungsergebnissen aus diesem Raum. Hier konnte gezeigt werden, daß die verfalteten, erzführenden Serien von den lagerführenden Gesteinskomplexen der West-Scholle getrennt sind. Dies ist insofern von Bedeutung, als H. FLÜGEL 1952 keinen direkten Zusammenhang zwischen den im Josefibau auftretenden Lagern und

jenen des Dreieinigkeitsbaues sieht: „Zwar konnten obertags infolge der schlechten Geländeerschlossenheit nicht genügend Anhaltspunkte für das Vorhandensein einer trennenden Störung gefunden werden, es wäre jedoch denkbar, daß die Liegend-graphitschiefer des Dreieinigkeitsbaues dem Hangendschiefer des Josefibauges entsprechen“ (S. 65). Auf Grund der Kartierung konnte jedoch klar erkannt werden, daß die Lager des Josefibauges und die des Dreieinigkeitsbaues ident sind, auch die Position der Vererzung dieselbe ist, die Vererzung jedoch durch den die beiden Schollen trennenden Bruch in ihrem kontinuierlichen Fortstreichen gestört vorliegt.

Nach den Beschreibungen von W. SETZ 1902: 412 ff. und J. STEINHAUS 1879: 404 existieren mindestens zwei Lager. Das Hangendlager (Martinilager) liegt direkt unter dem Hangenden Schwarzschiefer. Das Nebengestein der Vererzung bildet ein grau-brauner bis gelber Schiefer (Karbonatphyllit). Die auf weite Distanz aushaltende Vererzung schien in jenen Bereichen, wo die Lagerstätte ausdünn, in Quarzschüre überzugehen, sobald sie anschwell wurde sie zunehmend bleisch, in besonders mächtigen Lagen konnte an Stelle des Bleiglanzes derbe Zinkblende beleuchtet werden. Nur untergeordnet trat zu solchen Vererzungsbildern nester- bis butzenförmiger Baryt hinzu.

Das liegende Josefilager wurde nach W. SETZ 1902: 412 im Hangenden der liegenden Schwarzschiefer angetroffen. Obwohl die Mächtigkeit des Liegendlagers größer war als jene der Hangendvererzung, wurde es infolge seiner Absätzigkeit und seiner allzu-großen Lagerartführung (Eisenkarbonate, Pyrit, Quarz) kaum abgebaut, wie allgemein Zinkblendereiche Lagerstättenkörper von den Alten gemieden und stehengelassen wurden.

Im Gegensatz zur Vererzung des Schremser Revieres, welche fast ausschließlich sulfidisch ist, ist die Vererzung im Rechberger Revier fast monoton sulfatisch. Haupterz ist hellgrauer bis weißer, zuckerkörniger, streifig mit Bleiglanz verwachsener, nach W. TUFAR 1972 Sr-arme Schwespat. Dieser Baryt, welcher streng schichtgebunden und parallel zum Nebengestein lagert, erreichte Mächtigkeiten von mehreren Zentimetern bis zu mehreren Dezimetern. Er wurde in zahlreichen kleinen, heute fast vollständig verbrochenen Einbauen, welche untereinander zumeist keine Verbindung hatten, abgebaut. W. SETZ erwähnt, daß die Lager schichtparallel zwischen „grauen“ (= „karbonatische, kohlenstoffreiche Phyllite“) und „bräunlichen“ Schiefen (= Karbonatphyllite) auftreten. Die Position der Vererzung ist demgemäß dieselbe wie im Schremser Revier, wobei auch im Bereiche des Rechberges ein zweiter Lagerzug nachgewiesen werden konnte.

Der Bergbaubetrieb wurde wegen seiner geringen Bleierzführung 1893 eingestellt. Im Jahre 1924 versuchte man hingegen den reichlich einbrechenden Schwespat, wenn auch mit ebenso geringem Erfolg, zu gewinnen. Auch dieses Vorhaben scheiterte nach kurzer Zeit.

Wie im entsprechenden Kapitel erläutert wurde und auf dem Kartenbilde ersichtlich ist, ist der gesamte, die Lagerstätte bergende Gesteinskomplex verfault worden, wobei heute ein erodierter Antiklinalbau existiert. Aus diesem Grunde ist auch klar erkennbar, daß die Vererzung über den Bergrücken weiterstreicht und im Bereiche des Gehöftes Nestelbauer neuerlich ausbeißt. Längs der gedachten Ausbeißlinie sind an zahlreichen Stellen Pingen und verbrochene Mundlöcher sowie stark bewachsene Halden erkennbar.

Die mittelsteil abtauchende Faltenachse führt dazu, daß die erzführenden Serien gegen den Westen absinken, bis sie letzten Endes an jener Störung absetzen, welche die Reinbrecht-Scholle von der Rechberg-Scholle trennt. In diesem Bereich sind daher nach geologisch-tektonischen sowie faziellen Überlegungen noch unverritzte Lagermittel, wenn auch in größerer Teufe und stark gestörter Lagerung zu erwarten.

Das streng schichtgebundene Auftreten des Lagerstättenkörpers, die Barytvormacht, das Fehlen von Eingleitsspuren, die stark karbonatische Ausbildung u. v. a. m. weist auf das Vorhandensein einer Schwellenfazies mit wesentlich sauerstoffreicherem Milieu hin, welches weiter gegen Westen in einen akzentuierten Muldenbau mit Slumpbedding überleitet, wobei, wie bereits eingangs betont wurde, ein Vergleich mit der ebenfalls schichtgebundenen, stratiformen Lagerstätte von Meggen in zahlreichen Punkten angebracht ist.

6 Geologie des Bereiches Kaltenberg-Burgstall (Abb. 3)

Aus den zahlreichen Blei-Zinkerzvorkommen im Grazer Paläozoikum wurde als Vergleich zu den Vererzungen des Schrems-Rechberger Gebietes jener des Kaltenberg-Burgstaller Revieres ausgewählt, um zu zeigen, daß die Vererzungen, welche in der gleichen Position auftreten, in keiner Weise voneinander unterschieden sind. Der einzige Unterschied besteht in der leicht höheren Metamorphose des Nebengesteins (bereits Biotit, auch Granatsprossung!) und in der Angleichung der Vererzung an die gegebenen Umstände (Hinzutreten von Magnetkies, Arsenkies, Fahlerzen etc.).

Ebenso wie in der vorhin beschriebenen Lagerstättenvergesellschaftung zwischen Schrems und dem Rechberg liegen die Blei-Zinkvererzungen im Abschnitt Kaltenberg-Burgstall in der Höheren, Karbonat- und Kohlenstoffreichen Serie der Unteren Schiefer. Im Gegensatz zu den Gesteinsserien um Schrems ist hier jedoch auch die Tiefere, Grüngesteinsbetonte Serie samt trennendem Quarzitband aufgeschlossen; wenn auch bruchgestört und verfaltet, ist dieses über Wallhütten bis zur Schöckelhochstraße südöstlich von Semriach zu verfolgen. Diskordant über den Unteren Schiefer lagern die Bänderkalke der Schöckeldecke überschoben auf. Diese Schöckeldecke wiederum ruht an deren Südgrenze bereits dem Radegunder Kristallin auf, was zur Folge hat, daß die Unteren Schiefer zwischen der nördlichen Deckenstirn und dem Südrand der Schöckeldecke tektonisch infolge basaler Abscherung auskeilen. Ein zusätzlicher Hinweis für die Allochthonie des Grazer Paläozoikums sind mitgerissene Späne von Kristallin zwischen den Unteren Schiefen und der Schöckeldecke im Bereich von Breitenau-Geigentäl und Feichtgraben.

Die Kalke der Schöckeldecke lagern, wie bereits oben erwähnt, diskordant über den Unteren Schiefen. Im Bereich von Breitenau bzw. der Schöckelhochstraße überlagert die Schöckeldecke jedoch bereits die erzführende Serie, so daß die Vererzung unter der Schöckeldecke nur mehr aus prostratigrafischen Überlegungen abgeleitet werden kann. Der Umstand, daß aber auch hier die Unteren Schiefer weitgehend unter der Schöckeldecke zuspitzen, gibt wenig Grund und Anreiz zu gezielter Suche nach größeren, zusammenhängenden Erzkörpern in diesem Bereich.

Die Streichrichtung der Gesteinsserien ist durchwegs NE—SW (Passailer Streichen), bei nordwestlichem bzw. südöstlichem Einfallen. Demgemäß verlaufen auch die

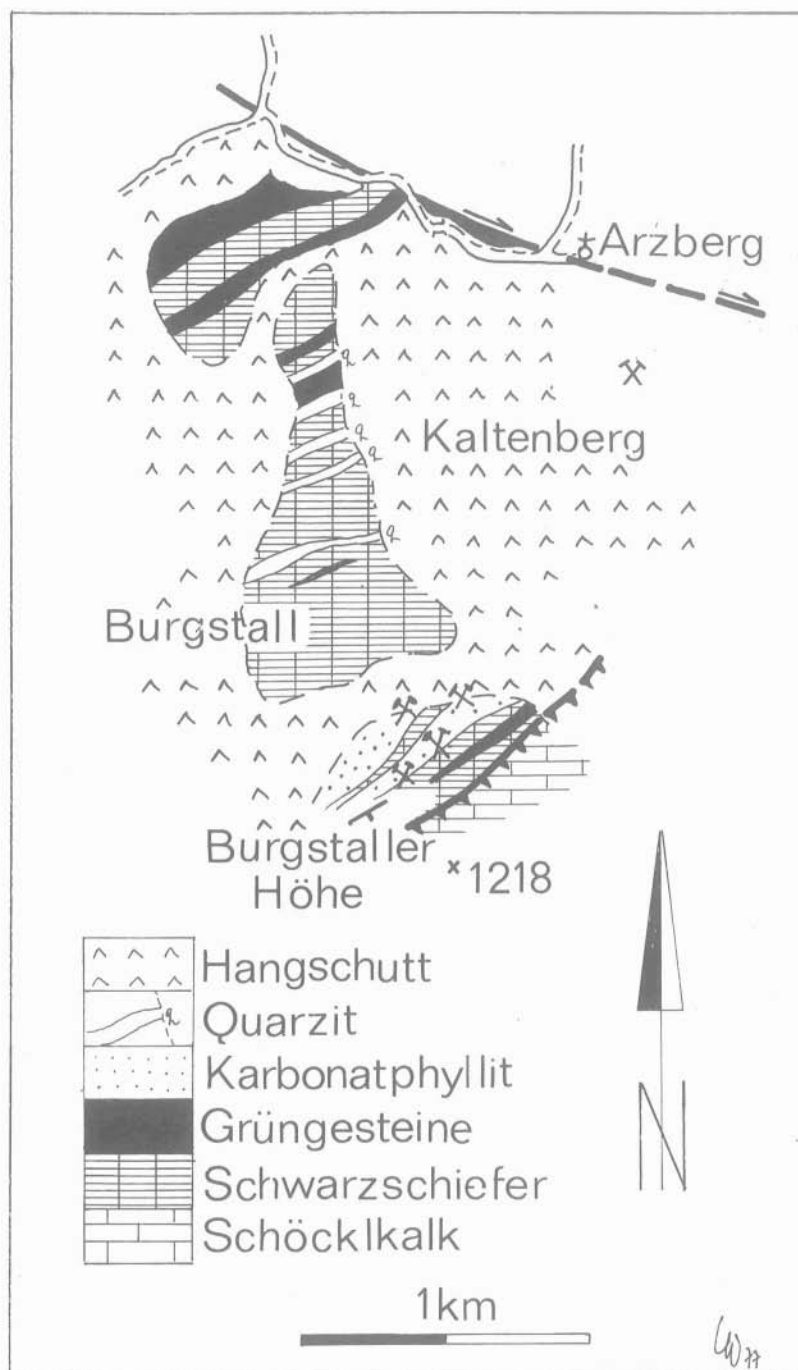


Abb. 3: Geologische Karte des Bereiches zwischen Kaltenberg und Burgstall (stark vereinfacht).

B-Achsen etwa NE—SW bei beidseitigem flachen Abtauchen. Im Gegensatz zu Schrems-Rechberg ist ein $B' \perp B$, welches einen Querfaltenbau größerer Dimension hervorruft, hier nicht erkennbar. Die Hauptbrüche sind nahezu alle dem System überdimensionaler ac- und hol-Klüfte des Faltenbaues zuzuordnen. Der vielleicht bedeutendste Bruch verläuft durch Arzberg parallel zur Raabklamm. Dieser Bruch ist auch aus Satellitenbildern als eindeutiges fotogeologisches Lineament erkennbar (A. TOLLMANN 1977).

6.1 Lagerstättenverhältnisse und Einbaue zwischen Kaltenberg und Burgstall

Der Bergbaubetrieb im Revier Kaltenberg-Burgstall dürfte bereits in der Mitte des vergangenen Jahrhunderts erloschen sein. Um die Jahrhundertwende sind lediglich kleinere Schurfarbeiten durchgeführt worden. Die Reviere am Burgstall scheinen darüber hinaus seit jeher im Schatten der ergiebigeren und größeren Gruben von Arzberg und Haufenreith gestanden zu haben.

Im Gegensatz zu den Revieren um Schrems konnten hier mehrere Stollen zumindest für kurze Zeit und teilweise befahren werden.

Im „*Marien-Grubenfeld*“ südlich von Arzberg liegt die Schöckeldecke relativ nahe über den Lagerzonen. Im Mariastollen selbst ist die Vererzung durch flache Störungsblätter verworfen und verschliffen, welche subparallel zur Überschiebungsfläche liegen, keineswegs jedoch mit dieser identisch sind, wie dies von H. FLÜGEL & V. MAURIN 1952 vermutet wurde. In der Grube selbst ist an keiner Stelle Schöckelkalk angefahren worden.

Die Erzlager sind in einen stark karbonathaltigen, gefalteten Phyllit, welcher im Westteil der Grube nordwestwärts, im östlichen Teil dagegen mittelsteil gegen Südosten abtaucht, streng schichtparallel eingelagert. Parallel zu den flachen Störungsblättern liegen stark mylonitisierte, lettige Zonen, welche oft mehrere Dezimeter mächtig sind. Teilweise sind auch Lagerfetzen miteingeknetet und ausgewalzt, ein deutlicher Hinweis auf prätektonisches Alter der Lagerstätte.

Im Oberen Revier des Burgstalles waren noch mehrere Einbaue befahrbar. Die größte dieser Gruben war der *Johannisstollen*, in welchem mehrere in Karbonatphylliten aufsetzende Blei-Zinklager nahe an Schwarzschiefern abgebaut worden sind.

In den nördlichsten Orten der Grube trat graugrüner Phyllit (Tuff bzw. karbonathaltiger Tuffit) hinzu, wobei am Kontakt zum Karbonatphyllit ebenfalls Vererzungen auftraten. Der Westteil der Grube stand unter Wasser und war nicht mehr befahrbar. An etlichen Stellen sind die Lagermassen bis knapp unter die Tagoberfläche verhaut, zum Teil sogar bis zum Tag verfolgt worden. Die Mächtigkeit der Lager schwankte zwischen mehreren Zentimetern bis zu mehreren Dezimetern.

Wenige Meter südlich des Johannisstollens befand sich ebenfalls ein kurzer Einbau, in welchem ein absätziges, vorwiegend Bleiglanz-Zinkblendelager, stark lagerartführend, bebaut worden ist, welches auch im Johannisstollen bekannt war. Im Liegenden dieser Vererzung waren mehrere Zentimeter bis Dezimeter mächtige hellbraune, streifige Marmorbänder auffällig, welche die Lager begleiteten.

Westlich dieser beiden oben beschriebenen Einbaue befand sich der etwa 50 m lange *Annastollen*, in welchem ebenfalls ein in Karbonatphylliten eingelagertes, wie üblich ausgebildetes Lager ausgerichtet wurde. Etwa 30 m südlich des Mundloches existierte ein im Lager abgeteufter Schacht, welcher jedoch ersoffen war. Über der Annastollensohle wurde die Vererzung darüber hinaus noch durch einen etwa 20 m hohen Aufbruch verfolgt.

Westlich des Annastollens sind in einem Vertikalabstand von etwa 30 m mehrere kleine, teilweise noch befahrbare Einbaue sowie verbrochene Gesenke und verwachsene Mundlochpingen festzustellen. Bei den zwei noch befahrbar gewesenen kurzen Stollen handelte es sich um die beiden *Nikolausstollen*, welche einem eher geringmächtigen Lager, welches obertags ausbeißt, nachgingen. Die alten Abbaue waren sauber versetzt und ließen doch auf örtlich starkes Anschwellen der Lagermasse schließen. Insgesamt neigte der Karbonatphyllit an dieser Stelle jedoch stark zum Verbruch, weshalb die weiteren Auffahrungen und Strecken nicht mehr befahrbar waren. Neben diesen oben beschriebenen noch „schlieflbar“ gewesenen Einbauen existierten nach Angaben von H. FLÜGEL & V. MAURIN 1952 noch der *Barbara Unterbaustollen*, der *Barbarastollen* und mehrere kleinere, unbenannte Schürfe, die jedoch bereits verbrochen waren.

Zweifelsohne handelt es sich beim Kaltenberg-Burgstaller Revier um einen im Mittelalter blühenden Abbau auf silberhältige Bleierze. Bei der Ruine Stubegg (Arzberg) soll nach H. FLÜGEL 1952 eine Schmelze bestanden haben. Nach dem derzeitigen Kenntnisstand ist jedoch infolge der tektonischen Komplikationen eine größere, zusammenhängende Lagerstätte nicht mehr in wirtschaftlichen Teufen zu erwarten. Auch ist durch die in der Nähe der Überschiebung auf das Kristallin auftretende höhere Metamorphose ein Hinzutreten störender Arsenkiese und Fahlerze zu beobachten. Dennoch ist für die Klärung der Genese der Grazer Blei-Zinklagerstätten die Vererzung am Burgstall als wichtiges, verbindendes Glied in der weiten Beweiskette einer synchronen Vererzung prätektonischen Alters anzusehen.

7 Zusammenfassung

Im Zuge der geologischen und lagerstättenkundlichen Detailaufnahme der Blei-Zinkvererzungen im Grazer Paläozoikum konnten die die Vererzung bergenden Unteren Schiefer (wie auch die Oberen Schiefer) in eine Tiefere, Grüngesteinsbetonte, und in eine Höhere, Karbonat- und Kohlenstoffreiche Serie untergliedert werden. Zwischen Unterer und Oberer Serie liegt ein schmales, die beiden Serien trennendes Quarzitband. Der genaue stratigrafische Altersumfang dieser im wesentlichen altpaläozoischen Gesteinsreihe ist noch nicht exakt umrissen. Es konnte gezeigt werden, daß die Blei-Zinkvererzung ausschließlich in der Höheren, Karbonat- und Kohlenstoffreichen Serie liegt.

Darüber hinaus konnte an Hand der hier beschriebenen ehemaligen Bergbaue von Schrems-Rechberg sowie Kaltenberg-Burgstall gezeigt werden, daß die Vererzung faziesgebunden und schichtparallel vorliegt sowie prätektonisches Alter aufweist. Das Alter der Vererzung ist mit dem Nebengestein synchron und mit großer Wahrchein-

lichkeit auf den weit verbreiteten, basischen Geosynklinalvulkanismus zurückzuführen, welcher auf direktem oder indirektem Wege eine Zufuhr metallhaltiger Lösungen in wahrscheinlich schwacher Konzentration bewirkte. Durch besonders günstige physikochemische Bedingungen kam es in becken nahen, stark reduzierenden Bereichen zur Ausfällung von Sulfiden, in schwellennahen Bereichen zur Bildung von Sr-armen Schwerspat. Ein Vergleich mit der stratiformen polysulfidischen Lagerstätte von Meggen/Lenne ist angebracht.

Die Finanzierung dieses Forschungsvorhabens erfolgte aus Mitteln der ÖIAG, des Landes Steiermark (Arbeitsgemeinschaft Steirische Rohstoffreserven) und der BBU.

8 Literatur

Eine ausführliche Zusammenstellung der Literatur betreffend Geologie, Tektonik und Lagerstätten ist in H. W. FLÜGEL 1975 zu finden.

- BOIGK, H., 1951: Zum Bau der Grazer Decken. — Zs. D. Geol. Ges., 102, 247—271, Hannover.
- BURGSTALLER, F., 1968: Untersuchung der Grazer Blei-Zink-Lagerstätten westlich der Mur. — Unveröffentl. Diss. Mont. Univ. Leoben.
- CLAR, E., 1935: Vom Bau des Grazer Paläozoikums östlich der Mur. — N. Jb. Geol. etc. Abh., Beil. Bd. 74, B, 1—39, Stuttgart.
- FLÜGEL, H., 1952: Geschichte, Ausdehnung und Produktion der Blei-Zinkabbau des Grazer Paläozoikums. — Berg- u. Hüttenm. Mh., 97, 61—67, Wien.
- FLÜGEL, H., MAURIN, V., 1952: Geschichte, Ausdehnung und Produktion der Blei-Zinkabbau des Grazer Paläozoikums. II. Die Baue um Arzberg. — Berg- u. Hüttenm. Mh., 97, 227—234, Wien.
- FLÜGEL, H., 1958: 140 Jahre Geologische Forschung im Grazer Paläozoikum. — Mitt. Nat. wiss. Ver. Stmk., 88, 51—78, Graz.
- FLÜGEL, H. W., 1975: Erläuterungen zur Geologischen Wanderkarte des Grazer Berglandes 1: 100.000. 2., Neubearb. Aufl. — Mitt. Abt. Geol. Paläont. Bergb. Landesmus. Joanneum SH 1, Graz.
- SCHWINNER, R., 1925: Das Bergland nordöstlich von Graz. — Sitz. ber. Akad. Wiss., Math. Nat. wiss. Kl. Abt. I, 134, 219—276, Wien.
- SETZ, W., 1902: Die Erzlagerstätten der Gegend von D. Feistritz-Peggau, Frohnleiten, Übelbach und Thalgraben. — Zs. prakt. Geol., 357—378, 393—414, Berlin.
- STEINHAUS, J., 1879: Die Blei- und Zink-Bergbaue des Werks-Complexes „Ludwigshütte“ zu Deutsch-Feistritz in Steiermark. — Zs. berg- u. hüttenm. Ver. Stmk. u. Ktn., 11, 387—394, 401—413, Wien.
- TOLLMANN, A., 1963: Ostalpen-Synthese. — 256 S., 23 Abb., 11 Taf., Deuticke, Wien.
- TUFAR, W., 1972: Zur Blei-Zink-Vererzung des Grazer Paläozoikums. — Joanneum, Mineralogisches Mitteilungsblatt 2/1972, 64—75, Graz.
- WEBER, L., 1974: Die Geologie der Umgebung der Blei-Zinklagerstätten von Haufenreith-Arzberg, Burgstall, Peggau-Taschen, Schrems, Thalgraben und Rechberg, Oststeiermark. — Unveröffentl. Ber., 49 S., 2 Geol. Karten, Wien.
- WOLLACK, O., 1930: Geologie der Bleizinkerzlerlagerstätten im Paläozoikum von Graz. — Berg- u. Hüttenm. Jb., 78, 133—150, Wien.

Anschrift des Verfassers: Dr. L. WEBER, Institut für Geologie der Universität Wien, Universitätsstraße 7, A-1010 Wien.