©Naturwissenschaftlicher Verein für Kärnten, Austria, download unter www.biologiezentrum.at

CARINTHIA II

Naturwissenschaftliche
Beiträge zur Heimatkunde Kärntens
Mitteilungen des Naturwissenschaftlichen Vereines
für Kärnten

22. Sonderheft

Geleitet von

DR. FRANZ KAHLER

Klagenfurt 1960

©Naturwissenschaftlicher Verein für Kärnten, Austria, download unter www.biologiezentrum.at

Die Pb-Zn-Vererzung der Raibler Schichten im Bergbau Bleiberg-Kreuth

(Grube Max)

als Beispiel submariner Lagerstättenbildung

Von

OSKAR SCHULZ

(Institut für Mineralogie und Petrographie der Universität Innsbruck)

Mit 66 Abbildungen im Text und 3 Beilagen

OÖLM LINZ
+XOM411050X

KLAGENFURT 1960

VERLAG DES NATURWISSENSCHAFTLICHEN VEREINES FÜR KÄRNTEN, KLAGENFURT
DRUCK DES TEXTES IM VARITYPERVERFAHREN DURCH DEN NOTRING DER WISSENSCHAFTLICHEN VERBÄNDE ÖSTERREICHS
DRUCK DES EINBANDES DURCH FERD. KLEINMAYR, KLAGENFURT

©Naturwissenschaftlicher Verein für Kärnten, Austria, download unter www.biologiezentrum.at

Gedruckt mit Unterstützung des Notringes der wissenschaftlichen Verbände Österreichs
und der Bleiberger Bergwerks-Union, Klagenfurt

334 / Sonderh. 22

305/1961

Alle Rechte vorbehalten

Für Inhalt und Form ist der Verfasser verantwortlich

©Naturwissenschaftlicher Verein für Kärnten, Austria, download unter www.biologiezentrum.at

Inhaltsverzeichnis

	Seite
A) Einleitung	7
B) Stratigraphie	9
C) Tektonik	16
D) Die Erzkörper, ihre Abhängigkeit von der Stratigraphie und der Tektonik	24
E) Vererzungstypen	31
1) Die Vererzung im Liegenden des 2. Cardita-Schiefers	31
2) "Erzrinnen"	47
3) Paradiagenetische Deformationsbreccien	52
4) Die Vererzung an der Union-Kluft	54
5) Vererzungen im Wettersteinkalk-Keil	56
6) Vererzungen im liegenden Wettersteinkalk	58
F) Auswertung der Ergebnisse für den Bergbau	59
G) Versuch einer Reihung der geologischen Ereignisse, vom Ältesten zum Jüngsten	64
H) Zusammenfassung	67
J) Literaturverzeichnis	71

©Naturwissenschaftlicher Verein für Kärnten, Austria, download unter www.biologiezentrum.at

Abkürzungen:

WK	= Wettersteinkalk
WD	= Wettersteindolomit
W. V.	= Widersinniger Verwerfer
U. Kl.	= Union-Kluft
ss	= sedimentäres s (Schichtung, Lager)
ZQF-Sediment	= Erzsediment mit Zinkblende, Quarz, Flußspat

©Naturwissenschaftliches Archiv für Kärnten; download unter www.biologiezentrum.at

A) EINLEITUNG

Auf Grund der Diskussion über die Entstehung der Pb-Zn-Lagerstätten in den triadischen Sedimenten, insbesondere im oberen Wettersteinkalk, erschien es interessant, die im Bergbau Bleiberg-Kreuth (Kärnten) vererzten Raibler (=Cardita-) Schichten gefügekundlich zu untersuchen. Trotzdem ich mich in bezug auf die Wettersteinkalk-Vererzung bereits der Auffassung, daß diese z. T. synsedimentär entstanden sei, angeschlossen hatte (L 45), konnte diese Untersuchung doch ohne Voreingenommenheit begonnen werden, denn es wäre immerhin denkbar, daß die Cardita-Vererzung durch epigenetische Lösungsumlagerung aus den WK-Erzen entstanden sein könnte.

Vererzung der Raibler Schichten ist vorläufig bekannt in den Mittewalder Schurfbauen, auf der Bleiberger Sonnseite, seit heuer auch in der Grube Rudolf-Schacht, ferner in der Grube Max in Kreuth, wo die derzeit besten Aufschlüsse vorhanden sind. 1949 hatte Bergdirektor Dipl. Ing. DDr. H. Holler einen Aufklärungsschlag - aus technischen Gründen im Jakobi-Stollen - angesetzt, um die Sattler-Riegel-Störung untertags festzustellen. Holler hatte etwa 230 m höher obertags im Bereich dieser Störungszone an mehreren Stellen Erze gefunden und schrieb deshalb der Sattler-Riegel-Störung ebenso wie dem Widersinnigen Verwerfer eine Erzbringer-Rolle zu (L 16, 18 und briefl. Mitt. v. 4. 7. 1958). Außerdem sah Holler die "Hangenddolomite" der synklinal beanspruchten Bleiberger Grabenschollen aus mechanisch-tektonischen Gründen als prädestiniert für Hohlraumbildungen an, in welchen dann die Vererzung als posttektonische Ausfüllung von Auflockerungszonen, untergeordnet begleitet von Metasomatose erfolgen konnte. Der Streckenvortrieb war 1950 erfolgreich: die Sattler-Riegel-Störung wurde zwar nicht gefunden, doch durchörterte der Vortrieb eine mächtige Erzzone im Liegenden des 2. Cardita-Schiefers.

Die Grubenaufnahme wurde mit Unterbrechung in insgesamt 23 Tagen durchgeführt. Sie umfaßte unter Benützung der Grubenkarten 1:500 eine Kontrolle bzw. Neuaufnahme der Kartierung,

Messung von Schicht- und Kluftflächen, Untersuchung der Erzkörper und des Nebengesteins, Detailaufnahme von mehreren Profilen und Probenentnahme. Zur Präparation kamen 247, meist orientiert entnommene Stücke, die zu einer weit größeren Anzahl von Normalanschliffen, 62 polierten Anschliffen und 175 Dünnschliffen verarbeitet wurden. Die Untersuchungen wurden mit Stereomikroskop, Polarisationsmikroskop, U-Tisch, Erzmikroskop und UV-Lampe durchgeführt. Eine "vorläufige Mitteilung" über die Ausarbeitung wurde 1956 (L 46) publiziert.

Die durch mikroskopische Untersuchungen gemachten Beobachtungen sind von den Aufschlußbeobachtungen durch unterschiedlichen Druck gekennzeichnet. Am Ende der meisten Abschnitte sind zur besseren Übersicht Kurzzusammenfassungen zu finden.

An dieser Stelle möchte ich meinen Dank aussprechen: der Bleiberger Bergwerks-Union, insbesondere den Herren Zentraldirektor Dipl.Ing.Dr.E. Tschernig und Bergdirektor Dipl.Ing. DDr. H. Holler für die freundliche Unterstützung der Arbeit, den Herren Bergverwalter Dr. L. Kostelka, Bergverwalter Ing. R. Hagler, Betriebsleiter Dipl. Ing. N. Glantschnig und Hutmann Johann Mlekusch, durch deren Einführung und Mithilfe die Grubenarbeit in so kurzer Zeit durchgeführt werden konnte und Herrn Ing. Roßbacher für die Reinzeichnung der Grubenpläne. Manche Anregungen zur Arbeit ergaben sich aus den im Schriftverzeichnis angeführten Grundlagen von Herrn Univ.-Prof. Dr. B. Sander. Ferner sei gedankt Herrn Univ.-Prof.Dr. J. Ladurner, welcher als Vorstand des Institutes für Mineralogie und Petrographie die Durchführung der Arbeit ermöglicht hat und dem Institutspersonal für stete Hilfsbereitschaft.

Infolge Druckschwierigkeiten muß auf die Veröffentlichung von 5 Grubenplänen, 2 feinstratigraphischen Profilen und 2 Grubenprofilen verzichtet werden. Diese liegen bei der Bleiberger Bergwerks-Union zur Einsichtnahme auf.

©Naturwissenschaftliche Verein für Kärnten, www.biologiezentrum.at

B) STRATIGRAPHIE

Eine Übersicht über "die Stratigraphie der karnischen und norischen Stufe in den östlichen Gailtaler Alpen" hat HOLLER (L 17) gegeben. Die Cardita-Schichten sind durch die Entwicklung von drei, rund 20 m mächtigen Schieferton- und Mergelpartien, die im Abstand von 60-70 m auftreten, einerseits vom Wettersteinkalk und vom Hauptdolomit getrennt, andererseits in der Mitte geteilt. Die dazwischen liegenden Camgite (Ca-Mg-Gesteine) (L 36) sind meistens kalkig oder dolomitisch, seltener mergelig oder sandig entwickelt und weisen häufig Bitumengehalt auf.

Von besonderem Interesse ist für uns der Abschnitt zwischen dem liegenden (1.) Schiefer und dem mittleren (2.) Schiefer, da die Cardita-Vererzung an diesen Teil der Raibler Schichten gebunden zu sein scheint.

Das Profil (Beilage 1) zeigt die Schichtfolge zwischen 1. und 2. Raibler Schiefer im Antoni-Einbaulauf in Kreuth, wo eine Auffahrung die praktisch ungestörte Schichtung quert und wo keine Pb-Zn-Vererzung vorhanden ist.

Unmittelbar über dem Wettersteinkalk setzt die "Kies-Oolithbank" ein, eine 10-60 cm mächtige, grauschwarze, zufolge des FeS_2-Gehaltes obertags rasch rostbraun verwitternde Lage mit 4-10 mm großen, z.T. verkiesten Ooiden.

Die Ooide bestehen im Kern meist aus einem Fossilfragment, z.T. umkristallisiert, um welches feinstkörnige (unter 0.005 mm)[1], calcitische und tonige Substanz konzentrisch-schalig-netzartig angelagert wurde. Manchmal zeigt diese Substanz im Dünnschliff zellig-röhrige Struktur, was für Relikte biogener Anlagerung von Kalkalgen spricht. Es handelt sich demnach um die von ROTHPLETZ (L 34) beschriebenen "Sphaerocodienoolithe", an derem Aufbau die Kalkalge Sphaerocodium Bornemanni ROTHPLETZ beteiligt sein soll. Nach PIA (L 30) sind diese Sphaerocodien nichts anderes als verschiedene Arten von Girvanella. Die Form dieser Algenknollen ist meist nicht kugelig, sondern unregelmäßig und hängt vom Habitus des meist formanisotropen Kernes ab. Von der regelmäßig konzentrisch-schaligen oder radialfasrigen Struktur der "echten", anorganischen Ooide ist nichts zu sehen. Der Pyrit-Markasit-Gehalt dieser Schicht ist typisch, aber großen Schwankungen unterworfen. Teils sind kleine Pyritwürfelchen (Kantenlänge 0.01 - 0.03 mm) nebeneinandergereiht, den Schalenbau der Ooide abbildend, teils liegen sie dicht gepackt nebeneinander und erfüllen entweder den

1) Es handelt sich bei derartigen Größenangaben meistens um Korndurchmesser (nicht um zufällige Kornquerschnitte).

ganzen Ooid oder schneiden als größere Konkretionen das Ooidgefüge, was in diesem Fall für Verdrängung des Calcits spricht. FeS_2 ist aber auch im Kern von Ooiden, als teilweise oder völlige Verkiesung von Organodetritus und als Konkretion im calcitischen, z.T. mergeligen Zement zwischen den Ooiden und Schalenbruchstücken zu finden. Eine jüngere Generation des Eisenbisulfides besteht aus z.T. mm-großen Pyritwürfelchen und teils spießigen, teils zwillingslamellierten Markasitindividuen, welche z.T. in den feinstkörnigen Erzanhäufungen enthalten und daher wohl durch Umkristallisation entstanden sind. Interessant ist das Vorkommen von kleinen, idiomorphen, gelben und braunen Zinkblendekörnchen (um 0,3 mm) im Kern von Ooiden, begleitet von Dolomitrhomboederchen (h = 0.06 - 0.12 mm) und im Schalengefüge der Ooide, dieses teilweise schneidend. Der Befund, daß die konzentrisch-schaligen Lagen der Algenooide sich um die Pyritwürfelchen deutlich anschmiegen (Überlagerungsdruck), spricht für paradiagenetische Kristallisation derselben. Andernorts (z.B. Antoni, 11. Lauf) tritt auch Bleiglanz im Gefolge der Ooide, oft das FeS_2-Gefüge schneidend, auf.

Das Vorkommen dieser sulfidischen Erze steht nicht in unmittelbarem Zusammenhang mit der lagerstättenbildenden Vererzung. Im übrigen kehren die Algenooide im Liegenden des 2. und 3. Cardita-Schiefers wieder, allerdings nicht von so starker Kiesführung begleitet. Die bis jetzt unbeantwortete Frage nach der Entstehung dieser großen Ooide (L 17) wäre somit geklärt. Das Vorhandensein dieser Sphaerocodienooide schließt freilich das Auftreten der echten Ooide (wie im 2. und 3. Schiefer) nicht aus, wurde aber in der Kiesoolithbank noch nicht bemerkt.

Über dieser Kiesschwarte folgt ein im Mittel etwa 20 m mächtiger, dunkelgrauer bis schwarzer Schieferton, z.T. mit FeS_2-Konkretionen. Der Lagerschiefer, der nach HOLLER (L 17) zahlreiche Fossilien, u.a. als "Bleiberger Muschelmarmor" enthält, ist im Hangenden z.T. etwas mergeliger und standfester ausgebildet.

Ü.d.M. kann man als Zement, das den Hauptanteil des pelitischen Sedimentes ausmacht, blättchenförmig-schuppige Tonminerale (häufig 0.0015 x 0.015 mm) erkennen. Die Schüppchen sind an dünnsten Stellen des Schliffes farblos, bei Überlagerung an dickeren Stellen schmutzig braun. In der Längsrichtung liegt $n\gamma$ und es herrscht praktisch gerade Auslöschung. Die Lichtbrechung ist für $n\gamma$ und $n\alpha$ höher als Canadabalsam, die Doppelbrechung ist nieder. Es könnte sich nach diesen Daten um Kaolinit, vielleicht z.T. um Nontronit handeln, doch ist eine eindeutige Bestimmung im Dünnschliff nicht möglich. Eine Röntgenaufnahme liegt bisher nicht vor. Ferner sind häufig vertreten: umgewandelte, meist gebleichte Dunkelglimmer derselben Kornfraktion wie die erwähnten Tonminerale, seltener ebenso kleine Hellglimmerschüppchen, pleochroitische Blättchen (dunkelgrün-farblos) (max. 0.05 x 0.005 mm), wahrscheinlich Thuringit (Leptochloritreihe). Häufig sind noch zu finden Körnchen von FeS_2 und Brauneisen (max. 0.05 mm), schwarze, opake Blättchen (kohlige Substanz) sowie max. 0.04 mm große, meist scharfkantige, isometrische Quarzsplitter. Selten tritt Glaukonit auf (0.04 mm). Die formanisotropen Komponenten sind immer deutlich in ss eingeregelt, was bei der 45°-Diagonalstellung der ss-Fläche im Dünnschliff und Überlagerung mit Gips zufolge, sowie der niederen Doppelbrechung und der gleichen Orientierung von

$n\alpha$ und $n\gamma$ der meisten durchsichtigen Komponenten fast einheitliche Blau- bzw. Gelbfärbung ergibt.

Über dem Schieferton setzt eine nach HOLLER (L 17) für das Hangende des 1. Cardita-Schiefers typische Quarzsandsteinbank ein, die im Hangenden durch Abnahme des Tongehaltes und der sandigen Beimengungen allmählich in Dolomitpelit übergeht. Im untersuchten Profil folgt unmittelbar über dem Schiefer eine 60 cm mächtige Bank feinkörnigen quarzreichen Sandsteins mit tonig-mergeligem Basalzement. Diese zerfällt zu einer weichen, sandigen Masse mit Gips (besonders in Fugen, dann stengelig) und braunem, gelbem, erdigem Belag (Limonit, Schwefel). Das Zement ist dasselbe wie im liegenden Schieferton, wieder mit Glimmer und Chlorit, allerdings mit spärlicher Dolomitbeimengung.

Die nächsten 60 cm werden von hartem, quarzhältigem Sandstein mit mergeligem Basalzement gebildet. Das tonige Bindemittel tritt nun zugunsten von Dolomit immer mehr zurück. Es liegt auch als Resediment in Form von 0.3 - 0.4 mm großen, gerundeten Knöllchen vor, wobei diese allerdings feinkörniger zusammengesetzt sind, als die unmittelbare Umgebung.

Im Hangenden folgt mit 80 cm Mächtigkeit quarzhältiger, dolomitischer Mergel. Verdünnte CHl braust nur durch Calcitfüllung in Haarrissen auf.

Der Tongehalt, die allothigenen und authigenen Komponenten haben somit im Hangenden des 1. Schiefers ziemlich rasch, aber nicht unvermittelt abgenommen, wobei die Korngrößen der sandigen Beimengungen, ausgenommen die Schiefertonpartie, gleich geblieben ist.

Nun folgt im Hangenden eine rund 22 m mächtige, hellbräunliche, makroskopisch nicht oder sehr undeutlich geschichtete Camgitbank, (teils mehr kalkig, teils mehr dolomitisch), in der etwa ab 15 m schwacher Bitumengehalt bemerkbar wird, der, in das Hangende fortschreitend, allmählich zunimmt und im Liegenden des 2. Schiefers recht auffallend und typisch ist. Bei 19 m ist im Profil eine 30 cm mächtige dunkelgraue

Kalkbank eingeschaltet.

©Naturwissenschaftlicher Verein für Kärnten, Austria, download unter www.biologiezentrum.at

Von 24 m an ist graue, braune bis dunkelbraungraue Feinschichtung zu sehen, die nur mit kurzen Unterbrechungen bis zum 2. Cardita-Schiefer anhält und als typisch zu bezeichnen ist.

In der insgesamt 2 m mächtigen Psammitbank waren folgende Komponenten bestimmbar:

I) Allothigen:

Quarz: 0.05 - 0.1 mm, scharfkantig und schwach kantengerundet, xenomorph, ganz selten idiomorph säulchenförmig (0.03 x 0.08 mm). Hellglimmer: max. 0.24 x 0.02 mm, Blättchen. Dunkler Glimmer: feine Schüppchen, z.T. gebleicht, z.T. in Leptochlorit umgewandelt (Mg-Prochlorit?). Kalifeldspat: häufig zersetzt (kaolonisiert). Mirkoklin in einem Fall beobachtet. Zirkon: in einem Fall beobachtet. Pyrit: oft zu Brauneisen verwittert, max. 0.1 mm. Kohlige Substanz: Pigment, z.T. Häcksel.

II) Authigen:

Glaukonit: max. 0.08 mm, rundlich, grün, bräunlichgrün, gelblich, nicht oder wenig pleochrotisch, oft mehrere Karbonatkörner umwachsend. Kalifeldspat: idiomorph. zonar durch Einschlüsse, in einem Fall beobachtet. Pyrit: Konkretionen. Gips: sicher als Rupturenfüllung, vielleicht auch im Korngefüge.

Die mm- bis cm-Rhythmik kommt durch Wechsellagerung von hellgrauen, dunkelgrauen, hell- und dunkelbraunen Lagen zum Ausdruck; der Farbunterschied wird durch Wechsellagerung von Kalk- und Dolomitpelit, mergelig-tonige, bituminöse Beimengungen, sowie durch feinst verteilte Pyritkörnchen hervorgerufen. Der Camgit ist, wie in der liegenden, hellen, undeutlich geschichteten Bank teilweise umkristallisiert: der primäre Dolomit- (oder Kalk-) pelit ist öfters bevorzugt // ss, von Dolomit- und Kalkspatisation erfaßt worden, wobei nach vorangegangener Auflösung des Pelites und Kleinhöhlenbildung (mm- bis cm-Ausmaße) zuerst wandständig Dolomitrhomboederchen (häufig 0.03 - 0.08 mm) angelagert wurden und, sofern nicht diese Spatisation den ganzen Hohlraum betroffen hat, die Restlumina von großen Calcitkristallen besetzt worden sind. Somit wurde nur freie chemische, keine mechanische Internanlagerung beobachtet, wodurch auch kein zeitliches Verhältnis zwischen Spatisation und paradiagenetischer oder tektonischer Verstellung der Schichtflächen abgelesen werden kann. Die Spatisation hat auch größere, zusammenhängende Bereiche, auch ohne Rücksicht auf die Schichtbänkchen erfaßt. Im Dünnschliff scheinen viele, bevorzugt rundliche Gebilde (0.08 - 0.6 mm) mit dunklem Rand auf, die als Lösungsrückstände gedeutet werden können, wobei diese wieder als Anwachsfläche für die Dolomitrhomboederchen nach beiden Seiten hin dienten. Vereinzelt treten Formaniferen (0.1 - 0.3 mm) auf. Paradiagenetische Bewegungen und Resedimentation sind oft zu beobachten. Das Aufbrausen des Gesteins bei Behandlung mit verdünnter HCl entsteht vorwiegend durch die calcitischen Kleinhöhlen- und Fugenfüllungen. Calcit und Dolomit wurden im Anschliff und Dünnschliff durch die differenzierende Färbung mit Schwefelammon nach Eisenchlorid unterschieden.

Die dunkelbraunen Feinschichten nehmen mit Annäherung an den 2. Schiefer an Häufigkeit zu. Ein Großraumrhythmus kommt nicht zum Ausdruck. Im Gegenteil, es ist schon auf kurze Distanz ein Fazieswechsel zu bemerken, was für die Aufschlußarbeiten im Bergbau sehr ungünstig ist, da man gerade hier fein-

stratigraphische Anhaltspunkte zum Aufsuchen der erzhöffigen Lager nötig hätte. Größere Fossilreste führende Schichten sind selten und auch im Streichen nicht anhaltend. Maximal 1 cm mächtige Toneinlagerungen, die oft reich an FeS_2 und meist tektonisch durchbewegt sind, mehren sich in den Hangendbereichen, wo bituminöse und tonige Bänkchen im dm- bis mm-Rhytmus vorkommen. Mit dem Bitumen ist oft Eisenbisulfid vergesellschaftet. Dies spricht für primäres, nicht migriertes Bitumen.

Während im Antoni-Einbaulauf der Calcitanteil durch Kleinhöhlenfüllungen oft so groß ist, daß das Gestein bei der Felduntersuchung mit HCl deutlich braust, sind diese Schichten in der Grube Max fast nur dolomitisch entwickelt.

Stellenweise tritt im Liegenden der Lumachelle des 2. Schiefers eine ca. 50 cm mächtige, hellbräunlichgraue Kalkbank mit Kalkspatnestern und dunklen Flecken auf, welche auf Eisenbisulfid-Anreicherungen zurückzuführen sind.

Es handelt sich um meist nur 0.01 - 0.05 mm große Pyritwürfelchen, die stellenweise sehr dicht gepackt auftreten. Calcitnester von mm- bis cm-Ausmaß rühren her, teils von Rupturenfüllungen, oft verbunden mit Lösungserscheinungen, teils von Fossilresten. Im Kleinbereich ist Umkristallisation nachweisbar, jedoch ist hier keine wandständige Anlagerung von Dolomitrhomboederchen vorhanden. Diese Umkristallisation ist ohne vorhergehende Kleinhöhlenbildung erfolgt. Im Kalkpelit sind Foraminiferen, Ostrakoden und andere kleine Schälchen, aber auch Schalenreste größerer Bivalven zu erkennen. Der feinkörnige Pyrit kommt auch manchmal als Umrandung von Calcitnestern vor, was an H_2S-Bildung zufolge Verwesung organischer Substanz (Fossilien) erinnert und ferner belteropor nach Fugen. Er ist außerdem auf ss-parallelen Tonhäuten zu finden.

Unmittelbar im Liegenden des 2. Schiefers setzen sandige, kiesreiche Ablagerungen ein. Auch diese Schichtserie wechselt in Mächtigkeit und Ausbildung, doch ist immer eine dunkelgraue, schwarze, bituminöse, feinoolithisch-sandige Lumachellenbank mit größeren Schalenfragmenten vorhanden. Sie ist oft auch groboolithisch entwickelt. Die Mächtigkeit beträgt im Antoni-Einbaulauf bzw. in der Grube Max zwischen 50 und 70 cm. Die Oolithbank läßt sich z. B. im Bellegarde-Lauf noch weiter unterteilen. Zunächst setzt mit 35 cm Mächtigkeit ein mittelbraunes, kiesreiches Oolithkalklager ein, das hauptsächlich aus nur 0.5 mm großen Ooid-Kügelchen und vielen, bis mehrere cm-großen Algen-(Sphaerocodien-)ooiden und Scha-

lenfragmenten besteht. Die nächst hangenden 10 cm führen nur wenige Sphaerocodienooide, während darüber wieder mit 23 cm Mächtigkeit eine dunkelbraune Algenoolithbank mit viel Schalenfragmenten (Lumachelle) folgt.

Nach Untersuchungen der Schnitte ⊥ und // ss zeigt sich, daß die kleinen Ooidkügelchen konzentrisch-schalig und radial-strahlig aufgebaut sind und daß sie aus chemisch angelagertem Calcit bestehen. Die Kügelchen liegen als Grundmasse des Gesteins dicht gepackt aneinander. Um einen 0.1 - 0.2 mm großen, meist isometrischen Kern, der gewöhnlich von einem Fossilfragment (Kalkalgen, Foraminiferen, Ostrakoden, Crinoiden u.a., z.T. umkristallisiert) gebildet wird, folgt eine dunkle, an kohliger Substanz und Ton reichere Schale mit vorwiegend konzentrischem Aufbau. Die äußeren 0.08 mm werden dagegen immer von einer hellen, dichten, rein calcitischen Masse gebildet, wobei neben dem schaligen Bau auch radiale Strahlen sichtbar sind. Die äußeren Schalen durchdringen sich oft gegenseitig etwa nach dem Beispiel eingedrückter Gerölle. Für die Entstehung derartiger Eindrücke kommt außer der Möglichkeit von gegenseitiger chemischer Auflösung mit verschiedener Löslichkeit von zwei aneinandergrenzenden Schalen noch der Fall in Betracht, daß sich die äußerste Hülle erst nach mechanischer Anlagerung des schwebend entstandenen Ooides gebildet hat. Es liegen vereinzelt Beispiele für den erstgenannten Fall vor.

Hier treten auch wieder die durch biogene Anlagerung entstandenen großen Algenooide auf, die makroskopisch sichtbar sind und die ich schon bei Besprechung der Kiesoolithbank beschrieben habe. Sie sind aber hier heller gefärbt (rein calcitisch) und nur selten verkiest. Im Ooidgefüge sind manchmal Sandkörnchen eingelagert. Gelegentlich findet man resedimentierte Sphaerocodienoolith-Fragmente. Für die Algenoolithbank ist in Bleiberg der Name Groboolith in Gebrauch.

Als Zement tritt in der Grob- bzw. Feinooilithschicht außer Organodetritus (Schalenfragmente bis zu mehreren Zentimetern Länge, besonders im Hangenden) feinsandiges Material der Kornfraktion 0.01 - 0.07 mm auf. Soweit die Dünnschliffuntersuchung ergibt, sind qualitativ dieselben Minerale wie in der Sandsteinbank über dem 1. Schiefer vorhanden. Der Pyrit und Markasit tritt authigen in Form von kleinen Körnchen (0.008 mm) und Konkretionen auf, z.T. Ooide oder Fossilstrukturen verdrängend. In den Intergranularen zwischen den kleinen Ooiden ist fast immer Tonsubstanz und grobspätiger Calcit enthalten. Die Tonfasern weisen folgende optische Daten auf: transparent, farblos oder hellbraun, nicht pleochroitisch, Lichtbrechung für $n\alpha'$ und $n\gamma'$ über Canadabalsam, $n\gamma'$ immer in Faserrichtung, Doppelbrechung nieder, praktisch gerade Auslöschung.

Diese Lumachellenbank enthält nicht überall Sphaerocodienooide und kann auch dolomitisch ausgebildet sein (z. B. Georgi-Stollen).

Der Übergang zum 2. Schiefer ist zwar rasch, aber nicht ausgesprochen scharf. Die kleinen Ooidkügelchen und die Algenooide setzen innerhalb weniger cm, aber allmählich aus und das Sediment geht in Schieferton (2. Schiefer) über. Der Karbonatgehalt nimmt zugunsten der Tonsubstanz ab, allerdings kommen in der durchschnittlich 20 m mächtigen Schieferbank wieder Mergel- und Sandsteinpartien vor. Der Mineralbestand ist dann, soweit im Dünnschliff zu beurteilen, qualitativ wieder derselbe

wie im 1. Schiefer bzw. den damit verbundenen Sandsteinen. Die Korngröße, z. B. der Quarzkörner, liegt im allgemeinen nicht über 0. 03 mm.

Der 2. Schiefer ist nicht selten von cm-mächtigen, weißen und roten Adern durchzogen: es handelt sich um Fugenfüllungen von Calcit (weiß) und Gips (hellrot).

Zwischen 2. und 3. Schiefer (2. Zwischendolomit) sind nach HOLLER 20-25 m mächtige, kompakte, fein- und grobbankige, dunkle Plattenkalke und Mergelkalke und darüber mit 30-40 m Mächtigkeit, meist ungebankte, bituminöse Dolomite entwickelt. Auch hier treten Feinschichtlager wie im 1. Zwischendolomit auf, aber mit geringerer Mächtigkeit. Für das Liegende des 3. Schiefers ist wieder eine Groboolithbank typisch: sie ist 3-6 m mächtig, dunkelgrau bis schwarz, führt 1-2 cm große Algenooide, aber auch Feinooide und Lumachelle und ist daher petrographisch gleich der geringmächtigeren Lumachellen-Oolithbank im Liegenden des 2. Schiefers. Dieses Lager ist nach GEYER reich an Leitfossilien der karnischen Stufe. Als Zement ist auch hier entweder nur Kalkpelit oder auch tonige und kohlige Substanz, sowie sandiger Detritus und Organodetritus vorhanden. Authigenes Eisenbisulfid kommt oft reichlich vor, z. T. das Calciumkarbonat der Ooide und Fossilschälchen verdrängend.

Mit dem Hangenden des 3. Schiefers, der hier eine durchschnittliche Mächtigkeit von 20 m aufweist, ist die von HOLLER angenommene, aber mangels paläontologischer Untersuchungen noch unsichere Grenze zwischen Karn und Nor erreicht.

Zusammenfassung

Die jeweils im Liegenden der drei, rund 20 m mächtigen Schiefertonhorizonte auftretenden Groboolithbänke bestehen aus biogen angelagerten Algenooiden (Sphaerocodien) von cm-Größe, aber meist auch aus anorganischen "echten" Feinooiden (mm-Größe). Es ergeben sich Unterschiede zwischen den drei Oolithlagern in bezug auf Gehalt an FeS_2, Organodetritus, Feinooiden und Schichtmächtigkeit. Die die Schiefertone begleitenden, feinsandigen Sedimente sind untereinander petrographisch nicht unterscheidbar. Sie enthalten Quarz, verwitterten Feldspat, Hellglimmer, dunklen Glimmer in allen Verwitterungsstadien, Chlorit, Tonminerale, Karbonat, Glaukonit, Eisen-

bisulfid, Limonit, Bitumen, kohlige Substanz, Gips.

Der terrigene Einschlag dieser Schiefer- und Sandsteinfazies trat zugunsten rein mariner Sedimentation jeweils zurück, wodurch es zur Entstehung von je rund 60 m mächtigen Dolomit-Kalksedimenten kam (1. und 2. Zwischendolomit). Näher untersucht wurde der 1. Zwischendolomit. Typisch für diesen ist, besonders in den Hangendbereichen, die Ausbildung von hellen und dunklen mm-Feinschichten durch Wechsel des Gehaltes an Karbonat, Tonsubstanz, FeS_2 und Bitumen.

Die Ausbildung der Feinschichtlager ändert sich in der streichenden Fortsetzung meist rasch, was auf Sedimentation aus einem strömenden Medium schließen läßt.

C) TEKTONIK

Zur Einführung in die Tektonik der Bleiberger Lagerstätte wird auf die Spezialliteratur (HOLLER L 16, 18) verwiesen. Aus Platzmangel kann auch auf eine Beschreibung der tektonischen Verhältnisse auf den einzelnen Sohlen nicht eingegangen werden. Diese können z. T. aus den Diagrammen und aus einer Laufkarte entnommen werden. Weitere, die tektonischen Verhältnisse darstellende Pläne mußten infolge Druckschwierigkeiten wegbleiben.

Der von mir untersuchte Bereich der Maxer Keilscholle im äußersten Westen der großen Lagerstätte wird begrenzt: im NE von der Maxer Widersinnigen Kluft (Widersinniger Verwerfer = W. V.), im SW von einem als Sattler-Riegel-Störung bezeichneten Kluftsystem, im S vom Südlichen Grabenbruch. Im NW treffen W. V. und Sattler-Riegel-Störung in spitzem Winkel aufeinander. Der im Grundriß als ungleichseitiges Dreieck vorliegende Bereich (Abb. 1) ist bei räumlicher Betrachtung etwa als ungleichseitig-dreiseitiges, schiefes Prisma aufzufassen. Der W. V. begrenzt auf rund 1 km Länge Wettersteinkalk im W bzw. NW und Cardita-Schichten bzw. Hauptdolomit im E. Westlich der Sattler-Riegel-Störung lagern im Abschnitt nördlich des durch sie verworfenen südlichen Grabenbruches norischer Dolomit, südlich davon anisische und ladinische Schichten.

In dieser, im Kartengrundriß etwa 500 x 1200 x 1500 m großen Fläche liegen die die Carditavererzung durchörternden

Grubenaufschlüsse im äußersten NW-lichen Teilabschnitt, umfassen eine Grundrißfläche von rund 500 x 500 m und reichen 500 m in die Teufe.

Den genannten Raum durchörtern folgende Stollen (von oben nach unten): Thomas-Stollen, Georgi-Stollen, Jakobi-Stollen, Bellegarde-Lauf, Franz-Josef-Stollen, 8. Lauf, jeweils im äussersten Westen. Die noch tieferen Auffahrungen vom Antoni-Schacht aus nach W haben die interessierenden Cardita-Schichten noch nicht erreicht.

Eine Komplikation ist dadurch gegeben, daß in der Maxer Cardita-Keilscholle vom Bellegarde-Lauf abwärts ein kleinerer Keil aus Wettersteinkalk (WK) bzw. Wettersteindolomit (WD) tektonisch eingeklemmt ist. Dieser ist zwar oft mit dem Raibler Keil intensiv verschuppt, steht aber auf Franz-Josef mit dem Cardita-Horizont in normalem, stratigraphischem Zusammenhang. Dieser Keil hat ebenfalls NW-Erstreckung und nimmt nach unten an Mächtigkeit zu.

Somit konnte in dem 500 x 500 x 500 m großen Raum durch die derzeit schon weit verzweigten Auffahrungen eine ziemlich homogene Kluft- und Schichtflächenaufnahme durchgeführt werden. Lediglich die Vertikalrichtung kam bei der Aufnahme zu kurz, weil als Aufschlüsse ja nur wenige Schächte und Aufbrüche vorhanden sind. Das führt zu einer Unterbesetzung der "schwebenden" (horizontal orientierten) Klüfte in den Diagrammen zufolge des Schnitteffektes (L 37, 38).

Außer sedimentären Schichtflächen (= Lager, ss) wurden Scherkläfte samt ev. vorhandenen Harnischrillen (lineare Rutschstreifen) eingemessen (insgesamt über 1000 Daten) und deren Relativsinn der Bewegung festgestellt. Diese Daten wurden am Schmidt'schen Netz (flächentreue Lambert'sche Azimutalprojektion der unteren Halbkugel, u. zw. Äuquatorprojektion) in Pol- oder Großkreisdarstellung getrennt nach Niveaus und geologischen Einheiten in Übersicht gebracht, bzw. in Sammeldiagrammen gemeinsam dargestellt. B-Achsen im Handstückbereich sind meist nur im Raibler Schieferton unmittelbar bei Störungszonen geprägt und haben dann nur lokale Be-

deutung. ß wurde am Schmidt'schen Netz aus den ss-Orientierungen konstruiert. Reißklüfte im Sinne der Gefügekunde, wie z.b. ac-Klüfte, sind im Aufschluß kaum zu beobachten.

Die gefügetektonischen Definitionen nach SANDER (L 36) werden als bekannt vorausgesetzt. Für den Raum Kreuth ist bekanntlich die Zerscherung durch NW-Klüfte besonders typisch. Der W. V. pendelt im Streichen um die NW-Richtung. Nahezu parallel dazu verläuft einige Meterzehner weiter westlich die Union-Kluft (U. Kl.). Die beiden Störungen nähern sich einander im äußersten NW. Die U. Kl. fällt fast durchwegs steil nach SE ein, während der W. V. in höheren Horizonten steil nach SE, in tieferen jedoch nach NE hin einfällt. An beiden Verwerfern und auch an deren Fiederklüften sind horizontale Harnischrillen zu beobachten, was auf Blattverschiebungen, wenigstens in jüngster Phase deutet. Beide Störungen sind Rechtsverwerfer.

Bemerkenswert ist ferner eine steile NE-Störung, die auf Georgi und Jakobi im äußersten Westen die tektonische Grenze zu einem stratigraphisch höheren Niveau, vermutlich Hauptdolomit ("Migitsch-Riegel-Kalk") bildet. An dieser Störung, die rechtsverwerfend ist, ist eine starke Schleppung der östlich davon anstehenden Schichten festzustellen. Dies scheint sich auch noch am Bellegarde-Lauf, allerdings dort mitten im Cardita-Bereich, auszuwirken. Die Bewegungen an U.Kl. bzw. W. V. haben die Verstellungen an der NE-Störung überdauert.

ss

(Vgl. Diagramme, Abb. 2, 3, 8, 9, 14, 15, 20, 25, 26, 33, 34)

Das Streichen der Wettersteinkalkschichten im Abschnitt östlich des W. V. streut allgemein um die WE-Richtung, wobei bei WNW-Streichen stellenweise Parallelismus mit dem W. V herrscht. Das Einfallen ist überall mittelsteil bis steil nach S gerichtet.

In der Cardita-Keilscholle ist vor allem eine junge steilachsige Torsion der ursprünglich wohl EW- bis WNW-streichen-

den und mittelsteil bis steil nach S fallenden Lager im Georgi-, Jakobi- und Bellegarde-Lauf auffallend. Dadurch ist die Streichrichtung in den westlichen Abschnitten bis in die NS-Stellung verdreht worden. In den übrigen Bereichen pendelt das Streichen der Lager generell von EW bis WNW, bei mittelsteilem bis steilem S-bzw. SW-Fallen.

Thomas: Im Bereich der Löcherung zum Georgi-Stollen und auch im Aufbruch selbst - dieser verläuft wenige Meter im Liegenden des 2. Schiefers - stehen die Lager sehr steil oder saiger. Nur in einer, im Grundriß etwa 10 x 15 m großen Scholle, liegt ss fast söhlig und in ihr ist ß = B = 46 W 10 NW geprägt.
Jakobi: Zwischen 2. Schiefer und einer WE-Störung (MP. 10.249 bis 10.233) liegt ebenfalls eine im Grundriß etwa 30 x 10 m große Dolomitscholle horizontal.

Die Orientierung des WD- bzw. WK-Keiles, der besonders vom Bellegarde-Lauf abwärts vielfach aufgeschlossen ist und der auf Franz-Josef im Hangenden noch in normalem, stratigraphischem Zusammenhang mit der Raibler Serie steht, weist gegenüber dem umgebenden Raibler Bereich keine grundlegende Verschiedenheit der ss-Orientierung auf, soweit diese überhaupt wegen der Mylonitisierung erkennbar ist.

B, ß

(Vgl. Diagramme, Abb. 39, 40, 41)

In dem von mir bearbeiteten Abschnitt der Maxer Cardita-Keilscholle sind B-Achsen im Handstückbereich selten geprägt,

Im Graben westlich Kreuth ist im Bachbett der dort anstehende Muschelkalk (Anis) im Meterzehner-Bereich mit B = 48 W 5 NW gefaltet, während man im Antoni-Einbaulauf Meterfalten im 1. Cardita-Schiefer mit B = 76 W 5W findet. In der Grube sind lokal folgende B geprägt.

Thomas-Stollen: in der söhligen Cardita-Scholle ß = B = 46 W 10 NW.

Bellegarde-Lauf: auf ss: B = WNW ± horizontal, lokal durch Schleppung an junger Kluft: B = 68 W 56 W, B = 59 E 40 W. Auf Georgi, Jakobi, Bellegarde, angedeutet auch auf Thomas und Franz-Josef, sind steilachsige ß, die zusammen mit den horizontalen Scherbewegungen (h0l-Scherklüfte zu einer steilen B-

Achse mit Rutschstreifen ⊥ B) auf junge steilachsige Tektonik schließen lassen, zu ermitteln:

Thomas: $ß_1$ = ca. WE 20-30 W, $ß_2$ = ca. SSE 30-70S; beide im Cardita-Bereich;
Georgi: ß = B? = gestreut von EW 40-70 W bis SW 50-75 W im Cardita-Bereich;
Jakobi: $ß_1$ = B? = 36 W 60 W (Cardita), $ß_2$ = ca. 40 E 50-70 SE (WD);
Bellegarde: ß = B? = 80 W 40-60 W im Cardita-Abschnitt;
Franz-Josef: ß = ca. NS ±50 S (Cardita);
8. Lauf: ß = 75 E 50-60 W (WK).

Einige Handstücke mit genügend großen, umkristallisierten Dolomitkörnern (ϕ um 0.08 - 0.16 mm) wurden durch Einmessen der Dolomit-c-Achsen mit U-Tisch auf den Regelungszustand untersucht. Die Diagramme Abb. 46, 47 geben folgendes Ergebnis: in einem, heute 35° einfallenden Schichtpaket sind die Dolomite schwach geregelt. Zum Ausdruck kommt in Abb. 46 eine schwache Gürtelbesetzung (Ebene ac), dementsprechend in Abb. 47 eine angedeutete Polhäufung ebenfalls in der ac-Ebene. Dem entspricht eine ungefähr horizontale B-Achse in ss. Von einer Deutung der Inhomogenität in der Besetzung des ac-Gürtels wird abgesehen. Diese Gefügeregelung ist homoachs, da derartige horizontale B-Achsen auch makroskopisch beobachtet wurden (Abb. 39, 40, 41).

Klüfte

Im Diagramm Abb. 43 sind sämtliche Scherfugenpole, die in den WK-Teildiagrammen für die einzelnen Sohlen von Thomas bis zum 8. Lauf getrennt dargestellt wurden, zusammengezeichnet und neu ausgezählt worden. Dieses Diagramm umfaßt also die Klüfte des WK-Abschnittes unmittelbar östlich des Widersinnigen Verwerfers und die des auf Bellegarde-, Franz-Josef- und 8. Lauf aufgeschlossenen Kalkkeiles. Im Sammeldiagramm Abb. 44 sind sämtliche Kluftpole des Raibler Schicht-Abschnittes

zur Übersicht gebracht, die in den Teildiagrammen für die Läufe getrennt aufscheinen.

Sowohl im WK- als auch im Cardita-Abschnitt tritt ein Maximum im NE-Sektor nahe der Kreisperipherie auf, was sehr steil nach SW einfallenden und NW-streichenden Klüften entspricht. Ein weiteres Maximum bilden in Abb. 43 steil nach W fallende NNE-Verwerfer (Pole im ESE-Sektor), doch treten diese im Cardita-Bereich nicht als Maximum hervor. Dort sind, wie aus Abb. 44 hervorgeht, steile ENE- und WNW-Klüfte (zwei Polhäufungen um NS) durch ein Untermaximum vertreten, was mit dem Untermaximum bei N in Abb. 43 (steile WE-Fugen) in Zusammenhang gebracht werden könnte. Schwach angedeutet ist ferner eine stärkere Besetzung im SE-Sektor (NE-streichende, steil NW-fallende Klüfte) im Diagramm, Abb. 44. Die schwache Besetzung um den Mittelpunkt der Diagramme weist auf schwebende Verwerfer hin, die aber zufolge des Schnitteffektes (L 37, 38) unterbetont zum Ausdruck kommen.

Die große Streuung besonders im Diagramm Abb. 44 ist darauf zurückzuführen, daß in bezug auf Klüfte inhomogene Bereiche zusammengezogen wurden. Auch Abb. 45, welche sämtliche gemessenen Klüfte in Übersicht bringt, zeigt die schon aus den Diagrammen Abb. 43 und 44 bekannten Häufungen.

Über die Verwurfsrichtungen (Abb. 42) läßt sich aussagen, daß die vorherrschenden NW- und NE-Verwerfer allgemein horizontal verworfen haben, wobei noch zu bemerken ist, daß Überprägungen von steilen Harnischrillen durch horizontale in Einzelfällen zu beobachten waren: die Horizontalbewegungen waren dann die jüngeren. In Klüften, welche mit der ss-Streichrichtung ungefähr // verlaufen und in bewegten Schichtflächen selbst, haben meist Vertikalverschiebungen (Überschiebungen, Abschiebungen) stattgefunden.

Selbstverständlich fallen die Durchstoßpunkte der Harnischrillen derjenigen Klüfte auf dem Netz zusammen, die miteinander eine Blockbewegung ermöglicht haben. Dies ist für die Aufschlußarbeiten in der Grube von Bedeutung: z. B. stehen horizontale Verwerfer meist in Verbindung mit Horizontalbe-

wegungen in den NW-Klüften. Sowohl in der steilen, als auch in der schwebenden Kluft wird also bei Ausrichtungsfragen die Fortsetzung in der NW-SE-Richtung zu suchen sein, wobei es auch noch von Wichtigkeit ist, den Relativsinn der Bewegung zu kennen. Ist dieser nicht an den Fugen selbst durch Abrißstellen an den Rutschstreifen zu erkennen, so gilt bei NW-Klüften generell der Hinweis, daß Östliches nach S bzw. Westliches nach N verschoben wurde ("Rechtsverwerfer"). Die im Maxer Revier ebenfalls noch gut hervortretende zweite "Diagonalkluftschaft", die NE-Verwerfer, sind allgemein als horizontal verwerfende "Linksverwerfer" zu bezeichnen.

Die Verwurfstendenzen der NE- und NW-streichenden Diagonalklüfte haben PETRASCHECK (L 29) und HOLLER (L 16,18) für den gesamten Bleiberger Erzberg schon erkannt.

Es handelt sich also um eine zweischarig-ungleichscharige Scherbewegung, betont nach NW-Fugen, wobei besonders der W. V. und die U. Kl. als durchziehende Horizontalverwerfer im bearbeiteten Bereich markant hervortreten.

Eine Lagebeziehung der Klüfte zu den Schichtflächen hat sich im allgemeinen nicht ergeben. Mit Ausnahme von Scherbewegungen in Schichtflächen setzen die Klüfte ohne Rücksicht auf die ss-Orientierung durch, wobei durch die Zerscherung nach NW-Fugen der jeweils westliche Teil, wohl zufolge geringeren Widerstandes, nach NW versetzt wurde (Einreißen des Erzbergrückens), während der jeweils östliche Teil im SE zurückgeblieben ist.

Ausnahmen von der Regel, daß NE-Klüfte Linksverwerfer sind, gibt es in dem durch die jungen, steilachsigen Formungen stark beeinflußten Teilbereich auf Georgi, Jakobi, Bellegarde, wo die Schichten im Streichen in die NW- bis NS-Richtung gedreht wurden; dort sind sowohl NW-, NS- als auch NE-streichende Scherfugen mit großer Wahrscheinlichkeit Rechtsverwerfer.

Die NW- bzw. NE-Scherbewegungen sind i. a. jünger als die Vertikalverschiebungen in den WE-Störungen, die in Zusammenhang mit ungefähr S-N gerichteter Einengung und Fal-

tung mit etwa W-E gerichteter, wahrscheinlich horizontaler B-Achse gebracht werden können. Eine auf die abc-Koordinaten der Gefügekunde beziehbare Kluftanalyse scheint mir derzeit nicht exakt möglich zu sein, weil hiezu eine geologisch-tektonische Neuaufnahme des ganzen Bergbaugebietes und dessen Umgebung mit besonderer Berücksichtigung von Faltungs- oder Scherungs-B-Achsen, Bewegungsrichtungen und des Relativsinns der Bewegungen, sowie eine mikroskopische Gefüge - untersuchung auf Calcit- bzw. Dolomitregelung notwendig wäre: Denn diese Daten sind aus den bisherigen, sonst ausführlichen, tektonischen Aufnahmen von HOLLER (L 16, 18) nicht zu entnehmen.

Wenn auch der bearbeitete Raum der Grube Max im Gesamtbild der Lagerstätte Bleiberg-Kreuth nur einen kleinen Teil einnimmt, möchte ich doch auf Grund meiner Ergebnisse und unter Mitverwertung der HOLLER'schen Arbeiten meiner Vermutung über den Gesamtablauf der Tektonik Ausdruck verleihen, wobei freilich diese Synthese nicht die in Zukunft noch notwendige Gesamtaufnahme nach den oben genannten neuen Gesichtspunkten ersetzen soll und kann.

Als erster Formungsakt scheint eine Faltung durch Einengung mit ungefähr WE-, vielleicht auch WNW- und ENE-streichender, anscheinend ± horizontaler B-Achse erfolgt zu sein. Die Schichten sind dadurch zu Antiklinalen (Erzberg, Dobratsch) und einer Synklinale anscheinend nur schwach gewölbt worden, doch haben syntektonische h0l-Klüfte (tautozonal b mit Verwurfsrichtung ⊥ b) zufolge des Einengungsdruckes meist als Überschiebungen zu beiden Seiten der Mulde, eine Vertiefung derselben bzw. ein Herausheben der Sattelzonen und damit weitere Einengung bewirkt. Die hervortretendsten Störungen sind der nördliche und südliche Grabenbruch. Vermutlich sind dieser Formung, zufolge horizontaler Pressung, auch hk0-Fugen (tautozonal c) zuzuschreiben, verbunden mit laminarem Gleiten in Schichtflächen (also a in ss und ⊥ b). Demnach weisen solche "Diagonalklüfte" (NE- und NW-Streichen) entsprechend dem Einfallswinkel der Schichtung und der dadurch gegebenen Orientierung von c (⊥ab = ss) sich in c schneidende Riefung auf. Derartige Verwerfer treten in der Maxer Keilscholle nicht besonders hervor, in Einzelfällen ist aber eine Überprägung mit horizontaler Rillung durch jüngere Bewegungen nachweisbar.

Ob das Herausheben tieferer geologischer Einheiten (Muschelkalk, Werfener Schichten, Grödner Sandstein) im Raume südlich und westlich Kreuth durch einen Achsenanstieg oder durch Überschiebungen an h0l-Störungen oder 0kl-Störungen erfolgt ist, ist ungeklärt, doch scheinen mir die beiden letztgenannten Möglichkeiten wahrscheinlicher.

Einem jüngeren, tektonischen Formungsplan ist die ohne Rücksicht auf die Schichtung geprägte "Bleiberger NE-" und "Kreuther-NW-Tektonik" zuzuschreiben. Dies entspricht einer immer noch symmetriekonstanten Einengung, wobei aber die Koordinaten besser mit "b vertikal" festgesetzt werden. Die dieser steilachsigen Formung als h0l-Fugen entsprechenden, meist steil einfallenden NW- und NE-streichenden Klüfte weisen demnach horizontale Harnischrillen auf. Nachbewegungen schon vorhandener Klüfte waren möglich (Überprägungen von Rutschstreifen).

Die Scherbewegungen sind nicht im ganzen Bergbaugebiet gleich verlaufen, sondern in zwei Homogenitätsbereichen verschieden u. zw. zweischarig - ungleichscharig. Im Bleiberger Revier ist die NE-Kluftschar dominierend, während im Kreuther Revier die

NW-Störungen hervortreten. Sie haben dort auch das geologische und morphologische Bild geprägt. Die am W.V. und an der Sattler-Riegel-Störung erfolgten Blattverschiebungen haben einige hundert Meter betragen, wobei Westliches nach NW verschoben und dadurch die Erzbergkette durchgerissen wurde. Im Teilbereich der Maxer Keilscholle ist die Überprägung des älteren EW-Formungsplanes durch eine symmetriekonstante, steilachsige Einengung auch im Schichtstreichen sichtbar. Dort sind die ursprünglich EW- bis WNW-streichenden und S-fallenden Schichtflächen auf 200 m Teufenerstreckung u.zw. in den höheren Niveaus, im Westen kontinuierlich in die NS-Richtung gedreht worden, was durch steile ß auf der Lagenkugel zum Ausdruck kommt. Wahrscheinlich sind dabei auch die auf ss vereinzelt geprägten B aus der EW-Richtung in die WNW- oder NW-Richtung rotiert worden. Ob das auch für die im Kreuther Graben vorhandenen, NW - streichenden Faltenachsen gilt oder ob diese mit NW-Orientierung geprägt wurden, konnte ich vorläufig nicht entscheiden.
Die Zuordenbarkeit der von HOLLER (L 16) erwähnten "zwei, z.T. sogar drei Generationen dem Grabenbruch zugehörigen Staffelbrüche" zu einem tektonischen Formungsplan muß vorläufig offen bleiben. Auch die von HOLLER zitierten älteren Vertikalbewegungen an Kreuther NE-Klüften und an den westlichen Bleiberger NE-Fugen, wobei jeweils Östliches abgesunken ist, können nach den vorläufigen, gefügetektonischen Untersuchungen noch keinem Formungsplan zugeordnet werden.

D) DIE ERZKÖRPER, IHRE ABHÄNGIGKEIT VON DER STRATIGRAPHIE UND DER TEKTONIK

Bei Betrachtung der Grundrißkarten von Georgi, Jakobi (Beilage-Tafel 3) und Bellegarde fällt sofort der Parallelismus von Erzkörpern mit dem 2. Cardita-Schiefer im Streichen auf. Weniger deutlich ist dieses Verhältnis im Thomas-Stollen zu sehen, während es im Franz-Josef-Lauf und am 8. Lauf wegen starker tektonischer Zerstückelung der Schichtfolge nicht mehr zum Ausdruck kommt. Auffallend ist außerdem die teilweise Parallelität zwischen 2. Schiefer samt Erzkörpern und dem W.V. bzw. der U.Kl. am Georgi-, Jakobi- und Bellegarde-Lauf. Bei näherer Betrachtung muß aber zugegeben werden, daß dieser Parallelismus teilweise nur mit dem stofflichen Streichen besteht, welches als Integral nach mehreren, gleichsinnigen Horizontalverschiebungen der nur annähernd mit den Störungen parallel streichenden Schichten zu werten ist. Weiters ergibt sich eindeutig, daß die Abstände zwischen Erzkörper und W.V. bzw. U.Kl. ständig wechseln, während sich die Vererzung mit ziemlich konstantem Abstand an das Liegende des 2. Schiefers hält und alle, oft beträchtlichen Torsionen desselben mitmacht. Eine Bestätigung dieses Befundes ergibt sich klar bei Ansicht von Aufrissen.

Verein für Kärnten, Austria, download unter www.biologiezentrum.at

Thomas-Stollen

Auf dieser Sohle und hinunter bis zum 88 m tiefer liegenden Georgi-Stollen ist die Vererzung an ein fast saiger stehendes Schichtpaket gebunden, was durch drei beinahe durchwegs im Erz vorgetriebene Aufbrüche bestätigt wird. Das Einschieben des Erzkörpers in ss ist durch diese drei "Linearen" noch nicht genau fixiert. Zwei der Aufbrüche vereinigen sich und bilden einen Durchschlag zu Thomas (Löcherung Hemscheid-Gugl). Im obersten Abschnitt hat die Vererzung, den bisherigen Aufschlüssen zufolge nachgelassen. Die Erzspuren (ZnS, PbS, FeS_2) sind im Thomas-Stollen im Abstand von 2-10 m im Liegenden des 2. Cardita-Schiefers mindestens 80 m weit horizontal zu verfolgen, während der Abstand vom W. V. 65-120 m beträgt. Auch andere, kleine Verwerfer stehen mit dieser Erzführung in keinem Zusammenhang.

Die Wettersteinkalkvererzung im Ostteil des Aufnahmebereiches verläuft im Grundriß parallel mit dem 50-80 m westlich davon liegenden W. V., hält sich im Detail jedoch auch an gewisse Schichtflächen des liegenden Wettersteinkalkes. Die ursprünglich reiche, rund 1-2 m mächtige Vererzung ist heute größtenteils abgebaut. Die von hier zu Georgi entlang steil geneigten EW- bis WNW-streichenden Schichtflächen niederführenden Verhaue, die noch Erzrücklässe zeigen, lassen auf Lagervererzung mit steilem Einschieben in ss und ausnahmsweise mit schlauchartigen Abweichungen davon schließen.

Georgi-Stollen

Abbauwürdig ist ein max. 6.5 m mächtiger Lagererzkörper, der 11.5 - 18 m im Liegenden des 2. Schiefers nur mit kurzen Unterbrechungen 110 m weit horizontal zu verfolgen ist. Eine weitere, aber schwächer vererzte Schicht ist 4 - 7 m im Liegenden des Schiefers, lagergebundene Erzspuren auch 2 m im Liegenden desselben, zu finden. Diese Erzkörper machen die Verdrehung der ss um nahezu 90° im Streichen mit. Der Abstand dieser Vererzung von der U. Kl. schwankt zwischen 9 und 60 m, vom W. V. von 55 bis 100 m. Weder diese noch andere Klüfte haben mit den genannten Erzkörpern einen genetischen

Zusammenhang. Die Erzlager sind aber mehrmals von NE- und NW-Störungen horizontal um wenige Meter zerschert worden, genau so wie der Lagerschiefer. Spurenhafte Vererzung tritt untergeordnet in mylonitisierten Zonen auf, doch kann diesem Befund allein keine genetische Bedeutung beigemessen werden. Man beachte nur die weit verstreuten Schieferfetzen! ("Kluftschiefer").

Die Erzführung des WK beginnt erst weit außerhalb des Aufnahmebereiches, unmittelbar östlich an den W. V. angrenzend. Die mindestens 200 m im Liegenden des 1. Schiefers aufsetzende WK-Vererzung liegt auch hier annähernd, aber nicht exakt, schichtparallel und macht die von HOLLER (L 16, 18) vertretene Ansicht in Einzelfällen glaubhaft, daß die Vererzung durch tektonische Aufzerrung der ss-Flächen entlang dem W. V. belteropor nach ss vorgedrungen sei. Andererseits reicht aber die Vererzung, die bis max. etwa 100 m vom W. V. entfernt auftritt, meist gar nicht an den Verwerfer heran. 2-5 m mächtige Schichtflächen sind häufig durch cm- bis dm-mächtige Schalenblendebänder und Bleiglanz vererzt. Es ist wahrscheinlich, daß es nicht immer stratigraphisch dieselben Lager sind.

Jakobi-Lauf

Zum 29 m tiefer gelegenen Jakobi-Lauf führen zwei tonnlägige Schächte in steil SSW-fallenden, gut vererzten Lagern. Hier finden wir ganz ähnliche Verhältnisse wie auf der Georgi-Sohle. Der große Lagererzkörper ist - kurze Vertaubungen ausgenommen - 170 m weit horizontal zu verfolgen. Die max. 5.5 m mächtige, abbauwürdige Schichtvererzung liegt im Profil ca. zwischen 13.5 und 19 m im Liegenden des 2. Schiefers. Spurenhafte Vererzung ist auch weiter im Hangenden bis zum 2. Schiefer, aber auch bis einige Meter in das Liegende des großen Erzkörpers zu finden. Die stratigraphisch gebundene Vererzung ist im Westabschnitt genau so wie im Georgi-Niveau durch die junge tektonische Formung mit steiler Achse disloziert worden, was für Ausrichtungsfragen nicht übersehen werden darf. Die Begrenzung des Erzkörpers ist hier tektonisch bedingt, während im E ein allmähliches Schwächerwerden der Vererzung im sel-

ben stratigraphischen Niveau zu verzeichnen ist, wobei die nicht abbauwürdigen Erze noch über 200 m weit im Schichtstreichen nachweisbar sind.

Der parallele Verlauf von U. Kl. und Erzlager hat genetisch keine Bedeutung, denn Parallelismus besteht ja auch mit dem 2. Cardita-Schiefer. Die Entfernung der Vererzung von der U. Kl. schwankt auf 300 m Länge zwischen 13 und 50 m, ändert sich aber sofort im Westteil, wo die Vererzung samt Schichten aus der WNW-Streichrichtung in die NS-Richtung gedreht worden ist. Der Abstand des W. V. von der Vererzung beträgt 60-110 m. Eine Reihe von Scherfugen ist für meist nur m-weite, gewöhnlich horizontale Verschiebung der Erzkörper maßgebend. Die WK-Lagervererzung südöstlich des Aufnahmebereiches, die hier nahe am W. V. beginnt, wurde nicht bearbeitet.

Bellegarde-Lauf

Die zwei im Lagererzkörper niedergebrachten, tonnlägigen Schächte von Jakobi zu Bellegarde geben zwar keinen Anhaltspunkt über die Ausbreitung der Vererzung in dem dazwischenliegenden, der Teufe nach 62 m betragenden Abschnitt, doch deuten die Aufschlüsse auf Bellegarde und in den höher gelegenen Läufen doch auf eine ausgedehnte flächenhafte Vererzung ohne Bevorzugung einer linearen Richtung.

Die nach bisherigen Aufschlüssen 2-4 m mächtige Cardita-Vererzung hält sich auch hier an das Liegende des 2. Schiefers. Sie scheint normal zwischen 21 und 24 m im Liegenden des Schiefers zu liegen, ein schwächeres, nur z. T. abbauwürdiges Vorkommen liegt im stratigraphischen Profil bei 5 m. Schöne Erzaufschlüsse sind auf einer Länge von 200 m verteilt, doch kann man ein Zusammenhängen der Vererzung, etwa wie auf Jakobi und Georgi, bisher nicht erkennen. Einerseits ist die Klufttektonik hier so intensiv wirksam gewesen, andererseits sind noch zu wenig Auffahrungen zum 2. Schiefer vorhanden, so daß man von einer exakten, stratigraphischen Einreihung der Erzlager vorläufig absehen muß. Es ist noch kein Erzkörper über 30 m horizontal, wohl aber in die Höhe zu verfolgen gewesen. Der

Abstand des Haupterzlagers von der U. Kl. beträgt mindestens 15 m, hächstens 40 m. Über die räumliche Verbreitung der im SW-Schlag (bei MP. 10. 420 ab Hauptwestschlag) vorkommenden Erzspuren zwischen U. Kl. und WD-Keil kann noch nichts ausgesagt werden. Sie liegen in einem Mylonit von Cardita-Dolomit und -Schiefer auf einer ⊥ ss verlaufenden Strecke, auf eine Länge von 30 m verteilt und dauern auf der Fortsetzung der Querung in den WD noch an. Dieses Erzvorkommen steht mit einer Schichtvererzung jedenfalls in keinem unmittelbaren Zusammenhang.

Der auf Bellegarde auf mehrere kurze Stücke angefahrene WD ist überall vererzt, z. T. sogar abbauwürdig (MP. 10. 720 Hauptwestschlag), doch ist über die Ausdehnung dieser immer in mylonitisiertem Gestein vorkommenden Erze noch keine Voraussage möglich. Die stratigraphische Zugehörigkeit dieser vererzten Keilscholle ist unbekannt. Sie ist ständig von Kluftschiefer begleitet. Der Abstand zur U. Kl. beträgt ziemlich konstant 12 m bei einer Breite von ca. 40 m.

Franz-Josef-Stollen

Im äußersten Westen ist noch keine Verbindung von Bellegarde zum 132 m tiefer liegenden Franz-Josef-Stollen (5. Lauf) hergestellt. Bis jetzt sind erst zwei Ausfahrungen zu m 2. Cardita-Schiefer angesetzt worden. Die eine davon brachte einen schönen Lagererzkörper, welcher dzt. abgebaut wird ("Ankergugl"). Der in der Horizontalen 17 m lange und 4 m breite Abbau zieht sich nach NW hoch und steht in 13 m Höhe noch im Erz. Dieses Einschieben entsteht aber durch Zerscherung des Erzlagers durch NNW- und NW-Klüfte. Der anscheinend größere Abstand vom 2. Schiefer (35 - 45 m) ist wohl auf tektonische Unterbrechung des Normalprofils zurückzuführen. Die zweite Querung zum Schiefer hat wenige Meter im Liegenden desselben Erzspuren gebracht. Ausrichtungen im ss-Streichen fehlen noch. Zwei weitere im Abbau befindliche Erzkörper liegen zwischen MP. 6390 und 6281, sowie zwischen MP. 6493 und 6451 . Der erstgenannte ist auf 25 m Länge horizontal erschlossen und

steht dzt. in 10 m Höhe noch im Erz. Das Gestein ist ein Mylonit von Raibler Dolomit und WD. Oft sind m^3 -große WD-Schollen zu beleuchten. Diese scheinen die Erzträger zu sein. Von einer schichtgebundenen Vererzung kann nach so intensiven tektonischen Ereignissen nichts mehr zu sehen sein. Eine einheitliche ss-Orientierung ist nicht zu finden.

Erzspuren stellen auch die Verbindung zum zweiten, erst jüngst angefahrenen Erzkörper her, der ebenfalls in einer stark mylonitisierten Zone von Cardita-Dolomit, WD und Schiefereinpressungen, liegt. Auch hier scheint der WD Erzträger zu sein. Der NE-Teil dieses Vererzungsbereiches ist von der U. Kl. abgeschert worden. Eine von W herziehende WE-Kluft mit steilem S-Fallen mündet unter Drehung der Streichrichtung nach SE in die U. Kl. Sie begrenzt den Erzkörper im SW. Die Vererzung ist vorläufig auf etwa 100 m^2 Grundrißfläche, ohne Bevorzugung einer Richtung, zu beleuchten.

Der südlich der WE-Kluft anstehende WK-Keil ist vielerorts spurig, selten bauwürdig vererzt. Diese Vererzung tritt meist unregelmäßig auf und folgt häufig unbedeutenden Störungen und Haarrissen. Von einer schichtgebundenen Vererzung kann nicht die Rede sein. Lediglich in einem Fall, nämlich beim guten Erzvorkommen im Hangenden der "Hauptsüdschlagfläche", ist Lagervererzung zu vermuten, nach den bisherigen Aufschlüssen aber nicht zu beweisen.

Bemerkenswert ist die in meinem Aufnahmegebiet einzige nennenswerte Kluftvererzung, nämlich an der Union-Kluft. Die Erze sind auf eine Länge von 120 m entlang der Störung zu verfolgen. Sie stecken meist in einer etwa 0.75 m mächtigen, steil SW-fallenden Störungszone zwischen zwei starken // verlaufenden Verwerfern. Das ebenfalls mylonisierte Erz steckt in einer tektonischen Breccie, bestehend aus WD-, Cardita-Dolomit- und Schieferfragmenten. Wenn die Doppelkluft fehlt, sind die Erze anscheinend westlich der Kluft enthalten. Die Kluftvererzung wurde nicht abgebaut, über die First- und Sohlenfortsetzung ist somit nichts bekannt. Nur am 8. Lauf wurden an der

U. Kl. in mylonitischem Gestein Erzspuren auf kurze Distanz festgestellt. Das tektonische "Durcheinander" kommt auch in der homogenen Verteilung der Schiefersetzen zum Ausdruck, wobei nur in einem Fall der 1. Schiefer südlich MP. 6094 (S-Querung bei MP. 5762 ab Hauptwestschlag) stratigraphisch sichergestellt wurde. Hier ist noch die ungestörte Schichtfolge vom hangenden WK zum 1. RaiblerSchiefer erhalten, so daß man annehmen kann, daß der im Raibler Bereich eingeklemmte WK-Keil die oberen stratigraphischen Horizonte (mindestens 150 m) und damit die seit jeher als erzhöffig bekannten Lager (L 16) enthält.

8. Lauf

Am 186 m tiefer gelegenen 8. Lauf sind die interessanten Bereiche im Liegenden des 2. Schiefers nicht aufgeschlossen. Die bis auf wenige Ausnahmen nur spurenhafte Vererzung, meist in mylonitisiertem Gestein (sowohl WK als auch Cardita), erlaubt keine Angabe über Ausdehnung und Herkunft. Entlang der U. Kl. bzw. in ihrer Nähe wurden Erzspuren beobachtet. Die Vererzung in diesem äußersten W-Abschnitt ist nach bisherigen Aufschlüssen dürftig.

Zusammenfassend ist festzustellen, daß die speziell zur Untersuchung herangezogene Vererzung der Cardita-Schichten eine max. 6. 5 m mächtige Schichtvererzung im Liegenden des 2. Cardita-Schiefers darstellt, wobei sich als Form des Erzkörpers ein großer linsenartiger Bereich ergibt, ohne Bevorzugung einer Richtung im Schichtstreichen ("Einschieben"), aber mit oftmaligem Wechsel des Vererzungsgrades. Wenn trotzdem vom "Einschieben" immer wieder gesprochen wird, so weise ich darauf hin, daß dies nur lokal und scheinbar vorhanden ist und durch einscharige Zerscherung, Verformung und Verschwenkung von ursprünglich zusammenhängenden Erzkörpern (Abb. 50), zu erklären ist. Dies betrifft dann die Erzkörper genau so wie die dazugehörigen Schichten. Für die Vererzung der Mylonitbereiche und des WK-Keiles, wo die Erze an vielen Orten in Spuren, aber selten mit abbauwürdiger Anreicherung auftreten, ist eine einheitliche, räumliche Ausdehnung nicht anzugeben.

©Naturwissenschaftliches Archiv für Salzburg; download unter www.biologiezentrum.at

E) VERERZUNGSTYPEN

1) Die Vererzung im Liegenden des 2. Cardita-Schiefers

Die Abfolge der schichtigen Cardita-Vererzung wurde an verschiedenen Abbauorten vom Aufschluß bis zum Kleinbereich genauestens studiert. Hier wird ein typisches Beispiel einer Schichterz-Folge vom Jakobi-Stollen herausgegriffen, wo durch Reinigung der Ulme und Firste eine ungestörte Schichtfolge der liegenden 25 m unter dem 2. Schiefer Dezimeter für Dezimeter zur Einsicht gewonnen wurde. Der untersuchte Bereich liegt zwischen den Vermessungspunkten 10.171, 10.143, 10.236, 10.168. Nach Vermessung in der Grube wurde ein Profil (Tafel 2) konstruiert und die Proben, Schicht für Schicht, orientiert entnommen.

Im Liegenden des Haupterzkörpers tritt mit mindestens 3 - 4 m Mächtigkeit hellbräunlichgrauer, makroskopisch undeutlich geschichteter, bituminöser, z.T. feinkavernöser Dolomit in Erscheinung. Er ist schwach vererzt. (Im Profil 1).

Das Gestein besteht zum Großteil aus einem geschlossenen Kristallisationsgefüge von Dolomit, in welchem gelegentlich als Relikt noch nicht umkristallisierter Dolomitpelit und mit Bitumen und opakem Pigment besetzte Suturen erhalten sind. Die Suturen verlaufen im umkristallisierten Gefüge meistens intergranular zwischen den meist 0.15, max. 0.3 mm großen Dolomitkristallen, in seltenen Fällen aber auch intragranular. Das Gestein ist sehr schwach vererzt. Neben Zinkblende und Pyrit sind Quarz und Fluorit vorhanden. Die Vererzung tritt entweder diffus auf, oder sie folgt belteropor Haarrissen oder auf kurze Distanz (1-3 dm) der Schichtung.

Präkristalline Rupturen in Bezug auf die Dolomitneubildung sind dadurch nachweisbar, daß Dolomitkristalle aus dem in Umkristallisation begriffenen pelitischen Bereich ohne Änderung ihrer Orientierung in eine, in einem Falle 0.05 - 0.15 mm breite Spalte hineingewachsen sind und diese vollständig ausfüllen; dabei zeigt sich, daß die im pelitischen Bereich pigmentierten Körner im Bereich der Spalte nicht pigmentiert sind.

Die Dolomitkörner der umkristallisierten Bereiche sind nicht zwillingslamelliert, weisen aber schwache Regelung nach dem Kornfeinbau auf. In Diagr. Abb. 46, welches // zur vermuteten ac-Ebene des Gefüges liegt, ist durch die Dolomit-c-Achsen eine Gürtelbesetzung beiderseits der ac-Ebene bzw. eine Auflockerung in der Mitte (b) angedeutet. Daß die Besetzung in Abb. 46 kein Zufall ist oder durch den Schnitteffekt (L 37,38) entsteht, wird durch Abb. 47 bestätigt, welches die Dolomitachsen im ab-Schnitt (// ss) zur Übersicht bringt: auch hier ist eine schwache Häufung der Pole beiderseits der ac-Ebene gegeben und eine Auflockerung um b wahrnehmbar (Vgl. Teil C).

Die Einmessung der in diesem Gestein enthaltenen Quarze (max. 0.38, häufig 0.15 mm, vereinzelt idiomorph, max. 0.13 x 0.05 mm) lieferte nur undeutbare c-Achsen-Dia-

gramme (Abb. 48 und 49). In Teilbereichen sind auffallend viel undulös auslöschende Quarzkörnchen enthalten, was auf postkristalline, mechanische Deformation schließen läßt. Diese Quarze sind wegen der geringen Querschnittgröße (nicht über 0.03 mm) mit U-Tisch schlecht oder überhaupt nicht zu messen. Außerdem wurde beim Einmessen unwillkürlich eine Auswahl getroffen, wobei die mit ihrer optischen Achse // Tubusachse orientierten Körner wegen den niederen Interferenzfarben und dem Zusammenvorkommen mit Flußspat am ehesten übersehen wurden.

Zinkblende tritt z.T. in häufig 0.15 mm großen Tetraederchen oder polyedrischen Körnchen, jedoch auch als Konkretion und Glaskopfgefüge auf. Solche geschlossene Korngefüge kommen in Fugen und besonders im Hangendbereich dieser Schicht vor. Die Blende zeigt weiße bis lichtbraune Innenreflexe. Pyrit ist in Form von 0.01 - 0.03 mm großen Körnchen (z.T. Würfelchen) enthalten, kommt jedoch auch als Konkretion vor. Fluorit tritt in Würfelform oder allothriomorph auf.

Über die Reihenfolge der Ausscheidung kann folgendes festgestellt werden: Der Pelit bzw. das umkristallisierte Karbonat wird von Quarz teils metasomatisch verdrängt, teils siedelt sich dieser in Kleinhöhlen im Karbonat an. In beiden Fällen ist manchmal auf den Wachstumsflächen das sonst im Karbonat enthaltene, opake Pigment zonar angeordnet. Fluorit ist als Durchläufer teils vor, teils nach Zinkblende auskristallisiert. Das Verhältnis Blende zu Quarz ist hier nicht zu klären. Manchmal ist der Flußspat als letzte Kleinhöhlenfüllung vorhanden. Auch hier sind wie bei Quarz zonar angeordnete Einschlüsse zu beobachten. Zinkblende, Quarz, Fluorit (Z,Q,F) treten auch belteropor nach Rupturen auf und sind allenfalls in bezug auf den Dolomitpelit epigenetisch.

Im Hangenden folgt eine 15 cm mächtige, dunkelbraune, stark bituminöse mm - Feinschichtbank (2). Auf kurze Distanz (40 - 50 cm) sind auch zwei ss-parallele Erzrhythmitlagen (Abb. 57, 58, 59, 60, 63, 65, 66) entwickelt. Die liegende, nur 0.5 cm mächtige Lage ist mit dem liegenden und hangenden Pelitrhythmit durch Übergänge verbunden, die hangende, 2 cm mächtige Schicht ist nach oben von einer dünnen ss-parallelen Bitumen-Ton-Lage scharf begrenzt. In der streichenden Fortsetzung keilen beide Erzschichten aus.

Die dunkelbraune Schicht besteht aus Dolomitpelit mit Schälchendetritus und zeigt beginnende Umkristallisation. Bemerkenswert ist der Reichtum an bituminösen Suturen, welche nicht nur Pyrit enthalten, sondern auffallenderweise oft zusammen mit Blende, Quarz und Fluorit // ss auftreten, wobei der Dolomitpelit in diesen sehr geringmächtigen Feinlagen (1 - 2 mm) zurücktritt. Im Liegenden und Hangenden besteht ein allmählicher Übergang betreffend den Pelit, dagegen setzen Z,Q und F ziemlich unvermittelt ein. Ein Auskeilen in der streichenden Fortsetzung ist meist nach wenigen Zentimetern gegeben. Manchmal bilden Suturen die Grenzflächen. Die Quarzkörnchen sind grossenteils idiomorph, nämlich sechsseitige Säulchen mit beiderseitiger, pyramidaler Begrenzung. Sie sind nach der Korngestalt annähernd in ss eingeregelt. Teilweise zeigen die Quarze undulöse Auslöschung. Die feinen ZQF-Lagen bilden wie der Pelit und die Suturen Bewegungen des Sedimentes ab. Diese sind nicht immer stetig verlaufen, sondern auch unstetig, rupturell, was aber in bezug auf den Festigkeitszustand des Sedimentes zur Zeit der Deformation nur einen relativen Schluß erlaubt. Die zahlreich enthaltenen Bitumensuturen ermöglichen eine hohe Teilbeweglichkeit des fertigen Gesteines, so daß der Beweis, daß es sich im vorliegenden Falle um paradiagenetische Bewegungen handelt, nur in Einzelfällen zu erbringen ist, z.B. dann, wenn auf den Bitu-

menlagen keine oder zur fraglichen paradiagenetischen Formung richtungsverschiedene Bewegungsspuren zu sehen sind, wenn z.B. Harnischrillen (// a) schräg zu einer Feinfältelung (b) verlaufen. Die erwähnten feinen Rupturen sind ebenfalls mit Z,Q,F aber auch mit dem für den umkristallisierten Bereich typischen Dolomit ausgeheilt. Als Relikte sind bisweilen Tonspuren vorhanden. Die mm-rhythmischen, parallelen Erzschlammfeinschichtchen entstehen durch Wechsel von Gehalt und Korngröße der Zinkblendekörnchen. Polarer Bau der Feinschichten kommt dadurch zustande, daß grobe Zinkblendekörner (0.09 mm) scharf einsetzen, nach oben feiner werden (0.03 mm) und z.T. auch seltener auftreten und schließlich eine neue Lage mit großen Körnern einsetzt. Auch die teilweise idiomorphen Quarzkörnchen machen diese Größenschwankung (0.03 x 0.015 bis 0.13 x 0.05 mm) analog mit. Sie lassen Einregelung in ss nach der Korngestalt meist deutlich erkennen. Die Rhythmik der Feinschichten kommt noch im Wechsel des Dolomitpelitgehaltes zum Ausdruck, wobei die Z- und Q-reicheren Teilbereiche jeweils karbonatärmer sind. Der rhythmische Sedimentwechsel ist ferner noch von Bitumen- und Tonreichtum begleitet, was als meist durchlaufende Haut an der Grenze Grob-Fein sichtbar wird. Wenn Flußspat auftritt, liegt er nur chemisch ausgeschieden vor. Auch gröbere aus resedimentierten Körnchen (0.5 - 1.5 mm) bestehende Feinlagen sind enthalten. Dabei kommt in Einzelfällen ein einseitiges Anschmiegen der ZnS-Feinschichtchen an die jeweilige Hangendpartie der gröberen Körner zum Ausdruck, was nicht durch Überlagerungsdruck, sondern nur durch mechanische Anlagerung der Blendekörnchen erklärt werden kann. Stellenweise ist geopetale Ausfüllung schwach welliger s-Flächen zu beobachten.

Dieses inhomogene Parallelgefüge kann nur als mechanisch angelagertes Extern- oder Internsediment aufgefaßt werden. Der geologische Befund am Grubenaufschluß spricht aber für Externanlagerung, da die genannte, dunkle Schicht und die stellenweise eingeschalteten Erzrhythmite im Streichen zu verfolgen sind und auch das Verhältnis zum Liegenden und Hangenden die Auffassung interner Anlagerung in Großhöhlen unmöglich macht. Freilich sind auf den bituminös-tonigen s-Flächen oft tektonische Bewegungen erfolgt. Für das erste Zustandekommen der mechanisch angelagerten Partikel des Erzrhythmits wird chemische Ausfällung angenommen (Kristallform an Q und Z).

Diese vorliegenden Gefügebefunde weisen auf syngenetische Erzanlagerung hin, jedoch sind auch Beispiele epigenetischer Vererzung (Rupturen) vorhanden. Z.T. sind die Gefüge mehrdeutig.

Die im Hangenden folgende, 65 cm mächtige, hellbräunlichgraue, meist feingeschichtete Bank (3) enthält mehrere dunkelgraubraune, bituminöse und stark suturierte Feinlagen, die oft wellig verbogen sind und vertikale Verstellungen um mm- bis cm-Beträge aufweisen.

In dem Mikrofossilien führenden, z.T. umkristallisierten Dolomitpelit ist wenig Blende (0.03 ± 0.4 mm) diffus verteilt. Die mit Bitumen belegten Suturen verlaufen auch ± schräg ss. Feinste FeS_2-Körnchen der Kornfraktion unter 0.015 mm sind massenhaft enthalten.

In dem hellen Feinschichtlager ist eine ca. 15 mm mächtige, schichtparallele, aber nach wenigen Dezimetern auskeilende Markasitlage vorhanden, die aus ± dicht gedrängten, spießigen (meist 0.013 x 0.052 mm), vereinzelt verzwillingten Körnern (0.052 mm) besteht. Im Liegenden bildet eine Sutur die ss-parallele, aber wellige, verbogene Grenze. Zuerst setzen Markasitnadeln ungeregelt im Dolomitpelit ein und sind 3 mm weiter im

Hangenden bereits äußerst dicht gepackt. Der Übergang in das taube Hangende ist allmählich, z. T. wolkig-diffus. Z, Q, F und Pyrit findet man in meist nur feinen Rupturen, welche die Markasitschicht schneiden, gelegentlich sind aber in sackartigen, rupturellen Erweiterungen auch Fragmente des umgebenden Sedimentes mitenthalten.
Die hellgraue Feinschichtbank enthält viele mm-Kleinhöhlen, die mit wandständigen Dolomitrhomboederchen, seltener zuerst noch mit Schalenblende besetzt sind. Im Resthohlraum findet man Flußspat. Es wurden auch wandständige Fluoritwürfelchen und Füllung des Restlumens mit Calcit beobachtet, doch spielt die Kalkspatisation eine untergeordnete Rolle. Manchmal ist am Boden der Kleinhöhlen Z, Q mechanisch angelagert, Flußspat füllt das Restlumen. Das Kleinhöhlen-ss liegt // der allgemeinen Schichtung und ist als geopetale Füllung zu werten. Als zeitliche Reihung der freien chemischen Internanlagerung in Kleinhöhlen gilt hier: Schalenblende und Dolomit, Fluorit, Calcit. Die Kleinkavernen sind entweder durch mechanische Bewegungen im Sediment, durch Auslaugung oder durch beides entstanden. Oben genannte Geopetalfüllung, als mechanische Internanlagerung, zeigt, daß sich diese vor Verlagerung des Sedimentes ereignet hat. (Weitere Beweise bei Besprechung hangender Schichten). Para- und postdiagenetische Bewegungen im Sediment sind zahlreich.

Auf Klüften findet man auch weiter im Hangenden immer wieder Palygorskit ("Bergleder") als weißen, faserigen Belag (L 25, 43).

Im Hangenden schließt eine 20 cm mächtige, dunkle, fast schwarze, von ss-parallelen Bitumen-Ton-Häuten durchzogene Schichtbank (4) an, die para- und postdiagenetisch stark durchbewegt ist. Dieses Lager enthält einige mm-rhythmische Erzschlammfeinschichten wie die Schicht (2).

Außer den schon dort beschriebenen Gefügemerkmalen sind hier paradiagenetische Bewegungen mit Entstehung von paradiagenetischen Inhomogenitätsbreccien in Teilbereichen sichergestellt durch den Befund, daß sich zwischen, zu Fragmenten zerbrochenen Sedimentlagen, das ZQ-Feinschichtsediment an die Konturen derselben anschmiegt. Dies wird durch die in ss eingeregelten, formanisotropen Komponenten des Erzschlammes und die Bitumenhäute deutlich und wird durch die hohe Teilbeweglichkeit des ZQ-Rhythmites möglich. Zu den vorhin erwähnten, zu Schollen zerbrochenen Schichtbänkchen, zählt auch eine, im Handstück mehrere cm lange und 7 mm dicke, ss-parallele Markasitschwarte.

Diese dunkle (4) und die nächst liegende hellbraune Feinschichtbank (3) sind von einer etwa 80 cm tiefen und 30 cm breiten, fast ⊥ ss verlaufenden, sackartigen Vertiefung unterbrochen, welche mit polymikter Breccie gefüllt ist (Abb. 53). Andernorts gibt es über 1.50 m tiefe Einschnitte in noch liegendere Schichten. Die Konturen des diskordanten Einschnittes sind krummlinig-glatt. Im brecciösen Bereich ist keine Schichtung zu erkennen. Als Komponenten findet man nicht gerade sperrig gelagerte Brocken der umgebenden, recht ver-

schieden ausgebildeten Dolomitfeinschichten. Ihre Konturen sind scharf, die Kanten meist abgestumpft, splittrige und runde Bestandteile treten zurück. Die Korngröße schwankt zwischen Millimetern und einigen Zentimetern.

Friktionsdetritus im Zement ist aber nicht nachweisbar. Die Breccienkomponenten sind teils diffus verquarzt, vererzt und flußspatisiert, teils überhaupt nicht. Ich möchte annehmen, daß dies vor der Breccienbildung erfolgt war, wenn die Intensität der Vererzung und die Korngröße der Blende von Komponente zu Komponente und zum Zement recht verschieden sind und wenn sich diesbezüglich jüngere und belteropore Mineralisation deutlich davon unterscheidet. Manchmal scheint diese Mineralisation aber nach Entstehung der Breccie belteropor erfolgt zu sein. Auch bis cm-große Fragmente von Schalenblende, manchmal mit anhaftendem Bleiglanz, sind anzutreffen. Außer mechanischer Beschädigung dieser Blendeglaskopfgefüge ist chemische Auflösung bzw. Verdrängung wahrscheinlich.

Das makroskopisch sehr dunkle Zement enthält Quarz, Blende, Flußspat, Markasit, Pyrit, Karbonat, Bitumen und Spuren von Bleiglanz.

Quarz ist entweder idiomorph ausgebildet (max. 0.08 x 0.03 mm) und bildet ein offenes Korngefüge oder ist in Teilbereichen zu einem mehr oder weniger geschlossenen, panxenomorph-feinkörnigen (max. 0.08 mm) Gefüge umkristallisiert. Gerade diese Bereiche zeigen gelegentlich undulös auslöschende Quarze.

Das Karbonat ist sehr selten als Pelit erhalten. Es ist meistens ein authigenes, hypidiomorph-körniges Aggregat von Dolomitindividuen. Typische "Quarz in Calcit" -Gefüge mit tropfenförmigen oder runden Quarzen sind kaum zu beobachten.

Pyrit und Markasit kommen von kleinsten Körnchen (0.003 mm) bis zu mm-großen, Konkretionen vor, wobei bei Pyrit die Neigung zu idiomorpher Entwicklung häufig zum Ausdruck kommt. Markasit liegt in Form kleinster Spieße und lamellar verzwillingter, gröberer Körner vor und ist manchmal mit Pyrit verwachsen. Relikte Gelstrukturen sind nicht zu beobachten.

Das Zinksulfid ist stets in Form von Zinkblende vertreten, meist mit polyedrischem, seltener tetraedrischem Habitus. Zonarer Bau ist nach Ätzung mit schwefelsaurem Kaliumpermanganat im pol. Anschliff bzw. durch Farbwechsel im Dünnschliff zu beobachten. Auch Zwillingslamellen kommen vor. Die Korngröße schwankt zwischen μ Bereichen und etwa 0.2 mm, doch bilden die Körner auch mm-große Aggregate.

Authigene Schalenblendebildung ist durch Umkrustung von Schalenblendefragmenten vereinzelt nachzuweisen. Authigener Flußspat ist als Durchläufer allotriomorph oder idiomorph ausgebildet, er verdrängt manchmal Karbonat entlang den Spaltrissen. Makroskopisch beobachtet man in genügend großen Nestern Violettfärbung.

Bleiglanz kommt authigen nur in Spuren vor. Bitumen mit kohliger und toniger Substanz ist in Form mehr oder weniger zusammenhangloser Fetzen z.T. als Reliktgefüge im umkristallisierten Dolomit-Quarz-Gefüge, vorzufinden.

Das Gestein, in welches die sackartige Vertiefung mit der Breccie eingeschnitten ist, zeigt stellenweise cm- bis dm-lange und mm-breite Risse, welche mit dem Einschnitt in Verbindung stehen und mit monomikter Breccie gefüllt sind (Abb. 54).

Die scharfkantigen oder abgestumpften Fragmente von mm- bis cm-Größe sind aus der unmittelbaren Umgebung abgebrochen. Das Zement weist dieselben authigenen bzw. allothigenen Bestandteile auf, wie im Trichterbereich. Auch hier ist manchmal Verdrängung der Dolomitpelitfragmente bzw. des rupturellen Gesteins durch ZnS, CaF_2 und Quarz nach der Wegsamkeit zu beobachten.

Nach den genannten Gefügemerkmalen ist die brecciöse Füllung des schräg zur Schichtung eingeschnittenen Raumes als resedimentäre Breccie anzusprechen. Der abtragende Vorgang muß auf das relativ feste Sediment momentan und erschütternd eingewirkt haben, worauf die Rupturen und deren Konturen deuten. An eine Erosionsrinne allein ist nicht zu denken. In dieser sedimentären Breccie ist auch paradiagenetische Verformung mit weiterem Zerbrechen von Fragmenten z. B. von Schalenblendekrusten nachzuweisen. Wir haben hier eines der, nach meiner Sichtung bisher selten beschriebenen, Beispiele für das Nebeneinandervorkommen von sedimentärer und paradiagenetischer Inhomogenitätsbreccie vorliegen. Die in den kleineren Rupturen enthaltene monomikte Breccie stellt eigentlich einen Übergang von Deformations- und sedimentärer Breccie dar. Ob man die sedimentäre Breccie als Extern- oder Internsediment ansprechen soll, ist strittig. Sie ist in bezug auf das Nachbargestein sicher streng genommen epigentisch. Teilweise liegt sie als Hohlraumsediment vor, was aus dem geologischen Aufschluß hervorgeht. Demnach muß aber eine Verbindung zur maximal einige Meter entfernten, freien, normalen Sedimentationsoberfläche bestanden haben.

Das brecciöse Sediment geht im Hangenden in einen dunkelbraunen, vererzten und verquarzten Bereich über, nimmt nach oben an Erzgehalt zu und dehnt sich schließlich annähernd schichtparallel weit aus.

Im Liegenden des Erzkörpers ist stellenweise noch eine dunkelgraue, kleinere Dolomitfragmente führende, bituminöse, vererzte Dolomitmergelschicht mit wenigen Dezimetern Mächtigkeit entwickelt (5). Die Zusammensetzung dieser Bank ist ähnlich wie die in der Trichterbreccie, jedoch treten die Dolomitpelitbruchstücke mengen- und größenmäßig weit zurück. Im Gefüge besteht allerdings ein Unterschied insofern, als hier die ss-Fläche auch im Aufschluß deutlich hervortritt.

Dies ist im Dünnschliff durch die ss-parallelen Bitumenhäute und die Einregelung der formanisotropen Quarzkriställchen kontrollierbar. Parallele Feinschichtung kommt durch Korngrößenschwankung der Quarze, der Blende, durch den wechselnden Karbonatgehalt und durch Bitumenlagen zum Ausdruck, daneben ist auch Schrägschichtung nachweis-

bar, was zusammen mit der Breccienbildung für unruhige Sedimentation spricht. Die meist nur mm-großen, kantengerundeten Breccienkomponenten sind sedimentärer Entstehung, doch ist auch während der Diagenese noch eine weitere Zerbrechung der resedimentierten Schollen erfolgt, was durch korrespondierende Trümmergrenzen offensichtlich ist. Damit verbunden sind Verlagerungen der Erzschlammfeinschichten. Aber auch unstetige Deformation des Erzpelits kommt vor: das feingeschichtete Sediment zeigt eine mm-breite und cm-tiefe Reißfuge ⊥ ss, die mit karbonatreicherem (z. T. pelitischem) Dolomitpelit, anscheinend durch Nachschub von oben, ausgefüllt ist. Metasomatische Verdrängung der Dolomitpelit-Fragmente durch Z, Q, F ist hauptsächlich randlich und belteropor erfolgt.

Es ist anzunehmen, daß diese dunkelgraue Schicht, die mit dem Trichter in Verbindung steht, aber im Streichen auskeilt, hauptsächlich durch mechanische, neben chemischer Anlagerung, zustande kam und genetisch mit der Trichterbreccie zu vergleichen ist.

Der Haupterzkörper (6) weist hier eine Mächtigkeit von 4.7 – 5.3 m auf und besteht zum Großteil aus ZnS-PbS-Derberz, wobei Bleiglanz mengenmäßig weit zurücktritt. Eine rund 70 cm mächtige Dolomitfeinschicht-Bank ist mit ihrer normalen Orientierung als Relikt im Erzkörper enthalten. Sie ist vom Erz durchbrochen, stellenweise belteropor nach ss oder Fugen, nach vorangegangener Erosion und Auflösung des Dolomitpelits, vom Erz z. T. unter Feinschichtbildung besetzt oder auch diffus metasomatisch verdrängt worden. Man findet auch über kopfgroße Reliktbrocken im Erzkörper, die den Zusammenhang mit dem primären Schichtverband verloren haben, was aus der Verstellung ihrer ss-Flächen hervorgeht. Auch sie lassen epigenetische, belteropore und diffuse Vererzung erkennen. Damit ist sichergestellt, daß die Haupt-vererzung jünger ist als das Neben-"Gestein" also (physikalisch) nicht gleichzeitig entstanden ist. Diese Vererzung ist somit "epigenetisch", wenn man sich dabei der von MAUCHER (L 55, S. 226, I, Abs. 2) gegebenen Definition anschließt. Das schließt freilich (physikalisch) gleichzeitige, sedimentäre Erzanlagerung an der normalen Sedimentationsoberfläche bzw. im Liegenden und Hangenden in früheren und späteren Phasen nicht aus.

Der Haupterzkörper enthält vorwiegend Schalenblende und Schalenblendefragmente (Abb. 55), untergeordnet Bleiglanz, Py-

rit, Markasit. Als Gangart sind vertreten: Flußspat, Quarz, Dolomit. Die Zinkblende läßt im Aufschluß häufig deutliche Formanisotropie dadurch erkennen, daß die Schalenblende lagig ausgebildet ist, wobei generell ein Parallelismus zwischen den meist nicht über 1 cm dicken Blendelagen und der Schichtung des Sedimentes besteht. Häufig ist aber diese Schalenblende in Fragmente zerbrochen, wobei eine statistische Gleichrichtung derselben noch deutlich ist. Dies ist auch im Handstückbereich im Kugelschliff fallweise überprüft.

In diesen stark vererzten Bereichen (rund 50–80 % Erzgehalt im m-Bereich) tritt zwischen der Schalenblende und deren Bruchstücken als Zement eine bei makroskopischer Betrachtung dunkelgraue Füllmasse auf.

Die mikroskopische Untersuchung zeigt, daß es sich um das schon von Liegendschichten her bekannte ZQF-Sediment mit Dolomit (pelitisch und feinkristallin), Eisenbisulfid, Bleiglanz, Bitumen, kohliger, toniger Substanz handelt, welches meistens durch statistische Einregelung der formanisotropen Komponenten in die Anlagerungsebene ss abbildet. Auch hier sind stellenweise polare Feinschichtrhythmite in Parallel-, Schräg- und Kreuzschichtung, sowie paradiagenetische Verformung der Anlagerungsebene erhalten. Merkmale für Regelung durch Scherung in der Feinschichtung liegen nicht vor. Lagenweise sind karbonatreichere Lagen entwickelt, die an taube Dolomitfeinschichten erinnern. Diese sind meist belteropor oder diffus metasomatisch vererzt und verquarzt. Die Erzschlammrhythmite enthalten manchmal kleinere mm-, selten cm-große Fragmente von Dolomitpelit und Schalenblende, die zufolge ihrer Gestalt und Konturen, sowie ihrem Verhältnis zum Einbettungsmedium nur als sedimentär angelagert gedeutet werden können. Für resedimentäre Vorgänge sprechen auch die Schräg- und Kreuzschichtungen. Selbstverständlich darf diese Feinbreccie nicht mit der hier viel häufiger vorkommenden paradiagenetischen Inhomogenitätsbreccie verwechselt werden

Die Schalenblende verdrängt sowohl Erzfeinschichten als auch Dolomitpelitlagen frontal, wodurch die Feinschichten in jeder Richtung angeschnitten werden, so daß sie nur mehr als Reliktgefüge in max. 30-40 cm großen Zwickeln erhalten sind.

Starke Bewegungen während der Diagenese sind im ganzen Bereich nachzuweisen, was nur durch hohe, z. T. unterschiedliche Teilbeweglichkeit erklärbar ist (Abb. 58). Die Formung verläuft z. T. stetig mit Faltung von Teilbereichen, ohne daß die geringsten Zerbrechungen entstehen, für manche Bereiche aber auch unstetig, rupturell: gar häufig sind die Schalenblendekrusten mehr oder weniger senkrecht zur Oberfläche der Schalenblende zerbrochen und die entstandenen kleinen und großen Spalten sind mit dem von der unmittelbaren Umgebung stammenden ZQF-Sediment erfüllt. Es sind alle Übergänge zu beobachten, von kleinen Flexuren angefangen zu Rupturen mit korrespondierenden Trümmergrenzen bis zu vollkommen abgetrennten Fragmenten, die in dem umgebenden, teilbeweglicheren Medium flottieren. Den paradiagenetischen Charakter der Bewegungen beweist gelegentlich die Überlagerung der gefalteten Bereiche durch ungestörte, ebene Feinschichten. Folgendes Besipiel einer Biegegleitfaltung in einem mechanisch inhomogen gebauten, noch unfertigen Sedimentbereich liegt vor: der ZQF-Rhythmit bildet Feinfältelung im cm-Ausmaß ab, während eine ss-parallele, mm-starke Fluoritlage durch diese Faltung zerbricht. Ob der Fluoritrasen (z. T. nach oben würfeliger Habitus) seine Entstehung freier oder unfreier chemischer Anlagerung (Umkristallisation,

Verdrängung) verdankt, ist nicht klar.
Die Blendeglaskopfgefüge sind wie folgt zu beschreiben: in den Teilbereichen mit hohem Zn-Gehalt zeigen viele tetraedrische und polyedrische, helle Blendekörnchen (0.03 - 0.08 mm) mit hellbraunen bis gelben Innenreflexen zonaren Bau. Bei Betrachtung der Schalenblendekrusten ⊥ zur rhythmischen Struktur sieht man häufig, wie sich die Blendekörnchen immer mehr zu einem geschlossenen Korngefüge verdichten, wobei der Gehalt an Q, F und Karbonat abnimmt und schließlich in das rhythmische Blendeglaskopfgefüge übergehen. Das kristallin gewordene, ursprüngliche Gel läßt nach Strukturätzung feinkörnige und strahlige Aggregate in Unabhängigkeit von der rhythmischen Struktur erkennen. Die Krusten liegen häufig annähernd // dem allgemeinen ss, wobei das Wachstum ⊥ Kruste meist in zwei Richtungen erfolgte. Daher wachsen diese Krusten auch oft aufeinander zu und teilweise zusammen und es entsteht der Eindruck, daß die Schalenblende das Z,Q,F-Sediment verdrängt (Abb. 59). Oft umkrustet die Schalenblende mehrere mm-große, oft in fast idiomorpher Ausbildung vorliegende Bleiglanze, doch können diese auch radial oder tangential innerhalb der rhythmisch hellgelben bis dunkelbraunen Zinkblendekrusten angeordnet sein. Auch palmettenartige Wachstumsformen sind zu beobachten, wie sie durch RAMDOHR (L. 32, 33) bekannt sind. Der Bleiglanz läßt nach Ätzung oft feinen Zonenbau erkennen. Andererseits sind in Teilbereichen Deformationen (Translationen) durch verbogene Spaltrisse nachzuweisen. Relikte Gelstrukturen kommen in manchen Bleiglanzen nach Ätzung zur Geltung. Auf die Bleiglanz-Zinkblendegefüge, wie ihre gegenseitigen Verdrängungen, para- und postkristalline Deformationen u.a.m. einzugehen, muß aus Platzmangel verzichtet werden, doch spielen diese für die Deutung der Gesamtvererzung eine unwesentliche Rolle.

In tangentialer Anordnung im Glaskopfgefüge der Blende findet man auch Flußspat in Form von einzelnen oder miteinander verwachsenen Würfelchen (Kantenlänge etwa 0.08 - 0.25 mm). Selten sind dagegen Quarz-, Eisenbisulfid- und Karbonateinschlüsse. Die Schalenblende umkrustet nicht selten auch zerbrochene Schalenblende- und Dolomitgesteinsfragmente und verbindet dadurch auch größere Bereiche miteinander. Mithin hat die Bildung der Gelschalenblende während der allgemein verbreiteten Zerbrechung der Schalenblende angedauert. Am Außenrand der Schalenblende kann man in einzelnen Fällen eine feine, oft von Eisenbisulfid begleitete Tonhaut feststellen. Manchmal sieht man, wie sich Suturen, die ja generell // ss liegen, vom ZQF-Sediment aus in die Schalenblende hinein fortsetzen.

Nicht selten findet man in Zwickeln der Schalenblende, besonders aber innerhalb des offenen oder teilweise geschlossenen Zinkblendekorngefüges kleine Hohlräume (Abb. 60), deren Ausfüllung den Anhaltspunkt für folgende, wichtige Feststellung gibt: diese Kleinhöhlen liegen meist // dem Schalenblende-s. Aber vollkommen unabhängig von ihrer heutigen Lage, ob schwach oder stark geneigt oder saiger stehend, zeigen diese Kleinhöhlen eine geopetale Füllung mit mechanisch angelagertem Sediment, wodurch die Orientierung zum Schwerefeld zur Zeit der Sedimentation abzulesen ist. Jeweils am Boden der Kleinhöhlen sind in einer chemisch angelagerten Fluoritgrundmasse enthalten: vorwiegend Quarze, ein Teil davon ist idiomorph, daneben Zinkblendekörner, z.T. resedimentierte Schalenblendefragmente und Dolomitpelit. Die Ausfüllung der Höhlen ist oft nur teilweise erfolgt, die Restlumina sind dann häufig zunächst wandständig von Dolomitrhomboederchen besetzt worden und das Restlumen ist mit Flußspatkriställchen ausgekleidet. Die Oberflächen der erwähnten, am Boden dieser Kleinhöhlen nur vom Schwerefeld abhängig orientierten mechanischen Anlagerungen liegen allgemein // der Schichtung des Sedimentes, d.h. also, daß diese Anlagerungsvorgänge zu einer Zeit stattfanden, in welcher das Sediment noch nicht durch gebirgsbildende Vorgänge aus seiner ursprünglichen Lage gebracht war.

Bei den Camgitschichten, die als Relikte, z. T. noch mit dem normalen Schichtverband in Verbindung stehend, zwischen dem epigenetischen Erz erhalten sind, handelt es sich um hellgraue und bräunliche, teils fein-, teils grobgeschichtete Dolomitlager, die durch Tonlagen im Abstand von 5-10 cm gebankt sind. Es tritt jedoch auch dunkelgraubrauner, bituminöser Feinschichtdolomit als Relikt auf. Der von der Vererzung diskordant geschnittene Dolomitkörper zeigt an manchen Stellen // der Schichtung, aber auch schräg und ⊥ ss (Abb. 54), z. T. apophysenartiges Eindringen der Vererzung, teils in Form der Schalenblendebreccie, teils in Form der ZQF-mm-Feinschichten mit Markasit, Bleiglanz, Dolomitpelit. Diese Feinschichten sind, wie z. B. der Ulmschnitt zeigt, // dem ss des verdrängten Dolomits max. etwa 60 cm weit, bei 4 - 0 cm Mächtigkeit zu verfolgen. Die Konturen der Vererzung zum Dolomitgestein sind unvermittelt scharf, glatt, wellig und makroskopisch sehr deutlich. Das Gestein muß nach mechanischer Zerreißung (Spaltenbildung) und anschließender mechanischer Erosion und chemischer Auflösung vom ZQF-Sediment erfüllt worden sein. Lokal sind im dm-Bereich auch ⊥ ss orientierte und durch ZnS-Feinschichten ausgefüllte cm-breite Spalten zu sehen. Es kommt eine Diskordanz von 30 - 40° zwischen dem ss der Spaltenfüllung und dem ss der begrenzenden Schollen zum Ausdruck. Ich führe dies auf Schollenbewegungen nach Sedimentation dieser Erzfeinschichten und Rotation derselben zurück. Dieses Feinschicht-s liegt nicht entsprechend dem heutigen Erdschwerefeld. Ein Ausquetschen bzw. Zusammenpressen der // der Schichtung eingedrungenen, epigenetischen, z. T. als Internsediment entstandenen Erzfeinschichten durch den Überlagerungsdruck der Dolomitbank ist öfters deutlich sichtbar.

Der Dolomitkörper bzw. die losen Dolomitfragmente sind manchmal belteropor nach Haarrissen oder auch diffus metasomatisch schwach vererzt. Das Eisenbisulfid ist im ZQF-Sediment öfters als Markasit, seltener als Pyrit vorhanden, wobei die mm- bis cm-großen Konkretionen aus panxenomorph-körnigen Aggregaten bestehen. Manchmal ist es auch in Fugen angereichert. Relativ selten sind im Erzkörper cm- bis dm-große Nester von grobspätigem Dolomit. Es handelt sich dabei anscheinend um die jüngste Kristallisation nach vorangegangener Rupturenbildung. Geopetale Füllungen liegen in dieser Phase nicht vor.

In das Hangende des Derberzkörpers fortschreitend sind immer seltener Dolomitgesteinsfragmente enthalten. Die als Reliktgefüge zwischen der Schalenblende enthaltenen Erzfeinschichten sind noch überall zu beobachten.

Das Hangende des beschriebenen Erzkörpers wird zunächst von einem grauen, 25–30 cm mächtigen mergeligen Dolomitpelit (7) gebildet.

Der Pelit (Korngröße max. 0.01 mm) enthält teils diffus verteilt, teils schichtparallel angereichert, viele Pyritwürfelchen (0.007 - 0.024 mm), vereinzelt Blendekörnchen (0.06 mm) und spärlich, schlecht figurierten Schälchendetritus. Das Sediment ist u. d. M. durch feinste Bitumenlagen geschichtet und weist viele mm-Kleinhöhlen auf: diese zeigen wandständige Dolomitrhomboederchen-Anlagerung und im Restlumen körnige (0.16 mm), fix konturierte Zinkblendekristallisation. Außerdem findet man Kleinbereiche mit spätigem Dolomit (Korngröße 0.05 mm), Konkretionen von Quarz und Markasit (körnig und spießig, 0.15 mm). Die ca. 0.03 mm großen Quarznester sind von allotriomorphen, meist undulös auslöschenden, rund 0.025 mm großen Quarzkörnchen erfüllt.

Im Dolomitmergel (7) tritt stellenweise schon makroskopisch sichtbar und durch Übergänge mit diesem allseits verbunden, Erzfeinschichtung auf. Ein im Aufschluß (bei MP. 10.235 in der Firste) ⊥ ss 15 x 2 cm großer Bereich zeigt u. d. M. folgende Einzelheiten:

Der Übergang zu den ZnS-Feinschichten besteht im allmählichen Zurücktreten des Pelitgehaltes zugunsten von Flußspat, Quarz und Zinkblende, Flußspat neigt meist zu würfeliger Ausbildung (ca. 0.08 mm), Quarz dagegen zeigt die sonst gewohnte idiomorphe Ausbildung hier nicht. Die Blende liegt in zonar gebauten, polyedrischen Körnchen (0.03 - 0.1 mm) vor. Sie bildet mm-rhythmische (2 mm- und 1 mm-Rhythmus) Feinschichten, begleitet von feinen Ton-Bitumenlagen. Manchmal kommt polares Anlagerungsgefüge durch rhythmischen Wechsel der Blendekorngrößen zum Ausdruck. Schrägschichtung und schwach wellige ss-Flächen kommen schon im Normalanschliff deutlich zur Geltung. Lagenweise ist Feinkonglomerat enthalten, wobei als Komponenten max. etwa 5 mm große, rundliche Dolomitpelitknöllchen derselben Zusammensetzung wie das Einbettungsmedium vorhanden sind, ferner mm-große, z.T. schollenförmige, scharfkantige Bruchstücke von Schalenblende. Diese Feinkonglomeratlagen zeigen in Einzelfällen Geopetalanlagerung verschieden großer Komponenten an ein und dieselbe s-Fläche. Es wurden auch einige resedimentierte Pelitgeröllchen mit Erzfeinschicht-s beobachtet, wobei diese in taubem Pelit deutlich auffallen. Ferner liegen FeS_2-hältige, bituminöse Tonschollen und Tonknöllchen vor. Die formanisotropen Komponenten (feinste Blättchen, grobe Bruchstücke) zeigen Einregelung in ss nach der Korngestalt. Es ist klar, daß die Schrägschichtung und Resedimentbildung auf mechanische Anlagerung aus einem anisotrop bewegten Medium zurückzuführen sind. Vereinzelt scheint aber auch noch paradiagenetisch Schalenblendebildung erfolgt zu sein, worauf rhythmische Gelstrukturen als Umkrustung von Fragmenten hinweisen.
Diffuse metasomatische Vererzung einzelner Dolomitpelitbruchstücke ist wahrscheinlich. Außerdem ist in feinen Rupturen violetter Flußspat und Blende chemisch angelagert worden, z.T. begleitet von metasomatischer, diffuser Blendevererzung.

Die Mergeldolomitschicht (7) mit den stellenweise eingeschalteten Erzfeinschichten kann nur als syngenetisches Extern-sediment aufgefaßt werden. Es ergeben sich in dieser Schicht auch Gefügemerkmale für jüngere Deformationen, die ich für paradiagenetisch halte:

Zu beachten ist völlig unregelmäßige Zerreißung des Sedimentes und Ausfüllung der mm-großen, glattwandigen Hohlräume mit mm-großen Bruchstücken, wobei als Zement das schon bekannte ZQF-Sediment aufscheint. Darin sind auch wieder Blendeglaskopfgefüge, z.T. paradiagenetisch zerbrochen, Eisenbisulfid, körnig und konkretionär, sowie Bleiglanzspuren enthalten.

Das liegende Derberz (6) reicht stellenweise bis an diese graue Pelitschicht heran und verdrängt sie teilweise diskordant oder // ss, meist in Form von Schalenblende.

Der vorliegende Befund, nämlich unstetig rupturelle Deformation des Dolomitmergelpelits, läßt auf Erschütterung des schon rupturell verformbaren Meeresbodens schließen, der zufolge auch die Bildung der besprochenen, resedimentierten Feinkonglomeratkomponenten gefördert worden sein könnte.

Als Hangendgrenze des Haupterzkörpers schließt nun eine Schiefertonschicht (8) an, freilich überall durchbewegt und oft ausgequetscht. In unserem Profil ist sie nur als 1 cm mächtiger Tonbelag erhalten. Im weiteren folgt eine 80 cm mächtige, tektonisch stark durchbewegte Dolomitmergel-Feinschichte (9) mit vielen Tonsuturen, die als Gleithorizont dienten. Das primäre Anlagerungsgefüge ist zu Deformationsbreccie zerstört und viele, meist ⊥ ss gerichtete Fugen zeigen Spatisation von zuerst Karbonat, dann Fluorit. Blendespuren findet man teils in diesen Fugen, teils diffus verteilt im Pelit. Ältere, wahrscheinlich paradiagenetische Dolomitspatisation ist belteropor nach Haarrissen und ss gefolgt.

Die nächst hangenden 9 m bestehen aus wechsellagernden, hellgraubraunen, undeutlich geschichteten Dolomitschichten und hell- bis dunkelgraubraunen, mergeligen Dolomitfeinschichten (10-26), die fast durchwegs auch im Aufschluß erkennbare diffuse oder belteropore Vererzung (hier meist nur spurig) von Zinkblende und Flußspatisierung aufweisen.

Quarz tritt nur sehr selten in idiomorpher und allotriomorpher Form auf, Bleiglanz ist noch seltener zu beobachten. Nur in den, dem großen Erzkörper am nächsten liegenden Schichten, ist noch Schalenblendevererzung mit wenigen mm-starken Krusten entlang Fugen, aber auch auf kurze Distanz // ss zu bemerken. Dieser Vererzungstyp ist an anderen Orten in weit größerer Ausdehnung zu beobachten und gelangt auch zum Abbau. Die fast immer von zwei nahe beisammen liegenden Grenzflächen aus nach innen gewachsenen, rhythmischen Zinkblendekrusten enthalten vielfach Flußspatlagen, die nach der jeweiligen Innenseite hin würfelig auskristallisiert sind, ferner kann Eisenbisulfid als schmaler Saum und Bleiglanz in Form von größeren Kristallen, z. T. Blende verdrängend, in die Gelschalenblende eingebaut sein. Besonders typisch für diese Art von Vererzung ist, daß der Quarz fast vollkommen fehlt. Es sind lediglich soviel Quarzkörnchen in unmittelbarer Erznähe vorhanden als auch im umgebenden Dolomitpelit enthalten sind.

Spurenvererzung des teilweise umkristallisierten und Organodetritus führenden Dolomitpelits besteht darin, daß Zinklbende der besseren Wegsamkeit entlang feinster Fugen folgt, eventuell von dort aus schwarmförmig, diffus in das Sediment ringsum metasomatisch vordringt oder aber auch ungefähr einer Schichtfläche ein Stück weit folgt. Flußspat ist fast stets als Begleiter vorhanden.

Derartige Verdrängungen ereignen sich nun freilich nicht nur während der Diagenese des Sedimentes, sondern auch im bereits splitterharten Gestein durch Lösungsumlagerungen im Zusammenhang mit tektonischen Ereignissen. Beide Fälle sind hier belegbar, außerdem sind, in bezug auf die letzte Erzkristallisation postkirstalline Nachbewegungen nachweisbar.

Manchmal sind im pelitischen Sediment, welches oft Tonminerale in kleinen Butzen und in ss-parallelen Feinlagen angereichert enthält, mm-Kleinkavernen zu beobachten, die gewöhnlich wandständig Dolomitrhomboederchen, im Restlumen Fluorit oder Blende enthalten.

In Einzelfällen greift die Flußspatisation auch richtungslos umher und verdrängt metasomatisch den Pelit durch Kristallisation im Starrgefüge, wobei die bis über 1 mm großen CaF_2-Würfel teils zonar eingelagerte Pelitkörnchen, teils relikte ss-Feinschichten als Interngefüge enthalten.

Bitumen und Eisenbisulfid (meist Markasit) sind häufig in ss-parallelen Häuten (Suturen), Markasit auch als Konkretion, fast immer am Aufbau des Sedimentes beteiligt.

Nun folgen im Profil (im Aufschluß Querung 3 m SW-lich MP. 10. 147) mit 10 cm Mächtigkeit dunkelgraubraune, mergelige Dolomitfeinschichten (27), die eine schmale, schichtparallege Anreicherung von Fluorit enthalten. In dieser sind verlagerte Dolomitbruchstücke und Blendeschollen schon makroskopisch erkennbar.

U. d. M. zeigt sich, daß dieser Teilbereich aus einem Quarz-Fluorit-Blendegefüge besteht, in welchem Pelit nur eine untergeordnete Rolle spielt. Er ist z. T. verdrängt worden bzw. er war möglicherweise schon primär nicht vorhanden. Bitumensuturen sind noch erhalten. Das Gefüge ist durch stetige Verformung durchbewegt, was an sicher sedimentären Strukturen des Dolomitgesteins abzulesen ist. Man kann in Kleinbereichen auch Verlagerung und Zerscherung von feinen, körnigen (0. 05 - 0. 016 mm) Zinkblendelagen sehen. Quarze liegen entweder in Form der schon oft beschriebenen idiomorphen Kriställchen (0. 08 x 0. 03 mm) dicht gehäuft im pelitarmen CaF_2-Gefüge vor oder sind bereichweise zu einem hypidiomorph- bis panxenomorph-körnigen (0. 08 - 0. 05 mm), geschlossenen Gefüge umkristallisiert. Sie zeigen fast immer undulöse Auslöschung. ein größeres Quarzindividium sogar fast parallele Risse.

Dieses Gefüge ist mehrdeutig und es ist zufolge der Durchbewegung und Umkristallisation nicht mehr zu entscheiden, ob primär eine ZQF-reiche, externe Ablagerung bestanden hat oder ob eine epigenetische, freie Internanlagerung dieser Mineralien nach Auflösung des Dolomitpelits vorgelegen ist. Ohne es beweisen zu können, vermute ich den erstgenannten Fall, verbunden mit Umkristallisation und lokaler Verdrängung des Pelits, gefolgt von postdiagenetischer Deformation und Umlagerung von Fluorit und Blende.

Die im Profil anschließenden hellen und dunklen Feinschichtbänke (28, 29, 30) mit insgesamt 60 cm Mächtigkeit bestehen wieder aus dolomitischem Pelitsediment, das zum geringeren Teil von Dolomitspatisation, zum größeren Teil von Flußspatisation erfaßt wurde. Der CaF_2-Gehalt beträgt stellenweise im dm-Bereich über 50 %.

Die Spatisation erfolgte zum Großteil metasomatisch, was aus der wolkigen, diffusen Verteilung des Fluorits und dem dadurch geschnittenen Pelitgefüge hervorgeht. Diskordant zur Schichtung verlaufende, bis 15 mm weite Fugen sind mit weißem oder violettem Flußspat und mit mm-großen z. T. scharfkantigen Fragmenten gefüllt, die als Friktionsdetritus zu deuten sind. Zusätzliche Auflösung durch Flußspat wird angenommen. Feine Blendekörnchen sind überall spärlich vertreten, Quarz fehlt interessanterweise vollkommen.

Nun folgt mit 40 cm Mächtigkeit dunkelgrauer, makroskopisch ungeschichteter mergeliger Dolomit (31), der wieder dieselben rupturellen Formungen und Spatisationen zeigt. Interessant ist in dieser Schicht aber das Auftreten ss-paralleler Erzfeinschichtlagen, 1-10 mm mächtig, die im Liegenden, Hangenden und in der streichenden Fortsetzung mit dem mergelig-pelitischen Sediment manchmal durch Übergänge verbunden sind. Andererseits ist eine deutliche Grenze durch Einschaltung fluoritreicher Lagen oder Bitumensuturen gegeben.

Auch eine Diskordanz von 32° liegt vor, was durch paraidagenetische (subaquatische) Faltung des Liegendbereiches, mechanische Abtragung und weitere Anlagerung paralleler Erzfeinschichten (Z, Q, F) erklärt werden kann. Diese enthalten auch eine Menge von kleinsten, resedimentierten Geröllchen (0.2 mm) und formanisotrope, schwarze, tonig-bituminöse Blättchen, die exakt in ss eingeregelt sind. Die Erzfeinschichtlagen im pelitischen Sediment haben stellenweise untereinander schräg und ⊥ ss durch Rupturen Verbindung, in welchen (ungeschichtet) Blendekörnchen und Fluorit enthalten sind.

Diese Gefüge sind nur durch Externanlagerung erklärbar. Freilich folgten auch hier para- und postdiagenetische Lösungsumlagerungen. Z. B. liegen in einem durch Rupturenbildung deformierten und von Flußspatisation erfaßten Teilbereich, unter den als Friktionsdetritus zu beschreibenden Bruchstücken auch einzelne Erzfeinschicht-Fragmente mit untereinander vollkommen verstelltem ss vor. Also muß diese Erzfeinschichtbildung vor der im Gefolge der Rupturenbildung erfolgten jüngeren Fluoritisierung (Umlagerung?) erfolgt sein.

Die bituminösen Zwischenlagen ermöglichen bevorzugt Scherbewegungen im Gestein. Diese sind immer wieder zu beobachten und stellenweise wird durch diese Zerscherung Kreuzschichtung vorgetäuscht. Manchmal klären lineare Rutschstreifen (als Gleitgerade a) auf ss die Teilbewegungen ⊥ B. Diese Beobachtungen kann man besonders in dem mindestens 2 m mächtigen Lager, bestehend aus hellen und bevorzugt dunklen, tonig-bituminösen Kiesel- und Dolomitfeinschichten machen (32–38), welche die Verbindung zum 2. Cardita-Schiefer herstellen. Die normale Schichtfolge ist hier nahe dem Schiefer durch eine Scherkluft unterbrochen.

Diese Schichten enthalten wieder mehrere ss-parallele Erzfeinschichtlagen. Die liegendste dieser Gruppe (33) ist mit 8 cm Mächtigkeit 80 cm weit // der Schichtung zu verfolgen und geht dann allmählich in das taube Sediment über.

Die Erzfeinschichtung bzw. Kreuzschichtung entsteht durch mm-rhythmische Änderung des qualitativen Gehaltes an Blendekörnchen (Tetraeder, Polyeder 0.026 - 0.064 mm), Quarz (0.016 - 0.032 mm), Fluorit und Pelit bzw. körnigen Karbonats oder auch durch Änderung der Korngrößen (z.B. ZnS 0.026 auf 0.65 mm). Dazu kommen ss-parallele, tonig-bituminöse Feinlagen bzw. Blättchen und in manchen Schichtchen Mikrokonglomeratlagen zufolge Resedimentation. Bleiglanz-, Pyrit-, Markasit-Körnchen scheinen selten, Blendekonkretionen von mm-Größe öfters auf. Die Grenze zum Liegenden (32) ist glattwellig-scharf und z.T. von nachbewegten Bitumensuturen gebildet. Das letztgenannte gilt auch für die Hangendgrenze, doch ist hier auch ein Teilbereich mit allmählichem Übergang der Erzfeinschichtung in das Taube gefunden worden, was durch allmähliches Aussetzen der Blendekörnchen und Einsetzen von Q,F und Karbonat zustandekommt. Die Quarze sind häufig zu einem geschlossenen Korngefüge umkristallisiert, wodurch der anscheinend zuerst vorgelegene, säulchenförmige Habitus großenteils verloren ging. Die Quarze sind meist undulös, woraus wieder auf postkristalline tektonische Beanspruchung geschlossen werden kann. Deutlich polare Anlagerung von Blendekörnchen ist hier nur selten zu beobachten.

Ich halte diese Erzfeinschichtlagen für extern an freier Sedimentationsoberfläche angelagerte Gefüge u. zw. z. T. mechanisch, nach vorheriger chemischer Ausfällung. Umkristallisationen in dem reaktionsfreudigen Medium während der Diagenese, aber auch während der tektonischen Ereignisse werden angenommen.

Drei weitere, jeweils 15 cm voneinander entfernte, 1-1,5 cm mächtige, schichtparallele Zinkblendelagen (35, 36, 37) zeigen wegen starker Anreicherung von Blendekörnchen meist nur undeutliche Feinschichtung. Sie sind mehrfach paradiagenetisch zu Schollen zerbrochen.

Die entstandenen Rupturen sind mit dem umgebenden, nur wenig, aber thythmisch vererzten Sediment ausgefüllt, wobei dieses durch die hohe Teilbeweglichkeit an die Konturen von Fragmenten angepreßt wurde (Abb. 58). Dies ist durch verlagerte mm-rhythmische ZQF-Feinlagen deutlich sichtbar. Die ss-abbildenden Blendeschollen sind aus dicht gelagerten ZnS-Körnchen (tetraedrisch, polyedrisch) der Kornfraktion 0, 026 mm aufgebaut, daneben spielen Quarzkörnchen (teils idiomorph 0. 016 x 0. 032 mm, max. 0. 08 x 0. 048 mm, teils sammelkristallisiert zu geschlossenem Quarzgefüge) und Fluorit eine große Rolle, grobkörniges Karbonat und Pyritwürfelchen (max. 0. 13 mm) kommen nur untergeordnet vor. Bitumen- und tonige Häute, sowie resedimentierte, mmgroße Fragmente und stellenweise Mikrokonglomerat ergänzen die Zusammensetzung der undeutlich feingeschichteten ZnS-Lagen, die sich zwar vom Liegenden und Hangenden durch den ZnS-Reichtum deutlich abheben, jedoch mit diesen in primärem, sedimentärem Kontakt stehen.

Auch diese Erzfeinschichten sind durch Externanlagerung zu erklären, wobei Umkristallisationen und unbedeutende Lösungsumlagerungen para- und postdiagenetisch zusätzlich erfolgt sein müssen. Alle diese Feinschichten verlieren sich nach wenigen Dezimetern im Streichen und gehen in spurig oder nicht vererzten Rhythmit über. Die im Hangenden folgenden, meist dunklen, mergeligen, bituminös-tonigen Dolomitfeinschichten (38) sind lagenweise stark verkieselt und flußspatisiert und sind durch feinst verteilte FeS_2-Körnchen vererzt. ZnS ist nur mehr spurig-diffus zu beobachten. In allen diesen Schichten (1-38) sind Palygorskit- ("Bergleder"-) führende Klüfte zu finden.

Diese Schicht- und Erzfolge wurde deshalb so genau beschrieben, weil sie ein typisches Beispiel für die Lagervererzung der Cardita-Schichten darstellt. Viele weitere Aufschlüsse auf Jakobi, aber auch auf Georgi, Bellegarde (vgl. Profile

Beilage 2, 4) und ein Aufschluß auf Franz-Josef zeigen dieselben oder sehr ähnliche Gefüge. Im einzelnen kann hier nicht darauf eingegangen werden.

Zusammenfassung

Die bei genauer Betrachtung nicht genau schichtparallele Lagerung des Haupterzkörpers wird wie folgt erklärt: Während in Teilbereichen die Bildung von Dolomitsediment weiter anhielt, ist der Meeresboden durch Erschütterungen unterschiedlich einige Meter tief in ein großes Mosaik zerbrochen. Während oder nach diesen untermeerischen Beben erfolgte durch extrusive Thermen (Exhalationen?) Stoffzufuhr in das Meerwasser. Entstandene Spalten wurden durch mechanische Erosion (Strömung) und chemische Auflösung des schon relativ festen Sedimentes erweitert. Ablagerung sedimentärer Breccien (Resedimentation) wurde begleitet von mechanischer, z. T. mm-rhythmischer Anlagerung ausgefällter Minerale (z. B. Zinkblende, Quarz) und von Dolomitpelit, Ton, sowie von chemischer Anlagerung (z. B. Fluorit, Bleiglanz). Der im Erzsediment manchmal größere Bitumengehalt als im tauben Pelit wird auf erhöhtes Verenden von Plankton im Bereich vergifteten Meerwassers zurückgeführt. Metasomatose spielte eine große Rolle. Paradiagenetische Bewegungen und Umkristallisationen sind in dem hochteilbeweglichen Erzsediment häufig nachweisbar. Nach Auffüllung der Hohlräume (vgl. SIEGL, L 49, 55) und des submarinen Reliefs (vgl. MAUCHER und SCHNEIDER, L 55) mit vorwiegend Erzsediment und Breccie folgte Sedimentation von Dolomitfeinschichten wie im Liegenden des Haupterzkörpers. Insgesamt sind hier 9 Vererzungsperioden durch extern angelagerte, syngenetische Erzrhythmitbänkchen, meist nur geringer Mächtigkeit, nachweisbar (vgl. Profil, Beilage 2). Bezüglich der von HEGEMANN (L 11) im Jahre 1948 auf Grund von geochemischen Untersuchungen vertretenen Auffassung, daß auch die Lagerstätte Kreuth eine z. T. syngenetische Bildung sei, die in Verbindung mit untermeerischen, extrusiven Thermen zu bringen ist, wird auf die Literatur verwiesen. (Vgl. auch TAUPITZ L 51, S. 85).

2) "Erzrinnen"

Im Georgi-Stollen, südlich MP. 11. 043, habe ich am Ulm in dem 78° S-einfallenden Schichtpaket, 2. 25 m im Liegenden des 2. Schiefers, eine mit Erz und Ton gefüllte trichter- oder kurzrinnenförmige Vertiefung gefunden, die ich wegen der makroskopischen Ähnlichkeit mit den von RAINER (L 55) beobachteten und m. E. gut gedeuteten, aber mikroskopisch noch nicht untersuchten Erzrinnen im hangenden WK von Bleiberg

download unter www.biologiezentrum.at

genauer untersucht habe (Abb. 62).

Das umgebende Gestein ist ein mittel- bis dunkelgrauer, etwas bituminöser, mergeliger Dolomit (Abb. 62 = (2)), welcher durch Einschaltung von 1-10 mm mächtigen, ss-parallelen, bituminösen Tonlagen im Abstand von 5-8 cm rhythmisch gebankt ist. Etwa 65 cm im Liegenden des "Erztrichters" befindet sich die unscharfe Hangendgrenze eines Dolomitfeinschichtlagers, welches stellenweise mit ZnS-Sprenkelerz diffus vererzt ist. Die genannten Tonlagen enthalten meist FeS_2. Das Dolomitgestein (2) ist im gesamten von feinen, mit Calcit verheilten Sprüngen, welche ⊥ ss-Streichen, // ss-Fallen orientiert sind, durchsetzt.

Das Gestein besteht aus einem panxenomorph-feinstförnigen, geschlossenen Komgefüge aus max. 0.16 mm großen Dolomitkörnern, welche meist stark pigmentiert sind und durch Umkristallisation aus Pelit hervorgegangen sind (Übergänge!). Ferner sind ss-parallele, relikte Tonsuturen mit etwas Bitumen vorhanden.
Eisenbisulfid ist überall, besonders aber an die Suturen gebunden, in feinen Körnchen zu bemerken. Blende ist durch diffus verteilte, max. 0.16 mm große, xenomorphe Körnchen sehr spärlich vertreten. Quarz konnte in sehr geringen Spuren in Form von allotriomorphen, max. 0.03 mm großen Körnchen nachgewiesen werden.

Vom Erzeinschnitt setzt sich eine allmählich schmäler werdende Spalte (3) scharf konturiert in das Liegende ⊥ ss fort und verläuft mit 1 mm Stärke noch weitere 15 cm bis zu einer tonigen Schichtfläche, wo sie endet. Der Spalt ist mit tonig-dolomitischer Substanz gefüllt. Dazu kommen noch wenige idiomorphe Blendekörnchen. Die besonders im unteren Teil mit einer schwachen Tonhaut belegten und daher scharf konturierten Wände des Erzeinschnittes schneiden die Dolomitschichten etwa mit ± 40° und verlaufen nach unten steiler, nach oben flacher, bis schließlich der Übergang in eine tonhältige Schichtfläche (5) hergestellt ist. Tektonische Bewegungen, allerdings nur von mm-Ausmaßen sind durch Nachweis von spärlichen Rutschstreifen (// a) auf bituminös-tonigen s-Flächen belegbar. Derartige geringe Dislokationen sind auch an der tonbelegten Grenze der Erzrinne zum Tauben zu vermuten.

Die Füllung des Einschnittes besteht zuunterst wie die Spaltenfüllung (3) aus sehr dunklem, spurig vererztem dolomitisch-tonigem Sediment:

Dolomit: panxenomorph-körniges Gefüge aus max. 0.025 mm großen Körnchen. Zinkblende: meist tetraedrische Körnchen, 0.08 -0.11 mm, max. 0.16 mm, vereinzelt homogen verteilt. Quarz: um 0.02 mm, meist xenomorph, selten idiomorphe Form angedeutet, homogen verteilt, selten. Tonsubstanz: in Intergranularen des Korngefüges häufig und zu Häuten // ss angereichert. Bitumen: selten. Eisenbisulfid: in feinsten Körnchen, meist als Begleiter der Tonsubstanz, z.T. Pyritwürfelchen.

Darüber schließt sich mechanisch angelagertes, ZnS-reiches, toniges Dolomitsediment an (4), welches durch Änderung der Korngröße und des Gehaltes an ZnS, Karbonat und Ton deutlich feingeschichtet ist. Es herrscht, abgesehen von schwacher Einsenkung dieser Feinschichten in der Mitte des Trichters, Parallelität mit den Dolomit-Ton-Grobschichten. Dieses Geopetalgefüge besagt, daß zwischen der Sedimentation des tauben Pelites und der Erzfeinschichten keine Schichtverstellung erfolgt war. Die genannte Einmuldung ist durch Biegegleitung des festigkeitsanisotropen Teilbereiches zu erklären, wobei durch S-förmige Krümmung und Zerbrechung feinster ZnS-Lagen- und Schalenblendekrusten im teilbeweglicheren, tonreichen Sediment polytrope Faltenbildung durch Einengung zwischen "starren" Bereichen angedeutet wurde. Diese Formung ist mit ungefähr horizontaler B-Achse (// zur Längserstreckung der Rinne) erfolgt, was durch schwache Prägung von B und Riefung // a auf den feinen Tonlagen nachweisbar ist. Welcher Anteil dieser Formung als paradiagenetisch zu betrachten ist, bleibt offen.

Die Zusammensetzung ist folgende:

Zinkblende: 0.032 -0.4 mm, lagenweise wechselnd, meist tetraedrische und polyedrische, zonar gebaute Körnchen, lagenweise offenes und nahezu geschlossenes Korngefüge (dann z.T. xenomorphe Körner) wechselnd. Auch polare Belegung einer s-Fläche mit max. 0.4 mm großen ZnS-Kriställchen, die nach oben feiner werden, ist beobachtbar. Es bestehen auch Übergänge von offenem zu geschlossenem Korngefüge und zu oft ss-parallelem Glaskopfgefüge. Karbonat: allotriomorphe Körnchen 0.016-0.032 mm. Quarz: xenomorphe Körnchen, max. 0.015 mm, selten idiomorphe Säulchen; selten. Ton: niedrig doppelbrechende Schüppchen, wie im 1. und 2. Cardita-Schiefer, in ss eingeregelt. Tongehalt lagenweise wechselnd; z.T. 1 mm starke Bänkchen. Bitumen: vereinzelt Klümpchen, z.T. schlierig und // ss. Eisenbisulfid: feinste Pünktchen, bis 0.032 mm große Konkretionen.

Im oberen Teil des "Erztrichters" zieht eine im Nebengestein 1 cm mächtige, bituminöse Tonlage (5) mit Abnahme der

Mächtigkeit auf etwa 1 mm, mit geringer Einmuldung durch, so daß man von dieser Schicht an in das Hangende fortschreitend, Nebengestein und Erzsediment auf alle Fälle als syngenetisch ansprechen muß. In diesem Teilbereich ist auf einer Seite (6) ein allmählicher Übergang im Schichtstreichen vom vererzten Sediment in tauben Dolomit makroskopisch mit 25 mm Mächtigkeit sichtbar, so daß der Erzgehalt nicht scharf lokalisiert erscheint, so wie im Trichter unter der eben genannten Tonschicht (4).

U.d.M. ist dabei ein allmähliches, zahlenmäßiges Zurücktreten der zonar gebauten, tetraedrischen und polyedrischen Blendekörnchen (max. 0.16 mm) festzustellen. Die meist allotriomorphen Quarzkörnchen (max. 0.016 mm) treten sehr vereinzelt auf. Im übrigen herrscht ein mehr oder weniger geschlossenes, panxenomorph-feinkämiges Dolomitgefüge vor (meist 0.05, max. 0.08 mm), das feinste, ss-parallele Tonlagen enthält. In der streichenden Fortsetzung ist eine ± ⊥ ss verlaufende, aber schlecht konturierte, unregelmäßige Grenze von reinerem und pigmentiertem, pelitischem Dolomitgefüge festzustellen, wobei der reinere Teilbereich dem Trichter näher liegt. Diese Grenze ist nicht mit dem allmählichen Übergang Erz - Taubes identisch. Eisenbisulfid ist überall homogen feinst verteilt vorhanden (Pyrit 0.002 mm), in tonreichen Lagen Pünktchen um 0.016 mm, jedoch auch zu max. 0.3 mm großen Aggregaten gehäuft.
Tonige Substanz findet man sehr spärlich auch in Intergranularen des nicht pigmentierten Dolomitgefüges. In diesem ist selten Bitumen erkennbar, doch ist dieses in den tonreicheren Lagen auch an der Schichtung beteiligt.

Auf der Gegenseite des allmählichen Überganges (6) ist das Erzsediment – liegend und hangend von Tonlagen begrenzt – durch Auskeilen dieser Schicht vom Tauben ziemlich scharf getrennt.

Die seitliche Ausdehnung des trichterförmigen Einschnittes beträgt an der Stelle des allmählichen Überganges (6) 26 cm. Der über der Tonlage (5) sedimentierte Erzpelit ist im Hangenden wieder von einer Tonschicht (7) überlagert.

Hangend von dieser schließt ein ± schichtparallel, aber großenteils mit Schalenblende vererzter Bereich (8), unmittelbar an. Er ist 5 cm mächtig, geht im Streichen nach einer Seite allmählich in das Taube über, schneidet jedoch auf der Gegenseite in Gestalt der Schalenblende schräg zur Schichtung ab. Im Hangenden besteht ein allmählicher Übergang in das taube Sediment.

Das Erzsediment weist dieselbe Zusammensetzung wie bisher auf (sehr geringer Quarzgehalt, ohne Fluorit), zusätzlich findet man nur einige resedimentierte, mehrere mm-große, z. T. schollenförmige Tonfragmente. Die Erzschlamm-Anlagerungsflächen werden von der Schalenblendekruste nach allen Seiten verdrängt, z. T. schräg geschnitten. Diese enthält randlich zonar eingelagert bzw. aufgelagert, idiomorphe Bleiglanzkristalle von 1-5 mm Größe. Ich halte diese samt dem ZnS-Glaskopfgefüge für paradiagenetische Bildungen und somit auch für paradiagenetische Platzergreifung (Metasomatose). Spalten und kleine Kavernen im Blendeglaskopf, die wohl zufolge Schrumpfung entstanden sind, zeigen Karbonatfüllung.

5 cm hangend der obersten Erzlage (8) endet das mittelgraue, von Schiefer durchzogene Dolomitgestein (2) und es beginnt eine 52 cm mächtige, hellbräunliche Dolomitfeinschichtbank.

In genau derselben Schichte, in welcher der "Trichter" enthalten ist, ist in der Firste ein anderer trichterähnlicher Einschnitt beleuchtbar. Hier handelt es sich, wie aus der gegebenen Schnittlage hervorgeht, um eine 38 cm breite (// ss) und 15 cm tiefe (⊥ ss), flache Einmuldung. Erzfeinschichtung tritt nur untergeordnet in einer tonig-mergeligen Partie auf. Sie geht im Streichen auf der einen Seite allmählich in das Nebengestein über, auf der anderen Seite zum Dolomit besteht zufolge Bewegung an der Grenzfläche eine scharfe Kontur. Das Erz ist hier großenteils als geschlossenes ZnS-Korngefüge, z. T. als Blendeglaskopf ausgebildet und liegt, so weit dies dem zufälligen Schnitt in der Firste entnommen werden kann, nicht genau schichtparallel. Es kommt auch kein Geopetalgefüge zum Ausdruck. Außerdem quert eine mit Schiefer belegte Kluft die Schalenblende spitzwinkelig, wodurch eine scheinbare Diskordanz zusätzlich zustandekommt.

Ein weiteres kleines Erzvorkommen im Bereich derselben Schichte ist am gegenüberliegenden Ulm des zuerst beschriebenen Erztrichters aufgeschlossen: die Ausdehnung // ss beträgt 20 cm, ⊥ ss 3 cm. Dieses ZnS-Vorkommen besteht aus Schalenblendekrusten, welche zur Schichtung eine Diskordanz von 45° aufweisen, sowie aus belteropor nach Fugen und diffus auftretender Blende. Mechanisch angelagertes Erzsediment ist nicht beleuchtbar.

In dieser Schicht kommen schwache Verbiegungen der s-

Flächen vor, die aber nicht immer primär-sedimentären oder paradiagenetischen Ursprungs sind, sondern auf Grund von ablesbaren Bewegungsrillen (// a) auf schichtparallelen Tonlagen (ab) tektonischen Bewegungen zugewiesen werden können.

Zusammenfassung:

Stoßerschütterungen (vgl. Teil E, 1 und Teil G, 1-15) haben zu Rissen in der Sedimentationsoberfläche geführt, die vermutlich zufolge Strömung und Lösungserosion eine oberflächliche Erweiterung erfahren haben, da sie keine korrespondierenden Trümmergrenzen aufweisen. Das entstandene Relief wurde durch Erzschlammfeinschichten zunächst geopetal aufgefüllt und ausgeglichen, worauf sich die Erzsedimentation noch fortsetzte. Die Zufuhr der Erzlösungen erfolgte möglicherweise im selben Bereich.

3) Paradiagenetische Deformationsbreccien

Nun möchte ich noch die Aufmerksamheit auf gewisse Breccien im Cardita-Dolomit lenken, die im Bereich der Erzkörper oder in deren Nähe oder nur mit spuriger Vererzung mehr oder weniger horizontgebunden auftreten.

Zwischen Lagen ungestörter Feinschichten treten Lagen auf, in denen die Feinschichten bis zur Bildung einer Breccie desorientiert sind, ohne daß makroskopisch eine Mylonitisierung des Gesteines auffiele. Die verlagerten Schollen sind bis zu 10 cm groß.

Die Deutung "sedimentäre Breccie", also zufolge Resedimentation, scheint schon bei der Aufschlußbeobachtung zweifelhaft, weil die Breccienkomponenten völlig eng aneinander liegen, ohne daß eine Zementmasse erkennbar ist.

Die Anschliff- und Dünnschliffuntersuchung bestätigt dies. Großenteils liegen die kantengerundeten, z.T. schollenförmigen Komponenten von einem bis viele Zentimeter Größe, ohne jegliches Bindemittel mit völlig verlagertem Feinschicht-ss aneinander, wobei die Berührungsfläche manchmal überhaupt nicht mehr feststellbar ist, wenn gleiches Sediment aneinander zu liegen kommt. In der Mehrzahl der Fälle ist aber eine wellige oder gezahnte, Bitumen- und Kies-führende Sutur, wie sie auch schichtparallel in den Feinschichtlagen vorkommt, an der Komponentengrenze vorhanden. Gegenseitiges Eindringen ist öfters zu bemerken, wobei aber keine plastische Verformung auffällt. Es müssen also Lösungsvorgänge an den Grenzflächen (Suturen!) stattgefunden haben. Mechanische Bewegungen sind an Suturen nicht nachzuweisen, es ist in diesen Fällen auch keinerlei Friktionsdetritus zu sehen.

In anderen Fällen wieder ist zwischen völlig durcheinandergewürfelten Komponenten der monomikten Breccie doch Friktionsdetritus feststellbar mit Übergängen durch verschieden weite Abwanderung von den deformierten Komponenten. Das eigentliche Zement ist oft völlig gleich der Zusammensetzung des zerbrochenen Sedimentes, ja es ist auch hier die Grenze Zement - Komonente schlecht oder nicht erkennbar. Auch der Grad der Umkristallisation von Dolomitpelit zu feinkörnigem Karbonat ist gleich.

Es steht somit fest, daß es sich in beiden beschriebenen Fällen nicht um sedimentäre, sondern um Deformationsbreccie handeln muß. Der geringe Grad der Zerbrechung der Komponenten, die undeutliche Konturierung derselben in der stofflich völlig gleichen Grundmasse, nicht aber die Konturenverlagerung (Suturen) allein, scheinen mir mehr für einen paradiagenetischen Charakter der Breccie zu sprechen. Man kann sich die diskutierten, wahrscheinlich paradiagenetischen Breccien am ehesten durch Stoßerschütterung und darauffolgende Gleitung (Anzeichen hierfür sind vorhanden) und Setzung entstanden denken. Für eine solche Deutung spricht auch der Vergleich mit zweifellos postdiagenetischen Breccien im selben Material, d. h. beim jetzigen Zustand des Gesteins erfolgter Breccienbildung.

In wieder anderen Fällen ist im Bindemittel der Breccie auch chemisch angelagerter Fluorit, z. T. auch etwas Zinkblende und Spuren von Quarz und Bleiglanz, sowie Eisenbisulfid enthalten. Dieses kommt stets in Fragmenten, besonders an Suturen vor, scheint aber auch in der Gelschalenblende als meist frühe Ausscheidung und als Konkretion auf. Die Anreicherung dieser Minerale geht in Nähe von Erzkörpern oft so weit, daß die mehr oder weniger von den Lösungen angegriffenen, also verdrängten Komponenten nur mehr zusammenhanglos und häufig verkippt in hypidiomorph-körnigem, geschlossenem Flußspatgefüge liegen. Blende bildet manchmal 0.5 mm starke Schalenblendekrusten um Breccienfragmente, kommt aber auch körnig-polyedrisch vor.

Auch diese Breccienbildung möchte ich als paradiagenetisch deuten, da Übergänge zu den zuerst beschriebenen Breccien mit geringer oder ohne Beteiligung von Flußspat vorkommen.

Es ist aber auch postdiagenetische Deformationsbreccie (tektonische Breccie) nachweisbar. Hier sind Übergänge vom schwach, nur durch Haarrisse deformierten Gestein, bis zur Zertrümmerung der Komponenten und Bildung von Zerreibsel vorhanden. Die entstandenen Fugen oder kleinen Hohlräume zeigen oft Palygorskit-Füllung, darin auch wieder Neukristallisation von Fluoritwürfelchen, Karbonatrhomboederchen und

auch von Erz. Die Überlagerung von paradiagenetischer und postdiagenetischer Deformationsbreccie im selben Teilbereich ist hier beobachtet. In manchen Fällen sind allerdings nicht genügend eindeutige Gefügemerkmale vorhanden, um die Vorgänge zu trennen.

Zusammenfassend kann festgestellt werden, daß die im Liegenden des 2. Schiefers an vielen Orten, gewöhnlich bei oder in der Nähe von Erzkörpern auftretenden, groben Breccienbildungen nach meiner Deutung auf paradiagenetische Deformationen, wie Erschütterungen, Gleitungen, zurückzuführen und wahrscheinlich in Zusammenhang mit der Erzzufuhr zu bringen sind. Daneben sind auch postdiagenetische Deformationsbreccien (tektonische Breccien) zu beobachten. Von hier aus zu beachten sind andererseits auch davon abweichende Typen paradiagenetischer Inhomogenitätsbreccien (Breie) und sedimentärer Breccien im Abschnitt E, 1 und Abb. 51, 53, 54, 58.

4) Die Vererzung an der Union-Kluft

Wie bereits im Teil D erwähnt wurde, treten die Erze auf eine Länge von über 100 m meist in einer 0.75 m mächtigen, steil SW-fallenden Störungszone auf, die beiderseits auf längere Distanz von zwei Scherklüften begrenzt ist.

In einer polymikten, postdiagenetischen Deformationsbreccie (tektonische Breccie), welche Fragmente von WD und Cardita-Dolomit und -Schiefer enthält, sind Bleiglanz und Zinkblende, teils in den zu Mylonit zerriebenen Bruchstücken, teils im Zement enthalten. Im Handstück ist nicht zu entscheiden, ob der primäre Erzträger Wetterstein- oder Cardita-Dolomit war, doch spricht der Befund am Aufschluß eher für Wettersteindolomit.

Komponenten: milchigweiße, graue bis dunkelgraue, auch schwarze, scharfkantige und kantengerundete Fragmente, herzuleiten von WD und Cardita-Dolomit und dementsprechend z.T. typisch geschichtet, ton- und bitumenhältig, oder suturiert, oft belteropor und diffus durch Zinkblende, Pyrit, Bleiglanz wohl sekundär vererzt.
Blendekonkretionen, meist mit relikter Gelstruktur, sind, wie die Camgite, in allen Zertrümmerungsstadien (korrespondierende Trümmergrenzen, feines Zerreibsel) vorhanden. Die Fragmente erreichen i.a. nicht Nußgröße.
Zement: feines Zerreibsel, von den Komponenten herzuleiten. Bleiglanz ist meist striemig ausgewalzt und erscheint gewöhnlich als Füllmasse zwischen den härteren Camgit- und Blendebruchstücken. Auch Pyrit-Markasit findet sich überall in feinsten Körnchen, aber auch in cm-großen Konkretionen. Im Bindemittel sind auch grobkörnige

Dolomitaggregate und sehr selten kleine,(mm-große) panxenomorph-feinkörnige Quarznester zu finden,die postkristallin deformiert wurden (verbogene Spaltrisse und mechanische Regelung nach Kornfeinbau bei Karbonat, unregelmäßige Rupturen und undulöse Auslöschung in Quarzen). Ganz junge, feine Spalten sind mit Karbonat (Dolomit und Calcit) verheilt.

Entlang der Kluft sind weder Relikte einer Sedimentärvererzung, noch Anzeichen dafür zu finden, daß primäre Stoffzufuhr entlang der Störung erfolgt ist. Die Tatsache, daß in der unmittelbar westlich der Union-Kluft anschließenden Mylonitzone zwei abbauwürdige Erzkörper enthalten sind (Erzträger wahrscheinlich WD), von denen einer von der Kluft abgeschnitten wurde, spricht dafür, daß die Erzanreicherung an der Kluft vorwiegend durch mechanischen Transport (Scherbewegung, Rechtsverwerfer) und zusätzliche lokale Lösungsumlagerung der Erze entstanden ist. Dann ist allerdings eine weitere und zwar postkristalline Deformation nachweisbar.

Der erst jüngst aufgeschlossene Erzkörper bei MP. 6493 besteht ebenfalls aus mylonitisiertem Erz, wobei der Bleiglanz zufolge seiner guten Translationsfähigkeit meist bruchlos verformt wurde, während die sprödere Blende in Form kataklastischer Schalenblende oder zwillingslamellierter Kornaggregate aufscheint. Die Blende ist gewöhnlich hell gelb-grau und daher der Farbe nach in der Grube mit Cardita-Dolomit zu verwechseln. Wahrscheinlich war die Vererzung primär im Wettersteinkalk enthalten und wurde nur durch tektonische Bewegungen mit dem Cardita-Dolomit zu Mylonit z. T. innig vermengt. Man findet aber auch mannsgroße, vererzte Trümmer von hellem WD im Raibler Dolomit oder in Schieferzonen eingeklemmt,

Zusammenfassung

Die Erze an der Union-Kluft und die nahe daran anschliessenden Erzkörper sind in einer Mylonitzone von Wettersteindolomit, Cardita-Dolomit und -Schiefer enthalten. Primärer Erzträger war wahrscheinlich der Wettersteindolomit. Es sind keine Belege dafür zu finden, daß die U. Kl. als primäre Erzzufuhrspalte zu deuten ist, andererseits ist aber auch der Nachweis von Relikten sedimentärer Erzanlagerung nicht zu erbringen.

5) Vererzungen im Wettersteinkalk-Keil

Das stratigraphisch dem Wettersteinkalk angehörige Gestein liegt fast durchwegs als Dolomit vor.

Reste von reinem, relativ wenig pigmentiertem Dolomitpelit sind selten erhalten, meist ist Umkristallisation zu einem panxenomorph-feinkörnigen Dolomitgefüge eingetreten und nur in Klüftchen und Kleinkavernen ist Kalkspatisation zu bemerken.

Die meist nur spurig vererzten Bereiche zeigen Erz in Haarrissen und sind in dieser Form im Großbereich homogen verteilt.

Das zertrümmerte Gestein ist als postdiagenetische Deformationsbreccie zu bezeichnen. Die Zusammensetzung der Fragmente und falls vorhanden, des Friktionsdetritus, ist völlig monomikt. Sehr helle Zinkblende, oft zwillingslamelliert, teils zonar gebaut, teils auch Gelschalenblende, füllt die mechanisch und z. T. zusätzlich durch Auslaugung entstandenen Hohlräume (Fugen, Kavernen). Stets ist auch mehr oder weniger Bleiglanz, Fluorit, Markasit und Pyrit vertreten, Quarz dagegen ist nur in seltenen Fällen und dann nur in Spuren vorhanden: max. 0.03 mm große, allotriomorphe Körnchen bilden ein geschlossenes Korngefüge in Form von höchstens mm-großen Einzelgruppen. Suturen mit Tonsubstanz und FeS_2 sind manchmal als Reliktgefüge enthalten. "Bergleder" ist in machen Fugen als dünner Belag zu finden. Die Blende ist meist allotriomorph ausgebildet.

Die zeitliche Folge von Deformation und Kristallisation war:

1. Unstetig-rupturelle Deformation des Gesteins, Bildung von Friktionsdetritus.
2. Lösungszufuhr von ZnS, PbS, CaF_2, FeS_2, sehr wenig SiO_2 und belteropore Verdrängung von Gesteinsfragmenten und Zement (Friktionsdetritus).
3. Kristallisation von Dolomitrhomboederchen, ZnS-Gelbildung, bzw. Blendekristallisation, Kristallisation von Bleiglanz, Fluorit, Eisenbisulfid und manchmal Quarz.
4. Meist nochmalige Deformation des nunmehr vererzten Gesteins, teils unstetig-rupturell (Schalenblende zerbricht zu Fragmenten, postkristalline Rupturen), teils stetig (Bleiglanz: Translationen; vereinzelt verbogene Spaltrisse und Zwillingsbildung in Karbonatkristallen).
5. Kalkspatfüllung in Haarrissen, welche z. T. dann nochmals gering nachbewegt wurden.
6. Weitere Nachbewegungen.
7. Reißfugen: Palygorskit (Bergleder).

Nur ganz vereinzelt erreicht die ZnS-PbS-Vererzung im WK-Keil abbauwürdige Ausmaße, z. B. auf Bellegarde, Franz-Josef und 8. Lauf. Die Erze sind dann fast stets in einer Störungszone zu finden und sind petrographisch und gefügemäßig gleich ausgebildet wie der von der U. Kl. im Franz-Josef-Lauf zerscherte Erzkörper. Wenn auch typische Kluftvererzungen fehlen, so ist diese Vererzung doch als sicher para- oder posttektonisch zu bezeichnen. Ein einheitliches, primäres Einschieben der Erzkörper ist nicht festzustellen, doch kann durch postkristalline Zerscherung bevorzugt nach NW-Klüften ein Einschieben von SE unten nach NW oben zustandekommen.

Lediglich im Franz-Josef-Lauf zwischen MP. 6161 und 6211 ist ein etwas aus der Reihe fallendes Vorkommen bekanntgeworden. Der in Abbau befindliche Erzkörper liegt im hangenden Erzkalk (hier Dolomit), rund 6 m hangend der "Hauptsüdschlagfläche".

Das Zinksulfid ist hier großenteils als Wurtzit auskristallisiert und zwar sowohl in einzelnen, polyedrischen, also isometrischen Körnchen (0.03 mm) als auch in Glaskopfstrukturen; entweder mit typischen Büscheln gebogener Kristallite oder parallelstrahlig oder isometrisch-körnig. Vereinzelt ist undulöse Auslöschung bemerkbar. Neben dem reichlichen Gehalt von Bleiglanz und Flußspat ist der Quarzreichtum für dieses Vorkommen bezeichnend (meist idiomorphe Kirställchen, 0.03 x 0.016 bis 0.24 x 0.08 mm).

Auch hier konnte noch keine sedimentäre Vererzung gefunden werden, doch halte ich für dieses Vorkommen eine Lösungsumlagerung größeren Ausmaßes wegen des Quarzreichtums für unwahrscheinlich. Dafür spricht auch, daß dieser Erzkörper im Bereich der erzhöffigen WK-Lager aufsetzt.

Zusammenfassung

Die nur selten abbauwürdigen Erze im WK-Keil sind, abgesehen von wahrscheinlich nur einer Ausnahme, para- oder posttektonischer Entstehung und sind an mehr oder weniger gestörte Bereiche gebunden. Exakte Anzeichen syngenetischer Erzanlagerung sind in den derzeitigen Aufschlüssen nicht zufinden. Die Zn-Pb-Erze sind stets von Fluorit und Eisenbisulfid begleitet, dagegen ist Quarz - mit oben genannter Ausnahme - eine große Seltenheit.

6) Vererzungen im liegenden Wettersteinkalk

Weit außerhalb meines Aufnahmebereiches sind liegende Wettersteinkalkschichten (rund 200 m im liegenden des 1. Schiefers) vererzt. Die Vererzung ist deshalb interessant, weil sie in diesem stratigraphischen Niveau sonst noch nirgends bekannt geworden ist. Nach HOLLER (L 16, 18) ist diese Lagervererzung zufolge Aufblättern der Schichten infolge Scherbewegungen am Widersinnigen Verwerfer und Lösungszufuhr durch dieses Störungssystem entstanden. Mir scheint diese Erklärung nur in Einzelfällen glaubhaft, wo die Lagererzkörper auch wirklich an den Verwerfer heranreichen und nahe der Kluft wieder auskeilen. Im übrigen ist der Grad der paratektonischen Deformation des Gesteins nicht nennenswert. Nach bisherigen Beobachtungen liegt die Vererzung nur annähernd schichtparallel und scheint nicht immer in genau denselben Schichten enthalten zu sein (Abb. 65). Diese nach den bisherigen Aufschlüssen nur östlich des W. V. vorkommende Vererzung setzt meist nicht unmittelbar am Verwerfer ein und reicht einige Meterzehner, höchstens 100 m, bei horizontalem Fortschreiten nach Osten. Auch in vertikaler Richtung ist die Vererzung über mehrere Meterzehner innerhalb dieser Lager zu verfolgen. Meist sind mehrere (mindestens fünf) 2-5 m mächtige Lager mit cm- bis dm- mächtigen, häufig ungefähr ss-parallelen Schalenblendebändern mit etwas Bleiglanz durchzogen. Als Gangart ist grobkörniges Karbonat (Calcit und Dolomit) und Fluorit vorhanden. Der Vererzungsgrad innerhalb der Schichtung wechselt. In der Oxydationszone ist auch Wulfenit und Hemimorphit zu beleuchten.

Nach vorläufigen, allerdings nur flüchtigen Untersuchungen, sind sedimentäre Anlagerungsgefüge weder intern noch extern zu finden gewesen.

Unter den, die Gelschalenblendekrusten (Zinkblende, selten Wurtzit) begleitenden Mineralen findet man neben Bleiglanz und Fluorit nur selten Quarz. Dieser tritt z. T. in idiomorpher Säulchenform auf (Querschnitte 0.03 - 0.13 mm). Die Größe der Karbonatkörner ist recht unterschiedlich (max. mehrere mm). Wo der Grad der Umkristallisation des WK im Bereich der Erzführung noch nicht sehr stark ist, sind im Pelit vereinzelt schlecht figurierte Reste von Mikrofossilien (Foraminiferen) bzw. von Algenoid-ähnlichen Gebilden zu finden.

Im Jakobi-Westschlag (Sunntiger-Gugl) ist im liegenden WK eine Gangvererzung (⊥ss) auf ca. 30 m Horizontal- und 35 m Vertikalerstreckung aufgeschlossen. Die Mächtigkeit des symmetrisch mit (von außen nach innen) Schalenblende - Bleiglanz - Karbonat - Schalenblende (auch etwas Wurtzit) - Karbonat (in der Mitte) vererzten Ganges beträgt 25 - 0 cm. Das Nebengestein ist von karbonaterfüllten Reißklüften durchsetzt. Im Dünnschliff wurde bisher kein Quarz festgestellt. Geringe postkristalline Nachbewegung der Kluft ist nachweisbar.

Zusammenfassend wird festgestellt, daß nach vorläufigen, allerdings flüchtigen Untersuchungen nur chemisch angelagerte Erze und Gangart nachgewiesen wurden. Z. T. ist die Vererzung sicher para- oder posttektonisch erfolgt, wie dies bisher immer angenommen wurde (u. a. L 16, 18, 28, 29). Es ist späteren Arbeiten vorbehalten, zu entscheiden, ob diese Vererzung entstanden ist: 1. nur durch para- und posttektonischen Lösungsumsatz oder 2. z. T. prätektonisch, etwa durch Stoffzufuhr im Ladin oder Karn und chemischer Internanlagerung, während gleichzeitig die Erzlösungen auch die freie Sedimentationsoberfläche erreichten (Vererzung des hangenden WK ?, Cardita-Vererzung), oder ob 3. extrusiv-sedimentäre Erzanlagerung auch im mittleren Ladin erfolgt ist und die Primärgegüge durch späteren Lösungsumsatz zerstört worden sind.

F) AUSWERTUNG DER ERGEBNISSE FÜR DEN BERGBAU

Die abbauwürdigen Lagererzkörper sind im Liegenden des 2. Cardita-Schiefers zu suchen. Der Abstand von diesem beträgt im Profil zwischen 11 und 24 m. Ein weiteres Erzlager tritt fallweise noch etwas hangender auf, nämlich rund 4-7 m vom Schiefer entfernt. Diese beiden Erzlager können auch miteinander in Verbindung stehen. Abweichungen von diesen Angaben, besonders in das Liegende, sind jedoch möglich. Vererzungen mehr spurigen Charakters sind hangender und bis viele Meter liegender der genannten Lager zu finden, ja es ist sogar geringe Vererzung in den Kalk-Dolomitschichten im Hangenden des 2. Schiefers möglich.

Die Mächtigkeit der bisher aufgeschlossenen Lagererz-

körper beträgt max. 6,5 m. Sie verlaufen zwar nicht grundsätzlich in ein und derselben Schichte, verhalten sich aber doch annähernd schichtparallel. Von einem primären Einschieben der Erzkörper in den Schichtflächen kann nicht die Rede sein. Ist ein solches fallweise vorhanden, so ist die Ursache in staffelförmigen Schichtverstellungen zu suchen. Auf diese Weise kann z. B. ein linsenförmiger Körper zu einem länglichen zerschert werden (vgl. auch Abb. 50). Nach bisherigen Aufschlüssen kann man als primäre Form des Erzkörpers einen ausgedehnten, linsenförmigen Bereich annehmen, ohne Bevorzugung einer linearen Richtung, jedoch mit vielfachem Wechsel der Vererzungsintensität. Diese Feststellung erschwert freilich das Ausrichten der Lagererzkörper. Von Wichtigkeit ist daher die Kenntnis der Verwurfsrichtungen und des Relativsinnes der Bewegungen an den verschiedenen Scherklüften.

Eine für Ausrichtungszwecke verwertbare, feinstratigraphische Unterteilung des 1. Zwischendolomits, wie sie im hangenden Wettersteinkalk besonders brauchbar ist, kann nicht gegeben werden, da die Ausbildung der Lager zu wenig typisch und nicht horizontbeständig ist. Zur beiläufigen Orientierung kann die Feststellung dienen, daß zwischen 1. und 2. Cardita-Schiefer (1. Zwischendolomit) die Feinschichtausbildung erst rund 24 m über der Hangendgrenze des 1. Schiefers einsetzt und zum 2. Schiefer fortschreitend, der Bitumen- und Tongehalt zunimmt. Die grüngrauen, braungrauen, auch dunkelbraungrauen z. T. mm-rhythmischen Feinschichtbänke lassen keinen Großraumrhythmus erkennen. Ungünstig ist die Tatsache, daß auch im 2. Zwischendolomit (zwischen 2. und 3. Schiefer) noch vereinzelt gleich oder ähnlich ausgebildete Feinschichtlager wie im 1. Zwischendolomit vorkommen. Es ist daher ohne weitere stratigraphische Anhaltspunkte nicht möglich, zu entscheiden, ob 1. oder 2. Zwischendolomit vorliegt. Viele und mächtige Dolomitfeinschichtbänke sprechen für den 1. Zwischendolomit. Die drei Schieferhorizonte sind wie folgt typisierbar: Die Kiesoolithbank des 1. Schiefers enhält Algenooide (Grobooide),

welche starke Eisenbisulfid-Verkiesung aufweisen. Eine derart starke Pyrit-Markasit-Führung ist in den hangenden Oolithbänken nicht zu beobachten. Diese Feststellung ist den Bergleuten erfahrungsgemäß schon seit Jahren bekannt. Die Kiesoolithbank führt anscheinend keine Feinooide, doch sind solche meist in der Groboolith- (Lumachellen-)bank des 2. und auch des 3. Schiefers enthalten. Diese beiden Schichten sind petrographisch nicht voneinander zu unterscheiden. Zur Erkennung kann nur die größere Schichtmächtigkeit der Groboolithbank des 3. Schiefers dienen. Die Feinooide sind meist 0.5 mm groß und daher nur mit der Lupe erkennbar. Makroskopisch macht das Gestein einen grobsandigen Eindruck.

Eine petrographische Unterscheidung der Sandsteine, die die Schiefertonlagen begleiten, ist weder makroskopisch noch mikroskopisch möglich, natürlich führt auch eine chemische Analyse nicht zum Ziel. Es bestehen alle Übergänge von typischem, feinkörnigem Sandstein einerseits zu Schieferton, andererseits zu Kalk-Dolomitgestein. Man wird also, wenn der stratigraphische Zusammenhang fehlt, bei der Entscheidung, welcher der 3 Cardita-Schiefer vorliegt, vorsichtig sein müssen. Rote Gipsadern und weiße Calcitadern sind im 2. und 1. Schiefer öfters zu beobachten.

Ein Hinweis für relative Erznähe ist der Quarzreichtum der Schichten. Die Verquarzung ist oft so stark, daß durch Ritzen des Gesteins mit dem Hammer ein Metallstrich entsteht. Die Vererzung wäre dann in der streichenden Fortsetzung oder wenige Meter liegend oder hangend zu suchen. Ein weiteres Merkmal für erznahe Schichten ist manchmal das Vorkommen von groben, paradiagenetischen Deformationsbreccien, z.T. auch von resedimentären Breccien. In beiden Fällen sind desorientiert im Feinschichtgefüge liegende Fragmente meist schon im Grubenaufschluß auffallend. Hier ist Lagerausrichtung oder auch das Aufschließen der wenige Meter hangenderen Schichten zu empfehlen.

Die Anwesenheit von Palygorskit (Bergleder) kann nicht als

sicherer Hinweis für die Nachbarschaft von größeren Erzanreicherungen dienen.

Für die Ausrichtung von Erzlagern bzw. von erzhöffigen Schichten ist grundsätzlich die Kenntnis des Streichens und Fallens in dem jeweiligen Teilbereich von Wichtigkeit. Zu berücksichtigen sind die tektonisch jungen Formungen mit steiler Achse, denenzufolge es z. B. zwischen Georgi- und Bellegarde-Lauf zur allmählichen Drehung des Schichtstreichens aus der EW-Richtung in die NS-Richtung gekommen ist.

Klüfte sind nicht als Erzzufuhrspalten, sondern nur als Verwerfer von Bedeutung. Es werden also hauptsächlich senkrecht zum jeweiligen Lagerstreichen verlaufende Scherfugen für das Aufsuchen der erzhöffigen Horizonte in Frage kommen, da diese Querungen den kürzesten Weg darstellen, die Schichten zu durchörtern. Außerdem bieten Kluftausrichtungen die doppelte Chance, einen Lagererzkörper anzufahren.

Für den Fall, daß keine Rutschstreifen bzw. Anzeichen für Relativbewegungen vorhanden sind, ist folgende Prognose wichtig: An NE- und NW-Verwerfern haben meist horizontale Schichtverstellungen stattgefunden. Nur vereinzelt sind ältere Abschiebungen oder Überschiebungen nachweisbar. NE-Klüfte sind generell Linksverwerfer, NW-Klüfte Rechtsverwerfer. Ausnahmen gibt es besonders in dem vorhin erwähnten Teilbereich, wo eine Torsion der Streichrichtung auf N-S gegeben ist. Dort sind auch NE- und NS-Klüfte meist Rechtsverwerfer. Das soll auch im Hinblick auf ebenso verformte Bereiche bei neuen Aufschlüssen außerhalb dieses hier bearbeiteten Raumes festgehalten werden.

An parallel zum Schichtstreichen verlaufenden Klüften haben meistens direkte Auf- oder Abschiebungen stattgefunden. Dies gilt auch für Bewegungen in Lagerflächen selbst.

Bei Blockbewegungen, die häufig durch Gleitung in tonhältigen Schichtflächen in Verbindung mit mehr oder weniger ⊥ ss-Streichen orientierten Klüften erfolgt sind, gilt wieder: Verschiebungen in Schichtflächen als direkte Auf- oder Abschiebung; Bewegungsrichtung in seitlichen Klüften entsprechend dem Ein-

fallen der Schichten. Das über die Relativverschiebung schon Gesagte gilt auch hier.

An schwebenden Verwerfern haben bevorzugt Bewegungen in NW-SE-Richtung bzw. umgekehrt stattgefunden. Ausnahmen sind in den westlichen Abschnitten, mit in die NS-Richtung abgelenktem ss-Streichen zu erwarten.

Diese Prognose allein ersetzt allerdings nicht das noch notwendige Einfühlungsvermögen des Grubeningenieurs oder Vorstehers in die Kleintektonik.

Es wird empfohlen, bei der markscheiderischen Aufnahme die nicht immer leichte Unterscheidung zwischen Schicht- und Kluftflächen exakt durchzuführen und Bewegungsrichtungen (Harnischrillen) und Relativsinn der Bewegungen an Klüften (Abrißstellen an Harnischrillen) festzuhalten.

Für das Aufsuchen abbauwürdiger Erze im Wettersteinkalk-Keil kann kein allgemein gültiger Hinweis gegeben werden. Es ist daher derzeit unrentabel, in diesem Bereich viele Meter an Ausfahrungen zu riskieren. Am ehesten lohnt es sich, den hangenden "Erzkalk" zu untersuchen, welcher derzeit nur in einem kleinen Abschnitt auf Franz-Josef angefahren ist.

Bemerkenswert ist die schmutzig gelb-graue Farbe der Zinkblende, die in Mylonitzonen vorkommt; diese Blende kann besonders makroskopisch mit dem Cardita-Dolomit verwechselt werden.

Von Ausrichtungen der U. Kl. zum Zwecke der Aufsuchung von Erzanreicherungen entlang der Kluft ist abzuraten. Ein Erzaufschluß kann höchstens durch Zufall gelingen. Das gilt sinngemäß auch für die anderen Klüfte.

Wenn im Bereiche von größeren Erzkörpern im Cardita-Abschnitt manchmal intensivere Zerscherung herrscht als in Nachbarbereichen, so sind deshalb nicht die Klüfte für die Erzzufuhr maßgebend gewesen, sondern die Erzkörper sind die Ursache der stärkeren Zerklüftung, weil sie eine Zone geringeren Widerstandes darstellen.

Da die Cardita-Vererzung ihre Entstehung untermeeri-

scher, vulkanischer Stoffzufuhr verdankt, wodurch es zu teils epigenetischer, teils syngenetischer, stratigraphisch gebundener Erzanlagerung kam, ist freilich nicht zu erwarten, daß die Erzlager sich über km -weite Bereiche erstrecken müssen. Das Vorkommen von Erzen in den Cardita-Schichten der Bleiberger Sonnseite und bei Mittewald läßt aber die Hoffnung auf weitere regionale Verbreitung doch berechtigt erscheinen, wenn auch Untersuchungen über diese Vererzungstypen noch ausstehen.

G) VERSUCH EINER REIHUNG DER GEOLOGISCHEN EREIGNISSE, VOM ÄLTESTEN ZUM JÜNGSTEN

1) Sedimentation von Dolomitpelit, z. T. als mm-Feinschichten. Paradiagenetische Bewegungen im Sediment zufolge Setzung, Erschütterung, Rutschung. Umkristallisation zu feinstkörnigem Dolomitgefüge.
2) Zufuhr von Zn, Pb, Fe, F, Si, S u. a., Thermen (oder Exhalationen?) am Meeresboden u. zw. (im bearbeiteten Gebiet) gleichmäßig verteilt ohne bevorzugte Richtungen, nicht linear gerichtet (Störungen), wie etwa andernorts im WK.
3) Ausfällung von Zinkblende, Quarz, Pyrit, (Markasit?, Bleiglanz?) und mechanische Externanlagerung derselben zusammen mit Dolomitpelit, z. T. auch Bitumen, Tonsubstanz, oft mm-rhytmisch und polar als Erzfeinschichten, dazu chemische Anlagerung von Fluorit, Karbonat, Bleiglanz, (ZQF-Rhythmit, i. a. nur wenige cm, selten über 1 dm mächtig). Z. T. Schräg- und Kreuzschichtung, Resedimentation, Feinkonglomerat. Bildung von Konkretionen (FeS_2, ZnS, CaF_2, PbS, Quarz). Paradiagenetische Bewegungen wie unter 1).
4) Wiederholung von 1), vermutlich auch von 2) und 3).
5) Stoßerschütterung der Sedimentationsoberfläche und des diagenetisch bereits etwas erhärteten Sedimentes, besonders in den obersten Metern des Meeresbodens. Bildung

von Reißfugen, Spalten, Trichtern, Rinnen, sackartigen Vertiefungen, Hohlräumen, also eines Reliefs am Meeresboden (mm-, m-, m-Zehner-Ausmaße). Bildung paradiagenetischer Deformationsbreccien. Mechanische und Lösungserosion.

6) Wahrscheinlich gleichzeitig (5) starke Stoffzufuhr (wie 2), Erweiterung der Spalten, Hohlräume usw. durch Erosion. Verdrängung (Metasomatose) des abgelagerten Sedimentes belteropor nach Fugen und Schichtung, sowie diffus, auch weiter im Liegenden (spurige Vererzung).

7) Wie 3). Dazu Bildung von resedimentären Breccien, bevorzugt in den Liegendpartien der schräg zur Schichtung des Sedimentes einschneidenden Vertiefungen durch Abbrechen bzw. Loslösen kleinerer oder größerer Fragmente aus dem Sedimentverband, Übergänge zu paradiagenetischen Deformationsbreccien. Relativ rasche, teilweise geopetale Füllung der Hohlräume und des Reliefs.

8) Auch während 7), z. T. Sammelkristallisationen in Dolomitpelit und Erz, Gelschalenblende, Verdrängung des z. T. feingeschichteten Erz- und Dolomitpelits durch die Schalenblende. Paradiagenetische Inhomogenitätsbreccien durch Bewegungen im hochteilbeweglichen Erzsediment (ZQF-Sediment mit Dolomitpelit, Bitumen, Ton, Pyrit, Markasit), Zerbrechen der Schalenblendekrusten, während die Bildung der Schalenblende andauert und zerbrochene Fragmente verheilt. Kleinhöhlenbildung in der Gelschalenblende und Füllung derselben durch mechanische Internsedimentation in geopetaler Anlagerung // zu den Schichten, welche noch keine tektonische Verstellung erlitten hatten. An der Kleinhöhlenfüllung durch mechanische Anlagerung sind beteiligt: Körnchen von Quarz, Blende, Schalenblende und Dolomitpelit.

9) Vielleicht auch später einzureihen: Ausfüllung der Restlumina dieser Kleinhöhlen durch chemische Anlagerung wandständiger Dolomitrhomboederchen und hierauf durch Fluorit, sowie in Einzelfällen nachher durch Calcit.

10) Andauern der paradiagenetischen Bewegungen: geringe oder stärkere Verlagerung von kleinen, aber auch von großen Schollen des tauben bzw. nur spurig vererzten, schon relativ festen Sedimentes, die den Zusammenhang mit dem ursprünglichen Schichtverband teilweise oder ganz verloren haben. Dadurch Zusammenquetschen und Zusammenstauchen des teilbeweglicheren ZQF-Sedimentes, verbunden mit Rotation desselben in Teilbereichen.

11) Während 7) - 10) andernorts Fortdauer der Externsedimentation von Dolomitpelit und stellenweise von geringmächtigen Erzfeinschichten; durch Übergänge mit jenen verbunden.

12) Nach Füllung des Reliefs Anlagerung von mergelig-dolomitischem Pelit (m-mächtig), z. T. rhythmisch feingeschichtet, sowie von Erzrhythmit (wie 2 und 3) mit geringer Mächtigkeit (cm-Ausmaße), durch Übergänge allseits mit dem Dolomitpelit verbunden.

13) Sedimentation von dolomitischem, mergelig-tonigem und bituminösem Sediment, häufig feingeschichtet.
Dazwischen nochmals in mehreren Phasen 2) und 3), begleitet von geringen Erschütterungen des Sedimentes. Gleichzeitig auch neuerliche, mehrmalige, aber vermutlich nur geringe Mineralisation der tiefer liegenden Bereiche.

14) Andauernd aber auch Lösungsumlagerung durch belteropores Wandern von Zinkblende und Fluorit (nicht oder kaum von Quarz), verbunden mit Schalenblendebildung, diffuses Eindringen von Blende in das Nachbarsediment (Metasomatose).

15) Postdiagenetisch: Gebirgsbildung, verbunden mit Faltungen, Entstehung von Scher- und Reißklüften, Blockverschiebungen in mehreren Phasen, Zerscherung von Erzkörpern, sowohl im Cardita-Abschnitt, als auch im WK-Bereich, in welchem, zumindest im "hangenden Erzkalk", prätektonische Vererzungen angenommen werden. (Exakte Untersuchungen über diese WK-Vererzung stehen allerdings noch aus). Bildung von Breccien (Mylonitisierung) in Erzkörpern und Nebengestein (postdiagenetische Deformationsbreccien). Rekristallisation in den mechanisch beanspruchten Teilbereichen.

16) Paratektonisch: Lösungserscheinungen in Erzmineralen und Gangart, Lösungsumlagerung derselben entlang von Klüften und Haarrissen, aber auch in Schichtflächen und Auskristallisation in diesen Fugen, lokal auch Metasomatose: alles Vorgänge im splitterig brechenden Gestein.

17) In bezug auf 16) postkristalline Nachbewegung der Klüfte, Karbonat- und Palygorskitkristallisation in Fugen.

18) Auslaugung von Hohlräumen im Gestein und geopetale Füllung mit mechanisch eingeschwemmtem Material aus WK, Raibler Schichten samt Erzen und Quarz, sowie chemische Anlagerung von Erzen, Fluorit, Baryt, Karbonat im Detritus zufolge Lösungsumlagerung derselben aus Wettersteinkalk und Cardita-Schichten. 18) wurde in der Grube Max nicht beobachtet, ist mir jedoch aus Bleiberg-Kreuth bekannt und von mir beschrieben (L 47).

Es ist zu beachten, daß sich diese zeitliche Gliederung auf das von mir bearbeitete Gebiet bezieht. Ob diese auch für andere Bereiche, evtl. auch analog für den Wettersteinkalk, gilt, werden weitere, in Aussicht genommene Arbeiten ergeben.

H) ZUSAMMENFASSUNG

Im Anschluß an den Stand der Diskussion über die Entstehung der Pb-Zn-Lagerstätten im oberen Wettersteinkalk (Ladinische Stufe der alpinen Trias) wurden die im Bergbau Bleiberg-Kreuth, u. zw. in der Grube Max, vererzten Cardita-(Raibler)Schichten (Karnische Stufe) untersucht. Diese lagerstättenkundliche Bearbeitung wurde mit mineralogisch-petrographischen und gefügekundlichen Arbeitsmethoden vom Aufschluß bis zum Mikrobereich durchgeführt.

Vom Cardita-Schichtpaket, das in 1., 2. und 3. Schiefer, sowie 1. (liegenden) und 2. (hangenden) Zwischendolomit unterteilt wird, (HOLLER), wurden besonders die, die Schiefertone begleitenden Sandstein- und Oolithschichten, sowie der 1. Zwischendolomit, der die Lagererzkörper enthält, einer genauen Untersuchung unterzogen.

Die feinkörnigen Sandsteinbänke der drei, je 20 m mächtigen Schiefertonlagen sind untereinander petrographisch nicht zu unterscheiden. Sie enthalten hauptsächlich Quarz, verwitterten Feldspat, Hellglimmer, dunklen Glimmer in allen Verwitterungsstadien, Pyrit, z. T. verwittert, Tonminerale, Karbonat, kohlige Substanz, Chlorit, Glaukonit und Gips. Die Oolithbänke setzen sich teils aus Grobooiden (cm-Größe), die biogen entstandene Algenooide (Sphaerocodien) sind, teils aus Feinooiden (unter 1 mm) zusammen. Letztere sind "echte", durch chemische Anlagerung entstandene Ooide.

Der 1. Zwischendolomit ist besonders im Hangenden mm-feinschichtig ausgebildet. Er besteht aus teilweise umkristallisiertem Dolomitpelit und enthält Bitumen, Eisenbisulfid und Tonsubstanz.

Einer S-N-Einengung mit annähernd W-E-streichender, ± horizontaler B-Achse sind Faltungen, vor allem aber die Anlage eines h0l-Fugensystems (Grabenbruchsystem des Schrifttums) zuordenbar. Der untersuchte Keil der Cardita-Schichten liegt im äußersten Westen der Lagerstätte, wo eine Zerscherung besonders durch NW-Klüfte, aber auch durch NE-Klüfte, bevorzugt mit horizontaler Bewegungsrichtung, erfolgt ist. Diese zweischarig-ungleichscharige Scherung wird auf eine jüngere, symmetriekonstante, steilachsige Einengung zurückgeführt, derzufolge auch das sonst allgemeine W-E- bis WNW-Schichtstreichen in Teilbereichen in die NW- bis NS-Richtung gedreht wurde. Das Einfallen der Schichten ist i. a. mittelsteil nach S bzw. SW gerichtet, ausnahmsweise aber auch sehr flach oder steil bis saiger. NW-Klüfte sind generell "Rechtsverwerfer", NE-Klüfte "Linksverwerfer", doch gibt es Ausnahmen in den durch steilachsige Formung überprägten Teilbereichen, in welchen auch NE- und NS-Scherfugen zu "Rechtsverwerfern" werden. Daneben spielen Scherbewegungen in Schichtflächen und in, mit diesen //-streichenden Fugen als h0l-Klüfte zu einer horizontalen B-Achse, sowie "schwebende" (söhlige) Verwerfer, die besonders der jüngeren steilachsigen Tektonik zuordenbar sind, eine Rolle bei Blockbewegungen. Ein Wettersteinkalk-

Keil ist in die große Cardita-Keilscholle tektonisch eingeklemmt und mit dieser stellenweise verschuppt.

Die abbauwürdige Vererzung der Cardita-Schichten tritt im 1. Zwischendolomit und zwar i. a. im Abstand von 11-24 m vom 2. Schiefer auf. Fallweise ist ein Erzlager auch rund 4 - 7 m vom 2. Schiefer entfernt ausgebildet. Die beiden Erzkörper stehen manchmal miteinander in Verbindung. Diese Erzlager verhalten sich annähernd schichtparallel, bei genauer Betrachtung kann man aber auch Abweichungen feststellen. Der Vererzungsgrad wechselt im Streichen und Fallen. Die max. 6. 5 m mächtigen Haupterzkörper sind in bezug auf das Nebengestein strenggenommen "epigenetisch" und stellen Ausfüllungen eines schräg in das diagenetisch bereits etwas erhärtete Sediment eingeschnittenen Reliefs, z. T. mit Hohlräumen, dar. Dieses wird auf untermeerische Beben, begleitet von mechanischer und Lösungserosion zurückgeführt, wodurch die Schichten unterschiedlich mehrere Meter tief in ein Riesenmosaik zerbrochen sind. Gleichzeitig oder anschließend wird Stoffzufuhr durch submarine Thermen (oder Exhalationen) angenommen. Nach Ausfällung von Zinkblende, Quarz, untergeordnet Eisenbisulfid und möglicherweise auch von Bleiglanz, erfolgte mechanische Anlagerung dieser meist idiomorphen Körnchen zusammen mit Dolomitpelit, Tonsubstanz und Bitumen, z. T. als mm-rhythmische Feinschichten. Chemische Anlagerung von Schalenblende, Bleiglanz und Fluorit, sowie metasomatische Platzergreifung spielen eine wesentliche Rolle. Besonders im Liegenden der relieffüllenden Sedimente sind resedimentäre Breccien zu finden.

Häufig sind geopetale und polare Gefüge. Diese erlauben die Feststellung, daß die mechanische Anlagerung des Erzpelites v o r der allgemeinen, tektonischen Schichtverstellung erfolgt ist.

In mehreren Phasen, es wurden deren neun nachgewiesen, ist geringmächtige, rein externe, syngenetische, mechanische und chemische Anlagerung von Erzfeinschichten (ebenfalls in unverstellter Lagerung) erfolgt. Es sind Übergänge von Erz-

rhythmiten in Dolomitpelitrhythmite zu beleuchten und zwar sowohl im Liegenden und Hangenden als auch in der streichenden Fortsetzung derselben.

Typische, mechanische Anlagerungsgefüge (wie Schräg- und Kreuzschichtung, resedimentäre Feinkonglomerate), paradiagenetische Durchbewegungen der Erzfeinschichten und des Erzsedimentes des Haupterzkörpers mit Bildung paradiagenetischer Deformationsbreccien (z. T. Inhomogenitätsbreccien) sind zahlreich nachweisbar. Para- und postdiagenetische Umkristallisationen und Lösungsumlagerungen von Erzen, sowie von Fluorit, Karbonat und etwas Quarz sind nachzuweisen.

Die Vererzung der Cardita-Schichten besteht überwiegend aus Zinkblende, u. zw. großenteils aus Schalenblende. Bleiglanz und Pyrit-Markasit treten meist nur untergeordnet auf. Als Begleitminerale sind enthalten Fluorit, Quarz und Karbonat.

Ein primäres Einschieben der Erzkörper in bestimmter Richtung innerhalb der Schichtung ist hier nicht gegeben, wird aber von hier aus nicht für andere Fälle ausgeschlossen. Primäre Tiefenunterschiede fehlen.

Für die meist nur spurigen Vererzungen im Wettersteinkalk-Keil wurde bisher nur chemische Anlagerung festgestellt, u. zw. besonders in postdiagenetisch (tektonisch) entstandenen Rupturen.

Die den Bergbau für den Hoffnungsbau und Abbau besonders interessierenden Arbeitsergebnisse sind gesondert diskutiert.

Die Lagerstätte scheint mir genetisch am besten als "extrusiv-sedimentär" bezeichnet zu sein, in dem Sinne, daß für die erste Entstehung der Lagerstätte Ausfällungen aus einem extrusiven Stofflieferanten karnischen Alters, mit submariner, mechanischer und chemischer Anlagerung als wesentlichem Vorgang in Frage kommt.

Abgeschlossen im Juli 1958.

©Naturwissenschaftliche www.biologiezentrum.at

J) LITERATURVERZEICHNIS

Spezielles Schrifttum über die Vererzung der Raibler Schichten im Gebiete von Bleiberg-Kreuth liegt bisher nicht vor. Im weiteren Zusammenhang mit der Arbeit stehen:

1 BEMMELEN, R.W. Beitrag zur Geologie der westlichen Gailtaler Alpen (Kärnten, Österreich), I. Teil, Jb. G.B.A., 100, 2, Wien 1957.

2 BORCHERT, H. Der initiale Magmatismus und die zugehörigen Lagerstätten, N. Jb. Mineral. Abh., 91, (Festband Schneiderhöhn), Stuttgart 1957.

3 CLAR, E. Bemerkungen zur Entstehungsfrage der kalkalpinen Pb-Zn-Erzlagerstätten. Mitt. Geol. Ges., 48, R. v. Klebelsberg-Festschr., Wien 1957.

Siehe auch Nr. 55

4 CLOOS, H. Bau und Bewegung der Gebirge usw.. Fortschr. Geol. u. Pal., VII, 21, Berlin 1928.

5 : Einführung in die Geologie. Verl. Borntraeger, Berlin 1936.

6 CORNELIUS, H.P. Zur magmatischen Tätigkeit in der alpidischen Geosynklinale. Ber. d. Reichsst. f. Bodenforschung, Wien 1941.

7 FREUND, H. : Handbuch der Mikroskopie in der Technik, IV/1. Umschau Verlag, Frankfurt a.M.

8 FRIEDRICH, O.M. : Tektonik und Erzlagerstätten in den Ostalpen, B.H.M., 90, 9, Wien 1945.

9 : Zur Erzlagerstättenkarte der Ostalpen, Radex-Rdsch., Radenthein 1953.

10 GEYER, G. : Geologische Aufnahmen im Weißenbachtale, Kreuzengraben und in der Spitzegelkette (Oberkärnten). Vh. G.R.A., 5, Wien 1901.

11 HEGEMANN, F. : Über sedimentäre Lagerstätten mit submariner, vulkanischer Stoffzufuhr. Fortschr. Min., 27, Stuttgart 1948.

12 : Geochemische Untersuchungen über die Herkunft des Stoffbestandes sedimentärer Kieserzlager. Fortschr. Min., 27, Stuttgart 1948.

13 : Die Herkunft des Mo, V, As und Cr im Wulfenit der alpinen Blei-Zinklagerstätten. Heidelb. Beitr. z. Min. u. Petr., 1, 1949.

14 : Über die "alpine Metallogene". Fortschr. Min., 35, 1, Stuttgart 1957.

15 : Geochemische Untersuchungen zur Entstehung der alpinen Blei-Zink-Erzlagerstätten in triassischen Karbonatgesteinen. B.H.M., 102, 9, Wien 1957.

: Siehe auch Nr. 55

16 HOLLER, H. : Die Tektonik der Bleiberger Lagerstätte. Carinthia II, VII. Sonderheft, Klagenfurt 1936.

17 : Die Stratigraphie der karnischen und norischen Stufe in den östlichen Gailtaler Alpen. B.H.M., 4, Wien 1951.

18 HOLLER, H. : Der Blei-Zinkerzbergbau Bleiberg, seine Entwicklung, Geologie und Tektonik, Carinthia II, 143, Klagenfurt 1953.

: Siehe auch Nr. 55

19 JEDLICKA, F. : Blei-Zinkerzbergbau Bleiberg. Montan-Rundschau, Wien 1956.

20 KAHLER, F. : Metasomatische oder / und sedimentäre Entstehung ostalpiner Lagerstätten, Karinthin, 31/32, Klagenfurt 1956.

21 KARL, F. : Anwendung gefügeanalytischer Arbeitsmethoden am Beispiel eines Bergbaues (Kupferbergbau Mitterberg, Salzburg). N. Jb. Min. Abh. 85, 2, Stuttgart 1953.

22 KIESLINGER, A. : Studien über Verkieselung. Tscherm. min. petr. Mitt., 5, 1-2, Wien 1954.

23 MACK, E. Geochemische Untersuchungen am Nebengestein und an den Begleitwässern ostalpiner Blei-Zink-Lagerstätten. B.H.M., 103, 3, Wien 1958.

24 MAUCHER, A. Zur "alpinen Metallogenese" in den bayrischen Kalkalpen zwischen Loisach und Salzach. Tscherm. min. petr. Mitt., 4, 1-4, Wien 1954.

Siehe auch Nr. 55

25 MEIXNER, H. : Die Minerale Kärntens, I. Teil. Carinthia II, 21. Sonderheft, Klagenfurt 1957.

26 NICKEL, E. : Die Barium-Eisen-Verteilung im Meggener Lager. Chemie der Erde, 18, 3, Jena 1956.

27 PETRASCHECK, W. : Die alpine Metallogenese. Jb. G. B. A., 1945 Wien 1948.

28 , W. und W. E.: Lagerstättenlehre, Springer Verlag, Wien 1950.

29 , W. E. : Die mechanischen Gesetzmäßigkeiten der Bruchtektonik in Bleiberg (Kärnten). Centrbl. Min. etc., B, 9, Stuttgart 1931.

Siehe auch Nr. 55.

30 PIA, J. Pflanzen als Gesteinsbildner. Verl. Borntraeger, Berlin 1926.

31 PILGER, A. SCHÖNENBERG, R.: Vorläufige Mitteilung über ein Vorkommen basischer Tuffe in der Mitteltrias der Gailtaler Alpen. Karinthin, 36, Klagenfurt 1957.

RAINER, H. Siehe Nr. 55

32 RAMDOHR P. Mineralbestand, Strukturen und Genesis der Rammelsberg-Lagerstätte. Geol. Jb., 67, Hannover 1953.

33 Die Erzmineralien und ihre Verwachsungen. Akad. Verl., Berlin 1955.

34 ROTHPLETZ, A. : Fossile Kalkalgen aus den Fossilien der Codiaceen und Corallineen. Zeitschr. Deutsch. Geol. Ges., 43. Berlin 1891.

35 SANDER, B. : Beiträge zur Kenntnis der Anlagerungsgefüge (Rhythmische Kalke und Dolomite aus der Trias). Min. petr. Mitt. Tscherm., 48, S. 27-139, Leipzig 1936.

36 : Einführung in die Gefügekunde der geologischen Körper, I. u. II., Springer Verl., Wien 1948, 1950.

37 SANDER, B. Vorläufige Mitteilungen zur Typisierung von Korngestalten aus ihren Schnitten im Kugelschnitt durch das Gefüge. Öst. Akad. Wiss., Anz. math. - nat. Kl., 11, Wien 1955.

38 Zur Bestimmung symmetrologischer Typen der Gefügeelemente im Kugelschnitt durch das Gefüge. Tscherm. min. petr. Mitt., 6, 1 -2, Wien 1956.

39 SCHNEIDER, H.J. Neue Ergebnisse zur Stoffkonzentration und Stoffwanderung in Blei-Zink-Lagerstätten der nördlichen Kalkalpen. Fortschr. Min., 32, Stuttgart 1953.

40 : Die sedimentäre Bildung von Flußspat im Oberen Wetterstein - kalk der nördlichen Kalkalpen. Abh. Bayr. Ak. Wiss., math. -nat. Kl., Neue Folge, 66, München 1954.

Siehe auch Nr. 55.

41 SCHEIDERHÖHN, H., BORCHERT, H.: Zonale Gliederung der Erzlagerstätten. N. Jb. Min., Mh., 6-8, Stuttgart 1956.

42 SCHROLL, E. Mineralparagenes und Mineralisation der Bleiberg - Kreuther Blei-Zinkerzlagerstätte. Carinthia II, 143, Klagenfurt 1953.

43 Über Minerale und Spurenelemente, Vererzung und Entstehung der Blei-Zink-Lagerstätte Bleiberg-Kreuth/Kärnten in Österreich. Mitt., Öst. Miner. Ges., 2. Sonderheft, Wien 1953.

44 Über Unterschiede im Spurengehalt bei Wurtziten, Schalenblenden und Zinkblenden. Öst. Ak. Wiss., Sitzb. math. -nat. Kl., I, 162,5, Wien 1953.

45 SCHULZ, O. Montangeologische Aufnahme des Pb-Zn-Grubenrevieres Vomperloch, Karwendelgebirge, Tirol. B.H.M., 100,9, Wien 1955.

46 Beiträge zur Kenntnis der Raibler Dolomit-Vererzung. Grube Max in Kreuth. Öst. Ak. Wiss., Anz. math. -nat. Kl., 15, Wien 1956.

47 Über ein Höhlensediment im Bergbau Bleiberg-Kreuth (Kärnten). Mitt. Geol. Ges., 48, R. v. Klebelsberg-Festschr., Wien 1957.

Siehe auch Nr. 55

48 SCHWARZACHER, W.: Sedimentpetrographische Untersuchungen kalkalpiner Gesteine. Jb. G.B.A., 1 u.2, Wien 1946.

49 SIEGL, W. Zur Vererzung der Pb-Zn-Lagerstätten von Bleiberg. B.H.M., 101, 5, Wien 1956.

Siehe auch Nr. 55.

50 SMIRNOW, S.S. Die Oxydationszone sulfidischer Lagerstätten. Akad. Verl., Berlin 1954.

51 TAUPITZ, K.Ch. : Die Blei-Zink- und Schwefelerzlagerstätten der nördlichen Kalkalpen westlich der Loisach. Diss., nicht publ., Clausthal 1954.

52 Über Sedimentation, Diagenese, Metamorphose, Magmatismus und die Entstehung der Erzlagerstätten. Chemie der Erde, 17, 2, Jena 1954.

: Siehe auch Nr. 55.

53 TORNQUIST, A. : Die Blei-Zinkerzlagerstätte von Bleiberg-Kreuth in Kärnten. Springer Verl., Wien 1927.

54 TRÖGER, W.E. : Optische Bestimmung der gesteinsbildenden Minerale, Teil 1, Schweizerbarth'sche Verl. Buchh., Stuttgart 1956.

55 "Entstehung von Blei-Zinkerzlagerstätten in Karbonatgesteinen". Diskussionstagung, München 1956, Beiträge von:
u. a. CLAR, E., HEGEMANN, F., HOLLER, H., KAHLER, F., KOSTELKA, L., MAUCHER, A., OELSNER, O., PETRASCHECK, W.E., POLESNIG, W., RAINER, H., SCHNEIDER, H. J., SCHULZ, O., SCHWARTZ, W., SIEGL, W., TAUPITZ, K. Ch., TSCHERNIG, E., WALTHER, H.. B.H.M., 102,9, Wien 1957.

©Naturwissenschaftlicher Verein für Kärnten, Austria, download unter www.biologiezentrum.at

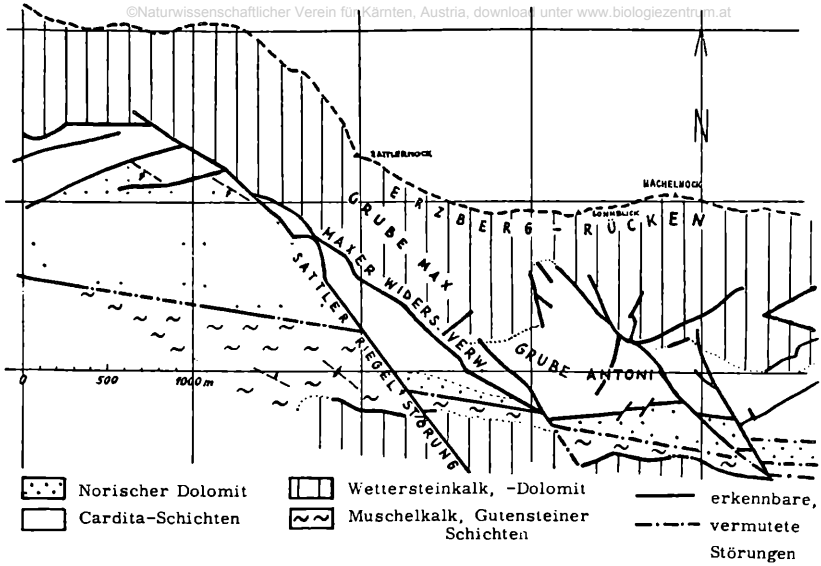


Abb. 1: Ausschnitt aus der "Geologisch-tektonischen Karte der Bleiberger Grabenzone" nach HOLLER. Grundriß. (Stand von 1953).

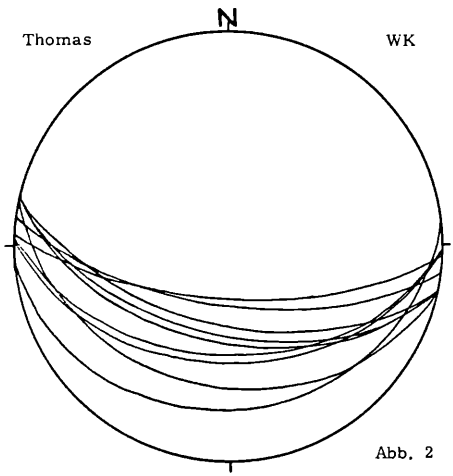


Abb. 2

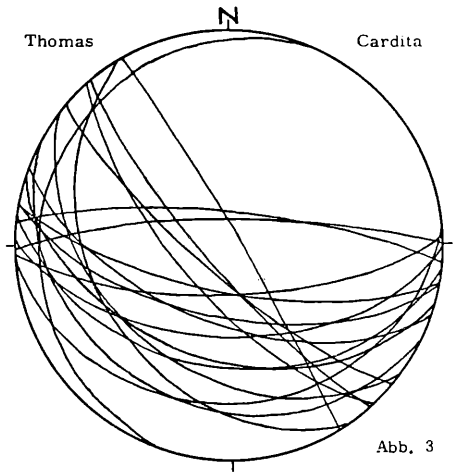


Abb. 3

©Naturwissenschaftlicher Verein für Kärnten, Austria, download unter www.biologiezentrum.at

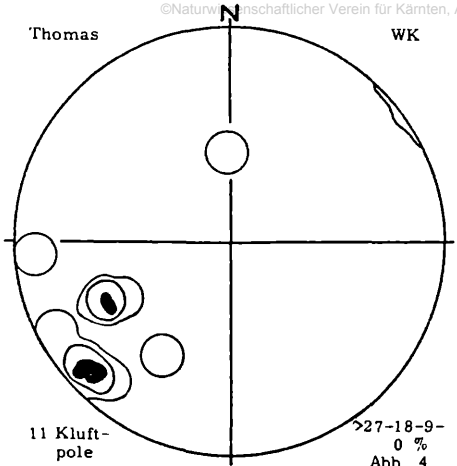


Abb. 4

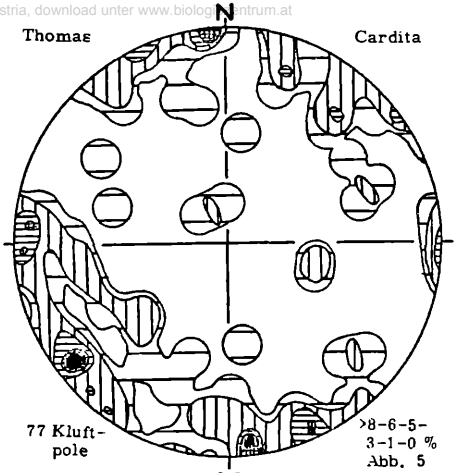
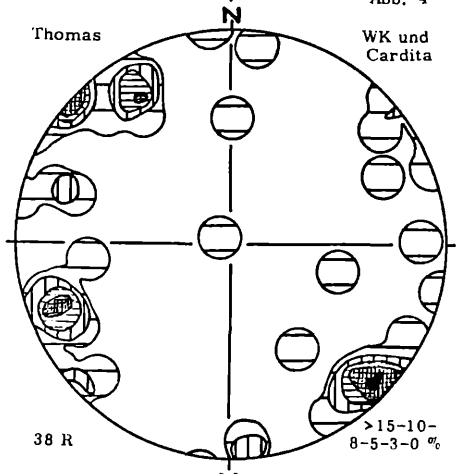


Abb. 5



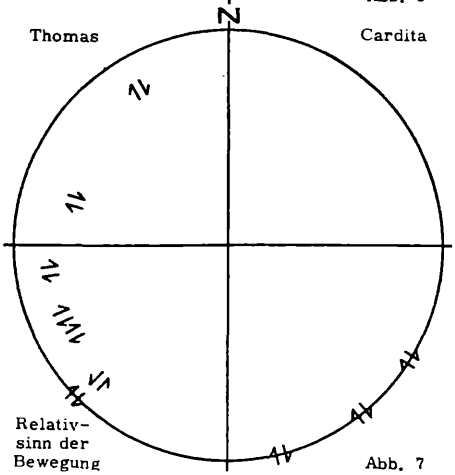


Abb. 7

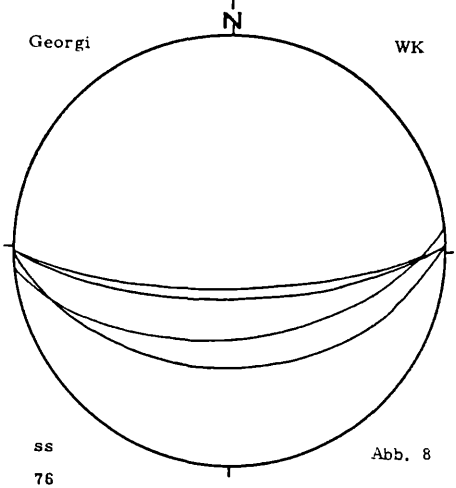


Abb. 8

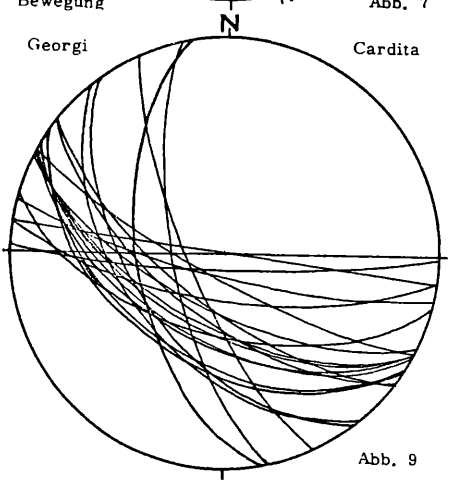


Abb. 9

©Naturwissenschaftlicher Verein für Kärnten, Austria, download unter www.biologiezentrum.at

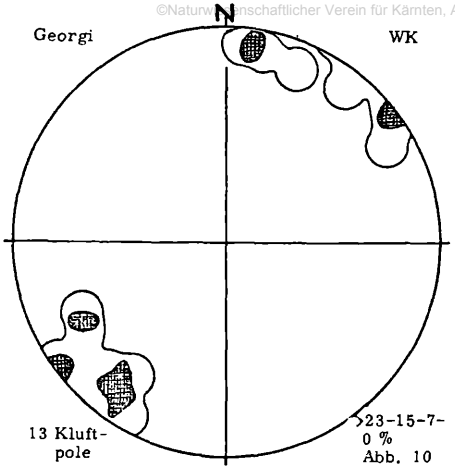


Abb. 10

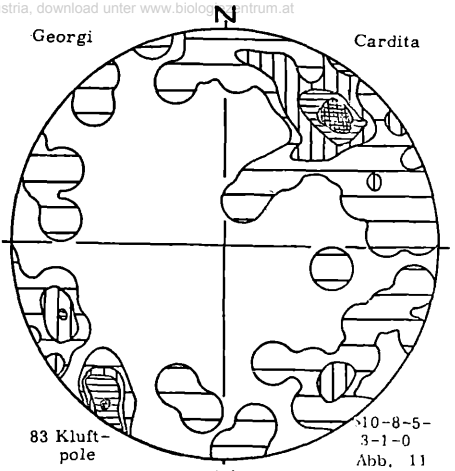


Abb. 11

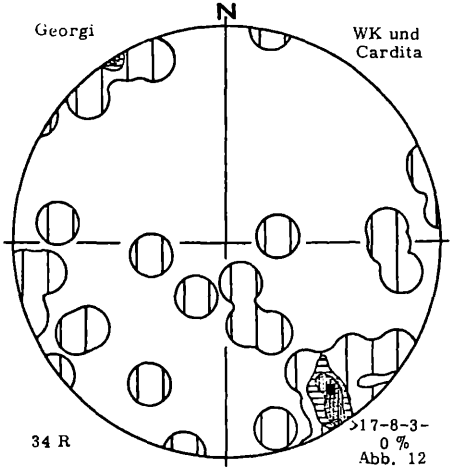


Abb. 12

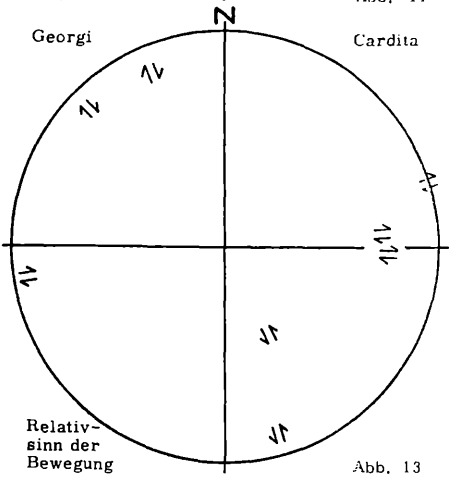


Abb. 13

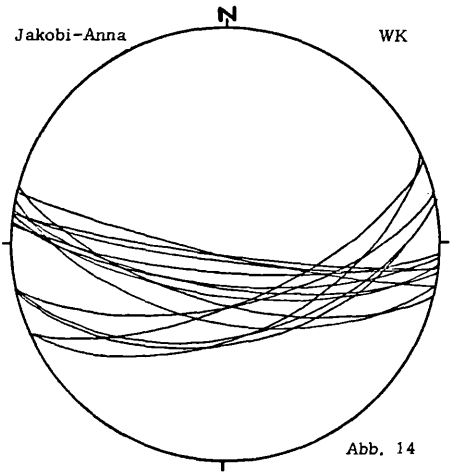


Abb. 14

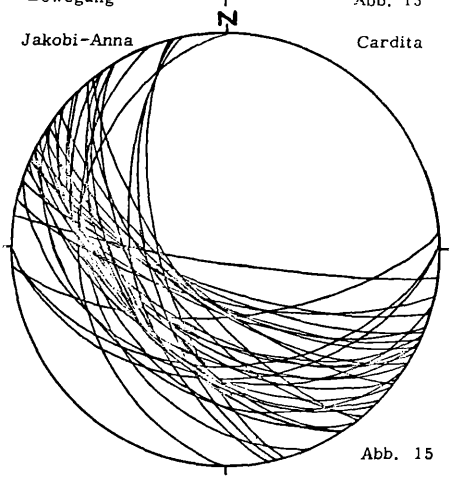


Abb. 15

©Naturwissenschaftlicher Verein für Kärnten, Austria, download unter www.biologiezentrum.at

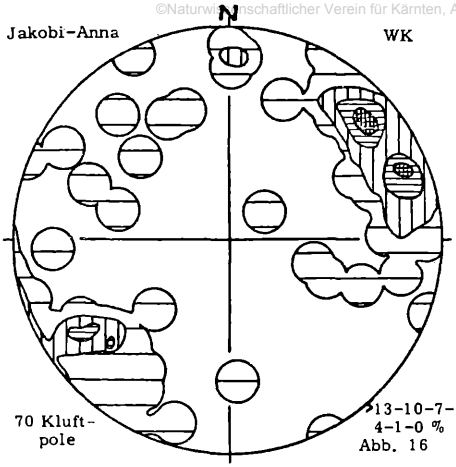


Abb. 16

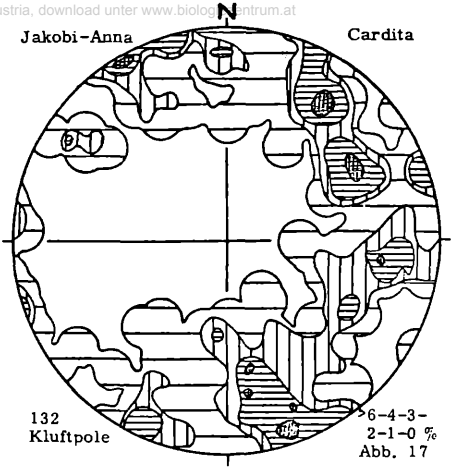


Abb. 17

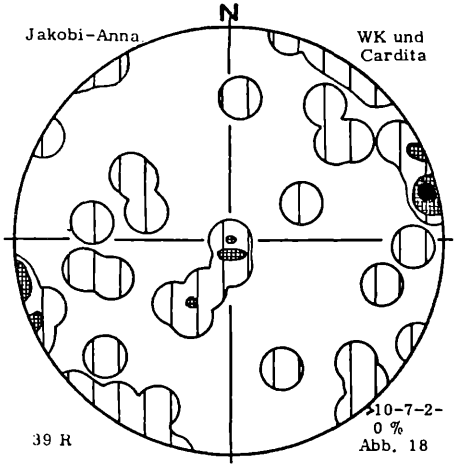


Abb. 18

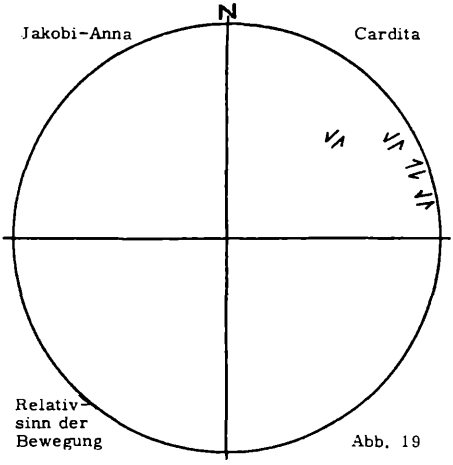


Abb. 19

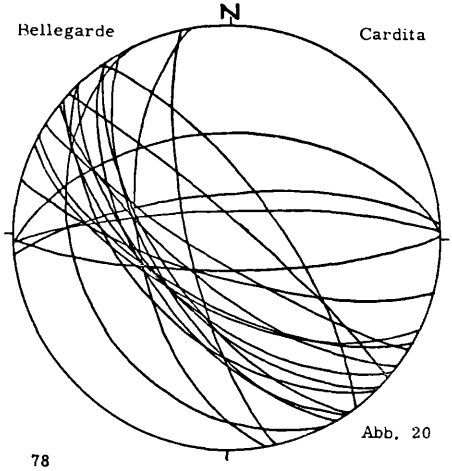


Abb. 20

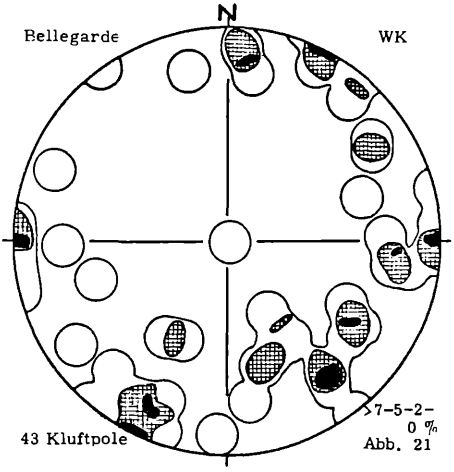


Abb. 21

©Naturwissenschaftlicher Verein für Kärnten, Austria, download unter www.biologiezentrum.at

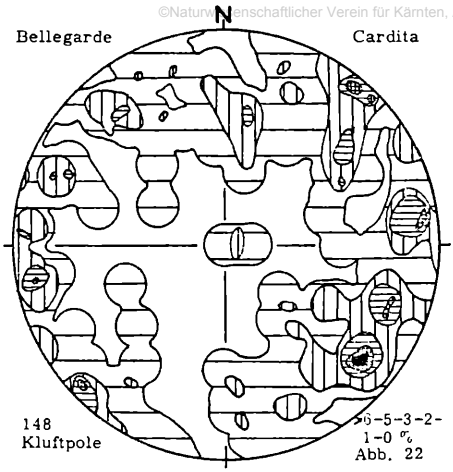


Abb. 22

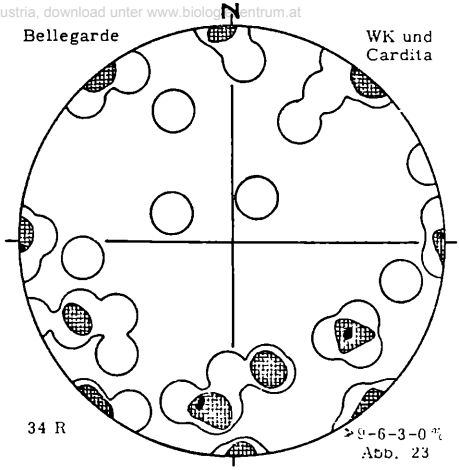


Abb. 23

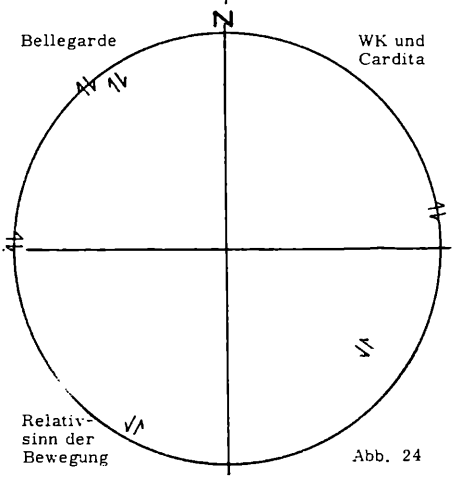


Abb. 24

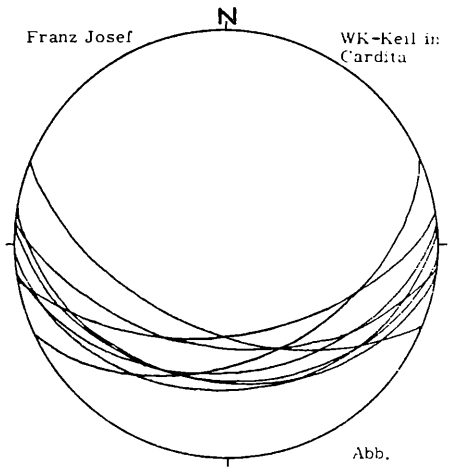


Abb.

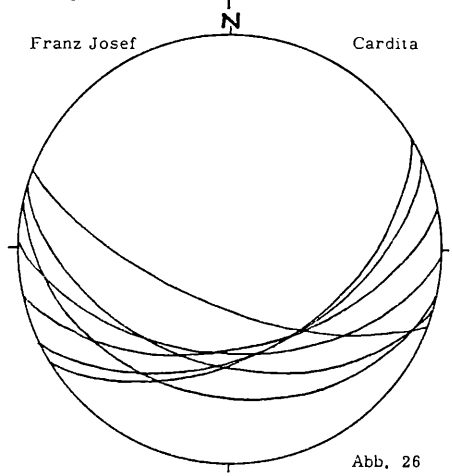


Abb. 26

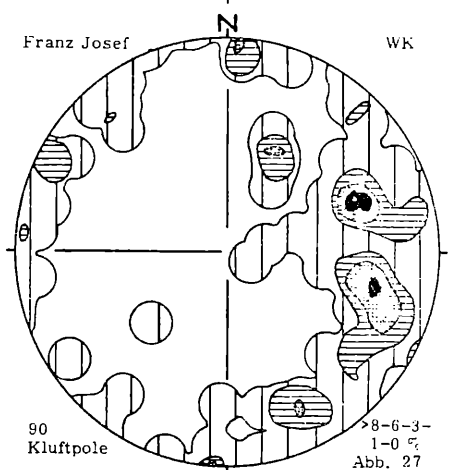


Abb. 27

©Naturwissenschaftlicher Verein für Kärnten, Austria, download unter www.biologiezentrum.at

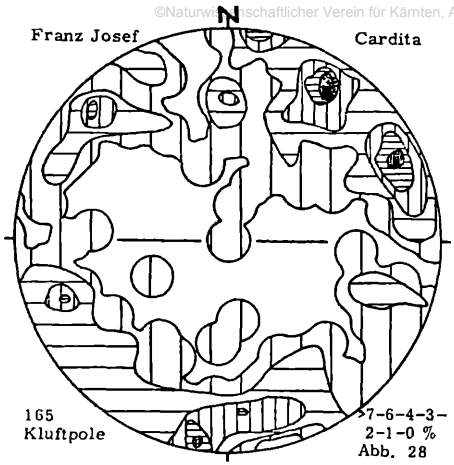


Abb. 28

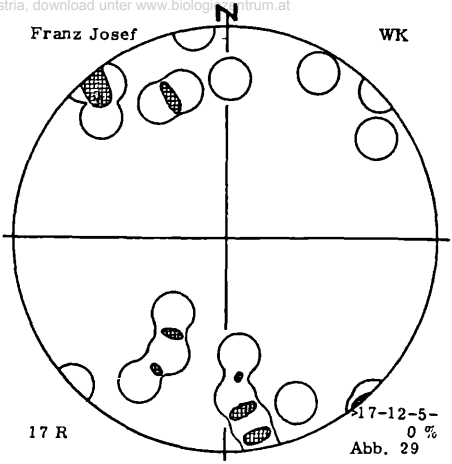


Abb. 29

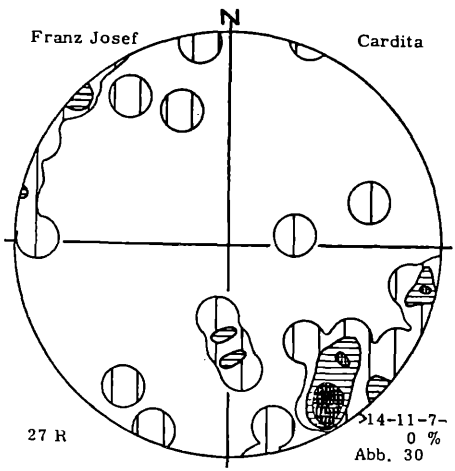


Abb. 30

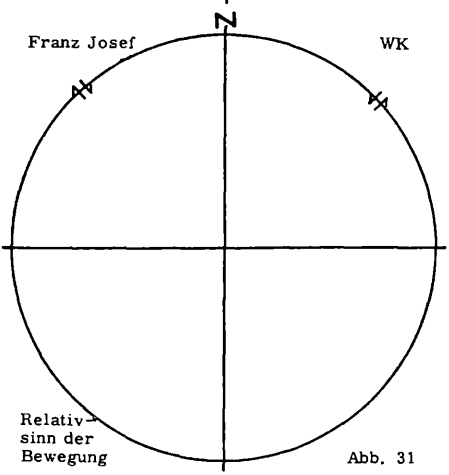


Abb. 31

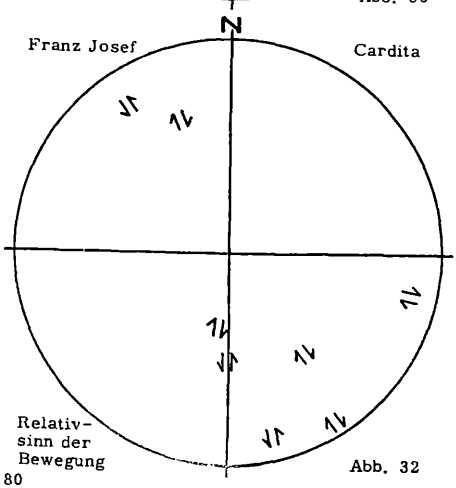


Abb. 32

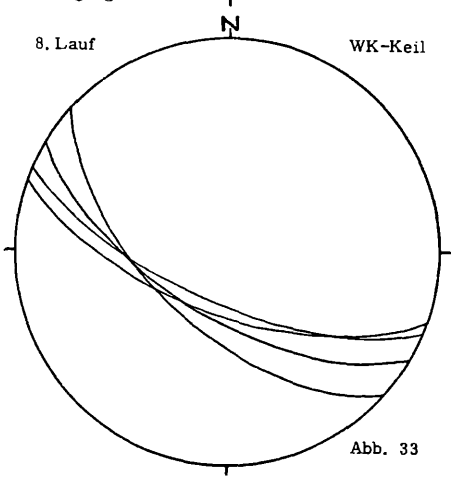


Abb. 33

©Naturwissenschaftlicher Verein für Kärnten, Austria, download unter www.biologiezentrum.at

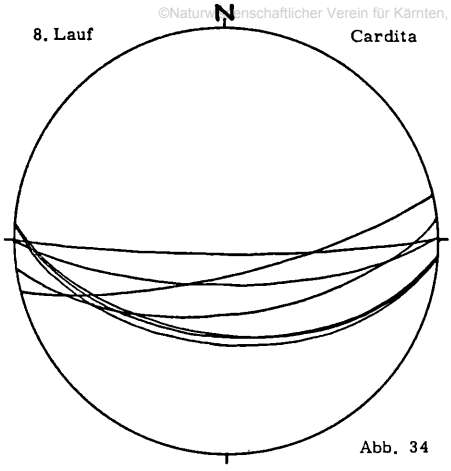


Abb. 34

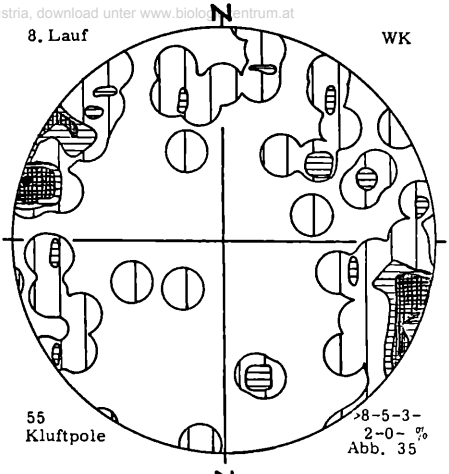


Abb. 35

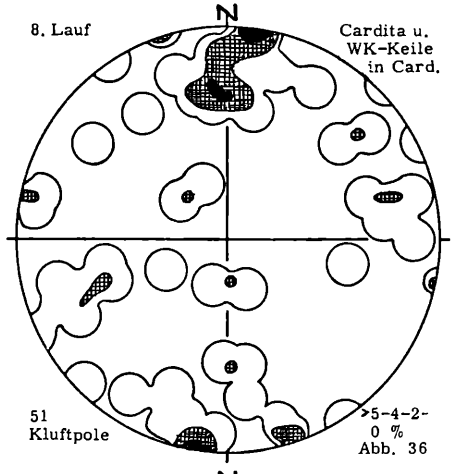


Abb. 36

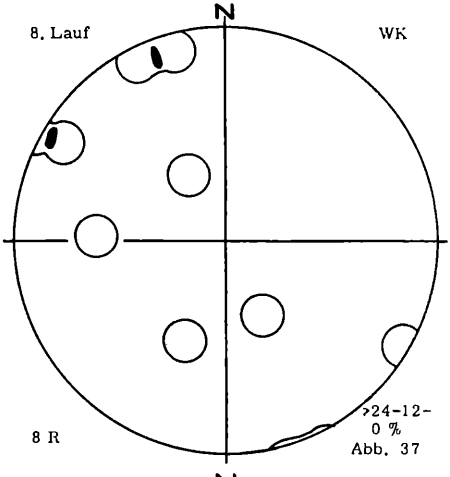


Abb. 37

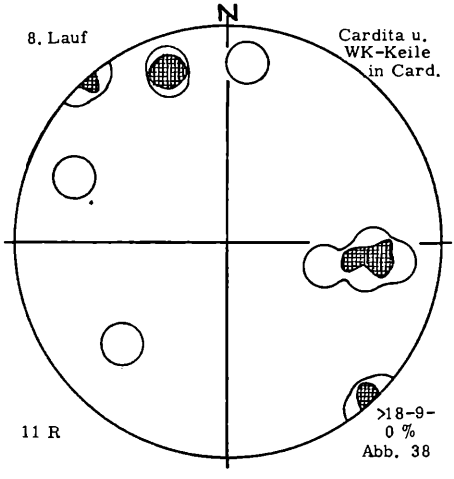


Abb. 38

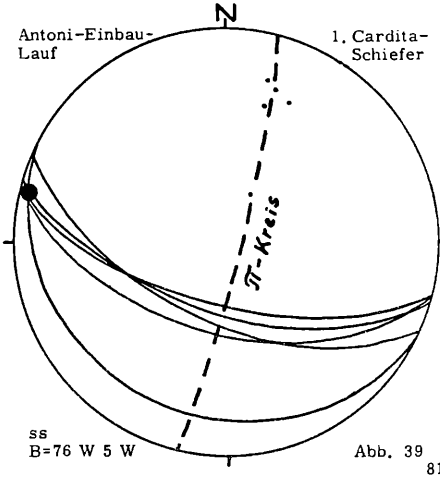
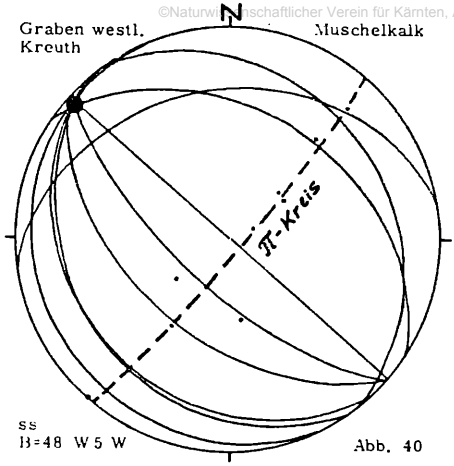


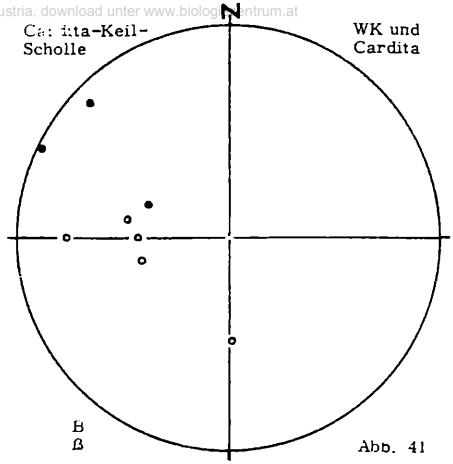
Abb. 39

©Naturwissenschaftlicher Verein für Kärnten, Austria, download unter www.biologiezentrum.at



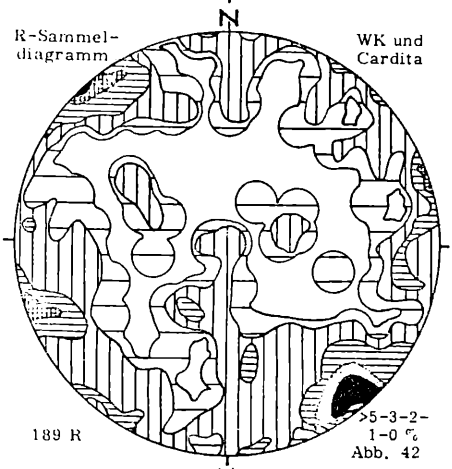
ss
B=48 W 5 W

Abb. 40



B
ß

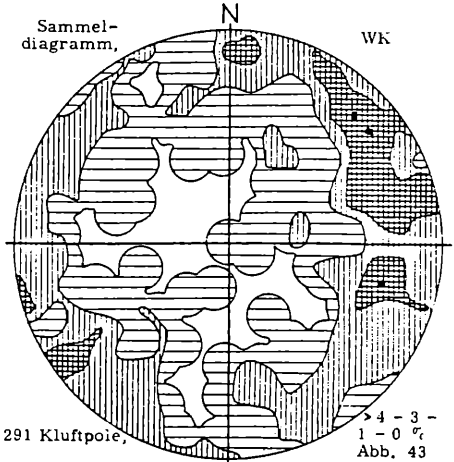
Abb. 41



189 R

>5-3-2-1-0 %

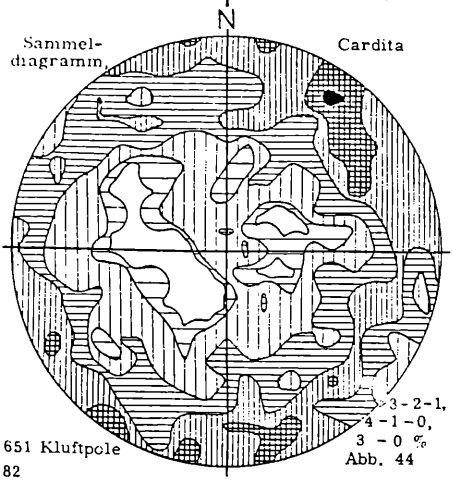
Abb. 42



291 Kluftpole,

> 4 - 3 - 1 - 0 %

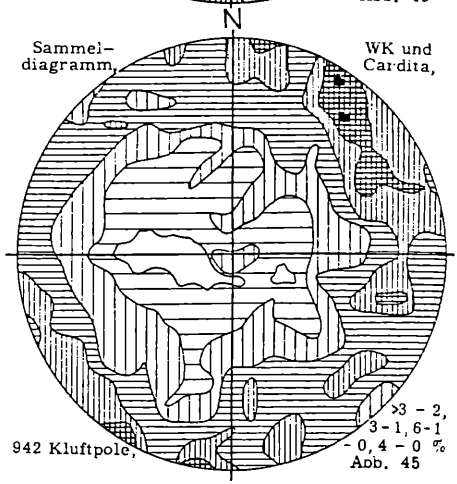
Abb. 43



651 Kluftpole

> 3 - 2 - 1, 4 - 1 - 0, 3 - 0 %

Abb. 44



942 Kluftpole,

>3 - 2, 3 - 1, 6 - 1 - 0, 4 - 0 %

Abb. 45

©Naturwissenschaftlicher Verein für Kärnten, Austria, download unter www.biologiezentrum.at

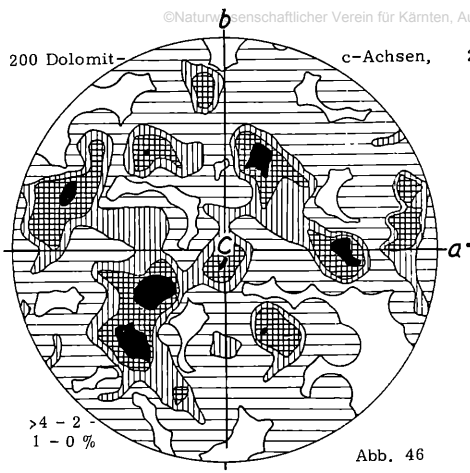


Abb. 46

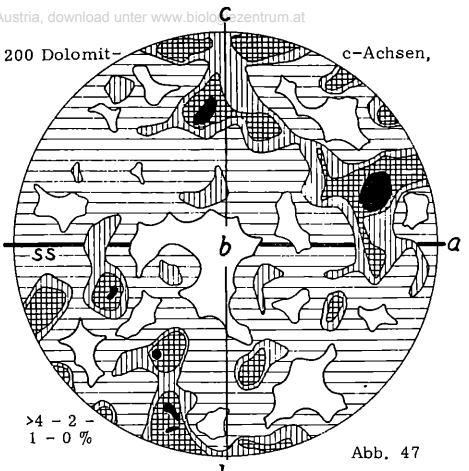


Abb. 47

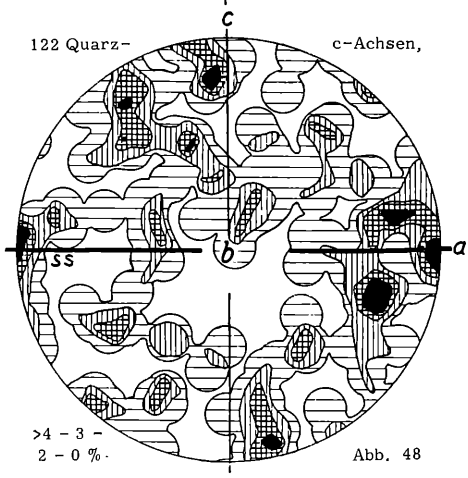


Abb. 48

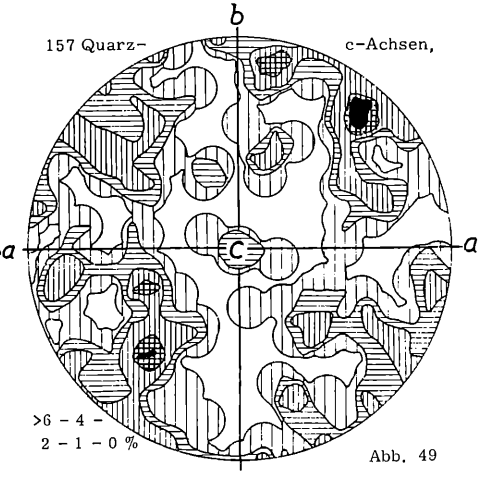


Abb. 49

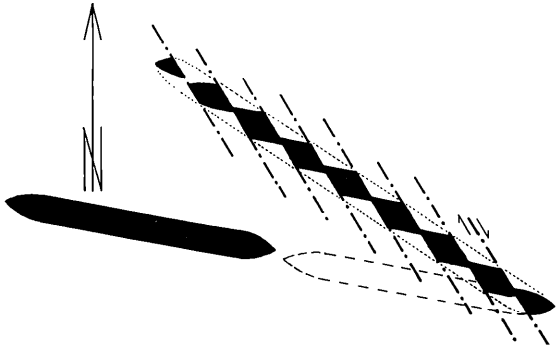


Abb. 50: Zerscherung und Verschwenkung eines Erzkörpers z. B. durch NW-Klüfte.

©Naturwissenschaftlicher Verein für Kärnten, Klagenfurt, download unter www.biologiezentrum.at

Abb. 51 : Polymikte, resedimentäre, ungeschichtete Breccie, bestehend aus Dolomitpelit - Fragmenten (meist hell) und Erzsediment (dunkel). Aus sackartigem Einschnitt in Dolomitfeinschichten entnommen. Normalanschliff, mm-Papier-Streifen 10 mm. (Text Teil E, 1).

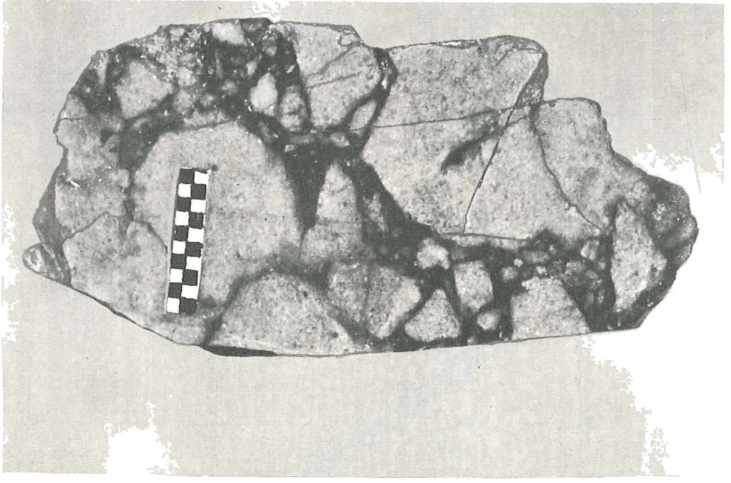


Abb. 52: Monomikte, als paradiagenetisch nachgewiesene Deformationsbreccie (Text Teil E, 1), zusammengesetzt aus hellen Dolomitpelit-Fragmenten und dunklem Erzsediment. Aus mm-breiter Spalte, welche mit dem sackartigen Einschnitt (vgl. Abb. 51) in Verbindung steht. Normalanschliff.

©Naturwissenschaftlicher Verein für Kärnten, Austria, download unter www.biologiezentrum.at

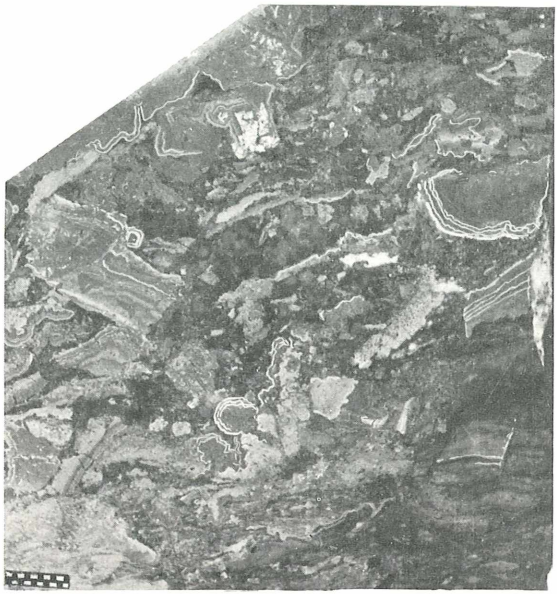


Abb. 53: Schalenblende - Breccie im Haupterzkörper. (Blende grau, Bleiglanz und Carbonat weiß). Erzsediment (dunkel), z. T. feingeschichtet, und feingeschichtetes, dolomitisches Sediment (ebenfalls dunkel) im Bilde unten rechts. Normalanschliff. (Text Teil E, 1).

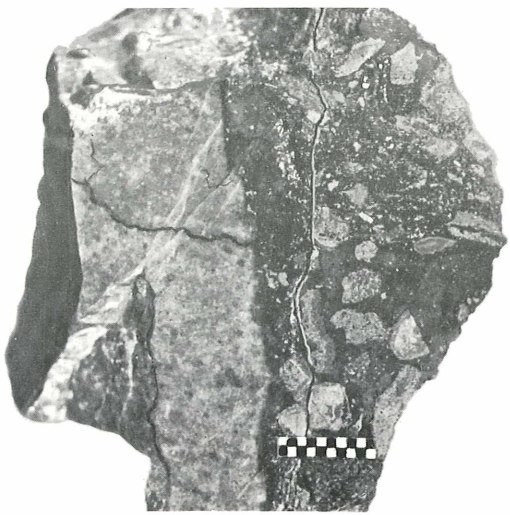


Abb. 54: Scharf konturierte, senkrecht zur Schichtung (im Bild horizontal) verlaufende Grenze von Dolomitpelit-Relikt (links), älter, und ungeschichteter Schalenblendebreccie (rechts), jünger. Aus Haupterzkörper. Normalanschliff. (Text Teil E, 1).

© Naturwissenschaftlicher Verein für Kärnten, Austria, download unter www.biologiezentrum.at

Abb. 55: Mechanisch, extern angelagerter Erzrhythmit (ZQF-Sediment), (Quarz-Blende-Lagen heller) im Bild oben, enthält Feinkonglomeratlagen, die aus resedimentierten Dolomitpelitgeröllchen und Schalenblendefragmenten bestehen (im Bild unten). Normalanschliff. (Zu Profil Tafel 2, Schicht-Nr. 2, 4, 7, 27, 31, 33, 35, 36, 37) und Text Teil E, 1.

Abb. 56: Paradiagenetisch schwach durchbewegter Erzrhythmit mit Geopetalgefüge: mechanische Auffüllung einer Unebenheit der Sedimentationsoberfläche (siehe Pfeil). Feinkonglomeratlagen, Konkretionen von ZnS, FeS_2 und Fluorit. Normalanschliff. (Text- und Profilhinweis wie Abb. 55).

©Naturwissenschaftlicher Verein für Kärnten, Austria, download unter www.biologiezentrum.at

Abb. 57: Erzrhythmit, der im Liegenden scharf und nicht ohne Konturenverlagerung an tauben Dolomitpelit grenzt (1 Pfeil) wird diskordant (2 Pfeile) überlagert von grobrhythmischer, grobkörniger, tonreicherer Schichte. Polierter Anschliff in schrägem Auflicht. (Text- und Profilhinweis wie Abb. 55).

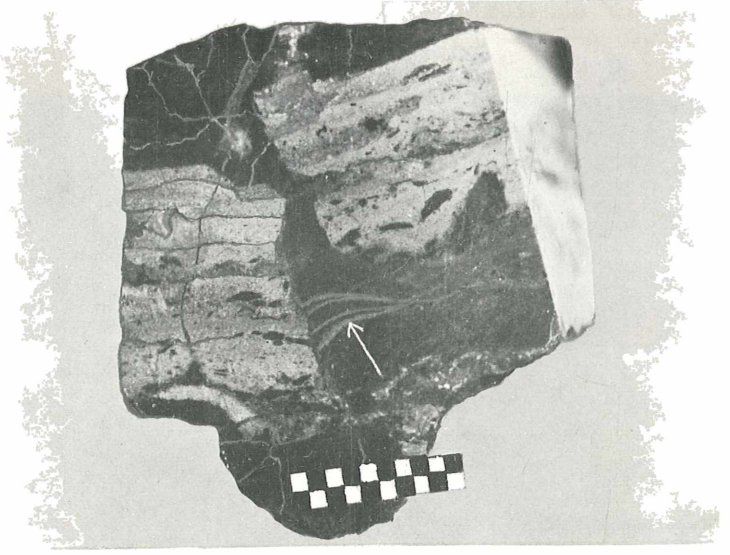


Abb. 58: Paradiagenetische Inhomogenitätsbreccie: Durchbewegung eines mechanisch inhomogen gebauten Teilbereiches. Schalenblendekruste (chemisch angelagert) zerbricht, während teilbeweglicheres Erzsediment (mechanisch angelagert) sich den Konturen anschmiegt, was durch Verlagerung der Feinschichten besonders unten im Bild deutlich ist (Pfeil). Normalanschliff. (Text Teil E, 1).

©Naturwissenschaftliche Fakultät der Universität Salzburg, download unter www.biologiezentrum.at

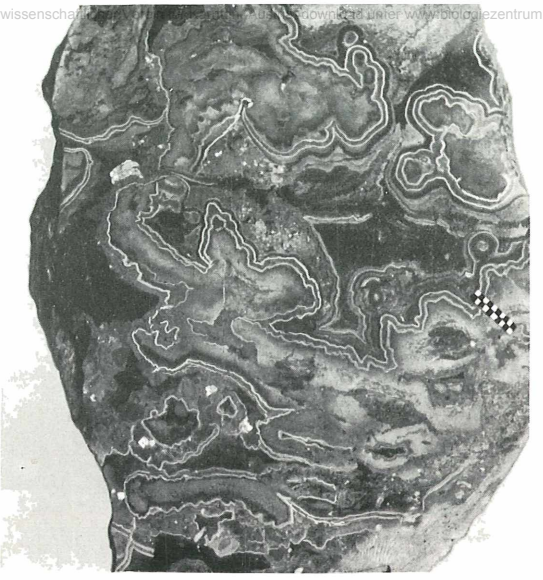


Abb. 59: Paradiagenetische Verdrängung von dunklem Erzsediment durch Schalenblende (verschieden grau gefärbt). Normalanschliff. (Text Teil E, 1).

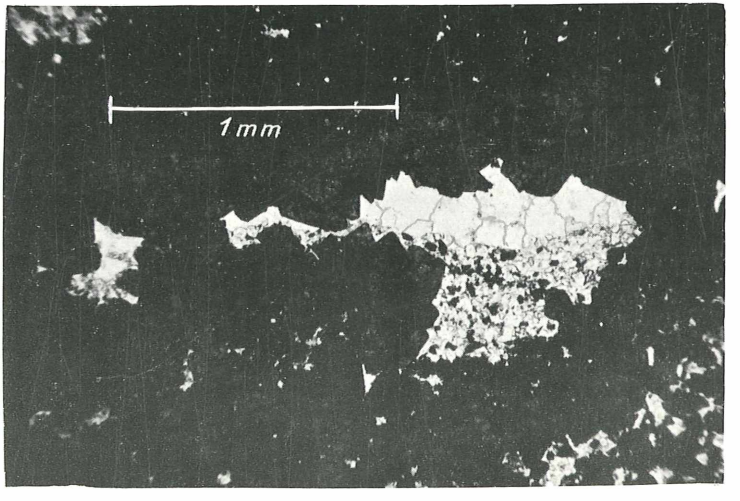


Abb. 60: Mechanische und chemische Internanlagerung in mm-Kleinhöhlen der Schalenblende: unten vorwiegend ZnS - (schwarz) und Quarz- (grau, weiß) Körnchen in mechanisch geopetaler Anlagerung, im Restlumen (oben) chemisch angelagerter Fluorit (weiß). Ohne Dolomit-rhomboederchen. Dünnschliff. (Text Teil E, 1).

©Naturwissenschaftlicher V... ...n.at

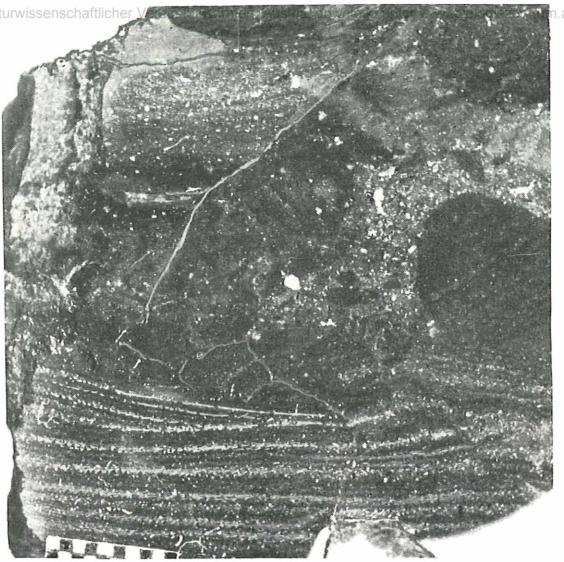


Abb. 61: Erzrhythmit (ZnS-mm-Feinlagen hell), z. T. mit Schrägschichtung (links unten), wird überlagert von resedimentierten Geröllchen aus dem Liegenden (mitte und mitte rechts). Darüber folgt wieder Feinschichtung (oben). Normalanschliff. (Text und Profilhinweis wie Abb. 55).

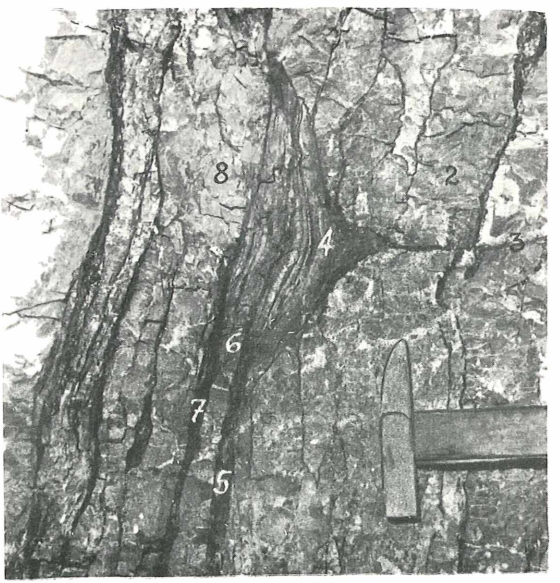


Abb. 62: "Erztrichter": Der Einschnitt in die heute 78°-einfallenden Dolomitgrobschichten ist geopetal mit mechanisch angelagerten Erz- und Tonfeinschichten, z. T. mit ss-parallelen Schalenblendekrusten aufgefüllt. Feinschicht- und Grobschicht- ss sind parallel. Das Bild gibt die tektonische Aufrechtstellung der primär-geopetalen Anordnung. (Ziffern zu Text im Teil E, 2). Georgi-Stollen, Ulmbild.

©Nat

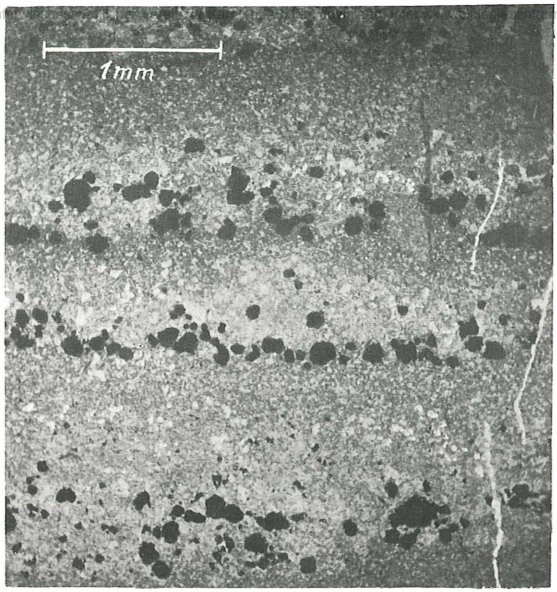


Abb. 63: Erzrhythmit. mm-Feinschichtung durch rhythmisch-polare, mechanische Anlagerung von ZnS-Körnchen (schwarz) und Quarz (weiß). Dunkelgraue Lagen sind reich an Dolomitpelit und Ton. Dünnschliff. (Text- und Profilhinweis wie Abb. 55).

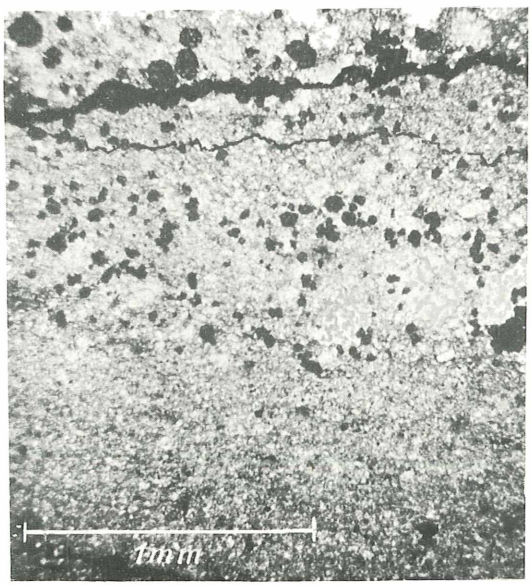


Abb. 64: Allmählicher Übergang von Dolomitpelitfeinschichten (liegend) in Erzfeinschichten (hangend). (Dolomitpelit grau, Quarz, Fluorit weiß, Blende, Ton schwarz). Dünnschliff. (Text- und Profilhinweis wie Abb. 55). Vergl. auch Abb. 66.

©Naturwissenschaftliches Museum, Austria, download unter www.biologiezentrum.at

Erläuterung zu Beilage 1:

1 Schieferton, Mergel (1. Schiefer)

2 feinkörniger, quarzreicher Sandstein mit tonig-mergeligen Zement zerfällt zu Sand

3 quarzhältiger Sandstein mit mergeligem Zement, hart, (Glaukonitsandstein)

4 schwach quarzhältiger, dolomitischer Mergel, feingeschichtet

5 hellbrauner, wenig geschichteter Camgit

6 dunkelgrauer Camgit

7 hellbrauner, wenig geschichteter Camgit

8 braungraue Feinschichten

9 hellbraungraue, undeutliche Feinschichten

10 hellbräunlicher, undeutlich geschichteter Camgit

11 hellbraune Feinschichten

12 dunkelbraungraue Feinschichten

13 hellbraune, aber etwas undeutliche Feinschichten

14 hellbraune bis hellgraue, sehr deutliche Feinschichten

15 hellbraune, undeutliche Feinschichten

16 grauer, undeutlich geschichteter Camgit

17 dunkelbraune Feinschichten

18 hellbrauner, ungeschichteter Camgit

19 hellbraune Feinschichten

20 grauer, wenig geschichteter Camgit

21 dunkelgraue, undeutliche Feinschichten

22 dunkelgrauer, ungeschichteter Camgit

23 hellbräunlicher, ungeschichteter Camgit

24 hellbraune, wenig dunkelbraune Feinschichten, wechsellagernd

25 Tonlage 1 cm

26 hellbraungrauer, grobgeschichteter Camgit

27 dunkelbraune Feinschichten, im liegenden Übergang in bräunlichgraue Feinschichten

28 hellbraune Feinschichten, kalkig

29 dunkelbraune Feinschichten dolomitisch

30 hellbraune Feinschichten

31 hellbrauner, ungeschichteter Camgit

32 bräunlicher Camgit, 3-5 cm-rhythmisch grobgeschichtet

33 braun bis dunkelbraune Feinschichten

34 hellbrauner und hellgrauer, grobgeschichteter Camgit

35 grauer, ungeschichteter Camgit

36 = hellgraue Feinschichten

37 Tonlage 1 cm

38 braune Feinschichten

39 brauner, wenig geschichteter Camgit

40 dunkelbraune Feinschichten

41 hellgraubrauner Camgit, ungeschichtet, Muschelschalen max. 2 cm groß

42 hellbraune Feinschichten

43 Tonlage 1 cm

44 grauer, wenig geschichteter Camgit

45 dunkelbraune und hellbraune Feinschichten, 10 cm-rhythmisch wechsellagernd

46 brauner, wenig geschichteter Camgit

47 dunkelbraune Feinschichten

48 hellgrauer, mergeliger Dolomit, ungeschichtet

49 dunkelbraune Feinschichten

50 hellbraune Feinschichten

51 dunkelbraune Feinschichten

52 = wenig geschichteter, hellbräunlicher Camgit

53 dunkelbraungraue und hellbraune Feinschichten, bes. im Liegenden und Hangenden deutlich feingeschichtet

54 hellbrauner wenig geschichteter Camgit

55 dunkelbraungraue Feinschichten

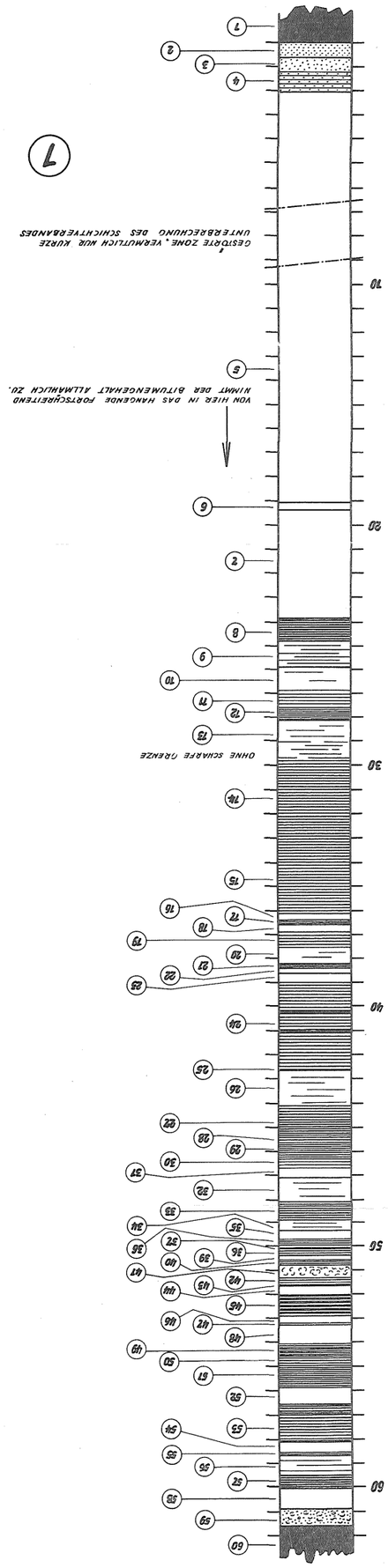
56 grobgeschichteter Camgit, Calcitadern

57 dunkelbraune Feinschichten

58 hellbrauner Camgit

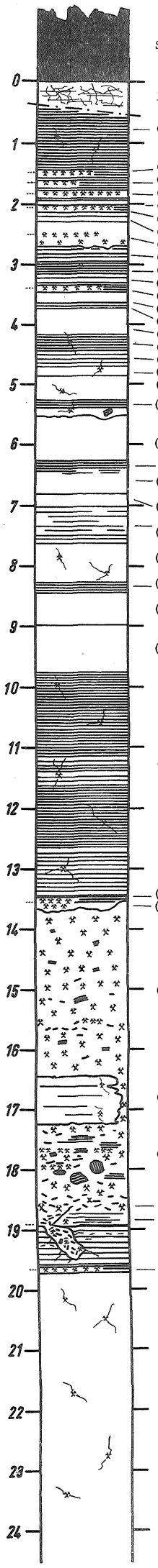
59 Fein- und Groboolith mit Schalenfragmenten (Lumachelle)

60 Schieferton, Mergel (2. Schiefer)



©Naturwissenschaftlicher Verein für Kärnten, Austria, download unter www.biologiezentrum.at

©Naturwissenschaftlicher Verein für Kärnten, Austria, download unter www.biologiezentrum.at



Schieferton, Mergel (2. Schiefer)

alle im Profil enthaltenen Schichten sind dolomitisch u. bituminös, Palygorski in Fugen

Mylonit

(38) d. br., mergelige, bitum. -tonige Feinsch., z. T. verkieselt

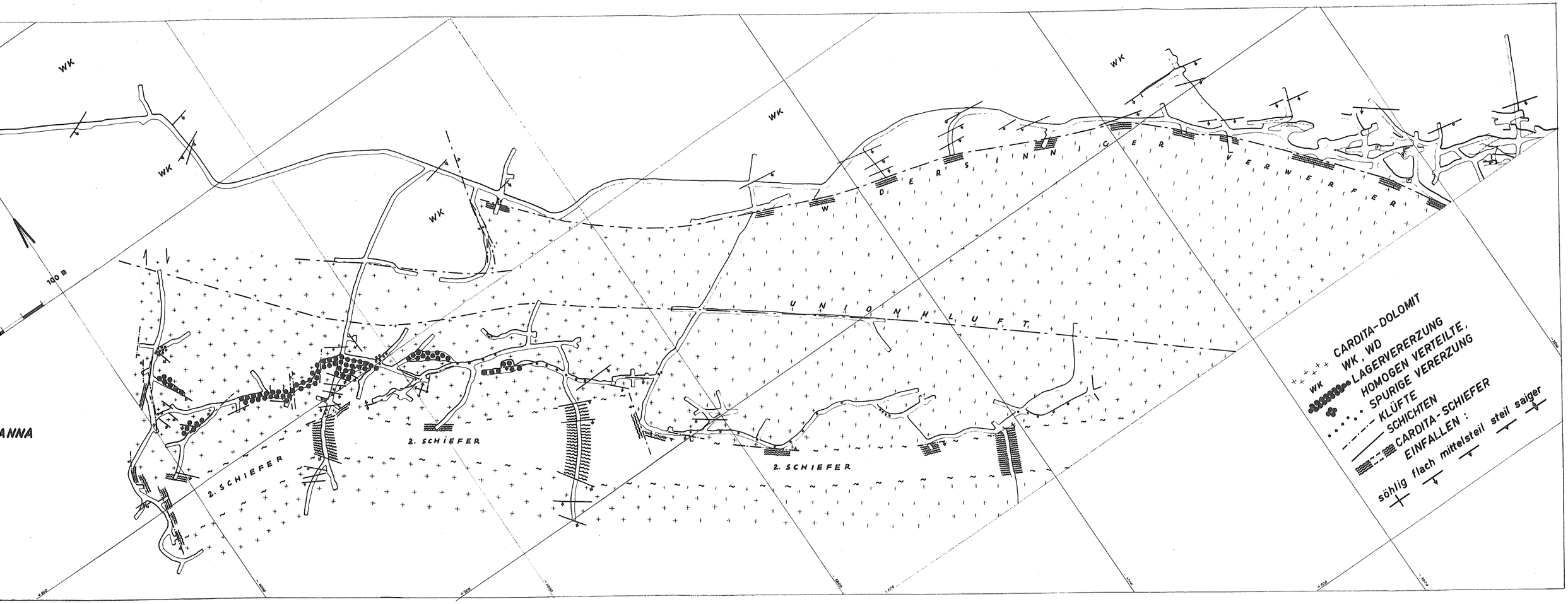
(37)
(36) 3 ss-parallele Erzfeinsch.
(35)
(34) br. gr. ungesch. Dol.
(33) Erzfeinsch.
(32) h. gr. Kieselfeinsch. mit vielen bitum. Tonlagen
(31) d. gr. ungesch. mergeliger Dol. mit Erzfeinsch., viel CaF_2
(30) h. br. Feinsch.
(29) d. gr. br. Feinsch.
(28) h. br. Feinsch.
(27) d. gr. br., mergel. Feinsch. mit ss-// Erz u. CaF_2
(26) h. gr. br. -', undeutl. Feinsch.
(25) h. gr. br. -' Feinsch.
(24) h. gr. br. -', wenig gesch. Dol.
(23) d. gr., mergel. Feinsch., im Liegenden eine Tonlage auch
(22) h. gr. br. -' Feinsch | Feinkonglomerat
(21) h. gr. br. -', wenig gesch. Dol.
(20) gr., wenig gesch. Dol., z. T. Tonlagen im 5 cm-Rhythm.
(19) d. gr. br., die hgd. 13 cm feingesch., im Lgd. ss wellig, reich an | CaF_2 u. Erz
(18) h. gr. br., wenig gebänderter Dol. im Hgd. feingesch.
(17) d. gr., im Lgd. m. gr., durch Tonlagen grobgesch., mergel. Dolomit
(16) h. gr. br., wenig gesch. Dol.
(15) m. br. Feinsch., z. T. undeutl.
(14) h. gr. br., undeutl. gesch. Dol.
(13) d. gr. br., mergelige Feinsch.
(12) d. gr., mergeliger Dol., alle 5 cm ein Tonbelag
(11) m. br. Dol. wenig gesch.
(10) h. und d. gr. br., mergelige Feinsch.
(9) gr., mergelige Feinsch.
(8) starke Tonlage ("Hangendgrenze" der Vererzung)
(7) gr., mergel. Dolomitpelit, z. T. durch Übergänge verbunden mit Erzfeinsch., z. T. reicht Derberz bis zur Tonlage
(6) Derberz, vorwiegend Zinkblende, desorientierte Dolomitfragmente, Schalenblendebreccie, z. T. Erzfeinsch.
(7) h. gr. br., undeutl. feingesch. Dol., 5 - 10 cm-rhythmisch Tonlagen, als Relikt im Erzkörper
(6) Derberz, vorwiegend Zinkblende, desorientierte Dolomitfragmente, Schalenblendebreccie, z. T. Erzfeinsch.
(5) Übergang in das Liegende und Hangende
(4) d. gr. bis schw., bitum.-toniges Erzsediment, z. T. Breccie
Auffüllung eines Reliefs mit Breccie
(3) h. gr., bitum. Feinsch. mit einigen d. br., stark bi-
(2) d. br., stark bitum. Feinsch. | tum. Lagen z. T. Erzfeinsch.
(1) h. br.-'gr., undeutl. gesch., bitum., z. T. feinkavernöser Dol.

JAKOBI - STOLLEN

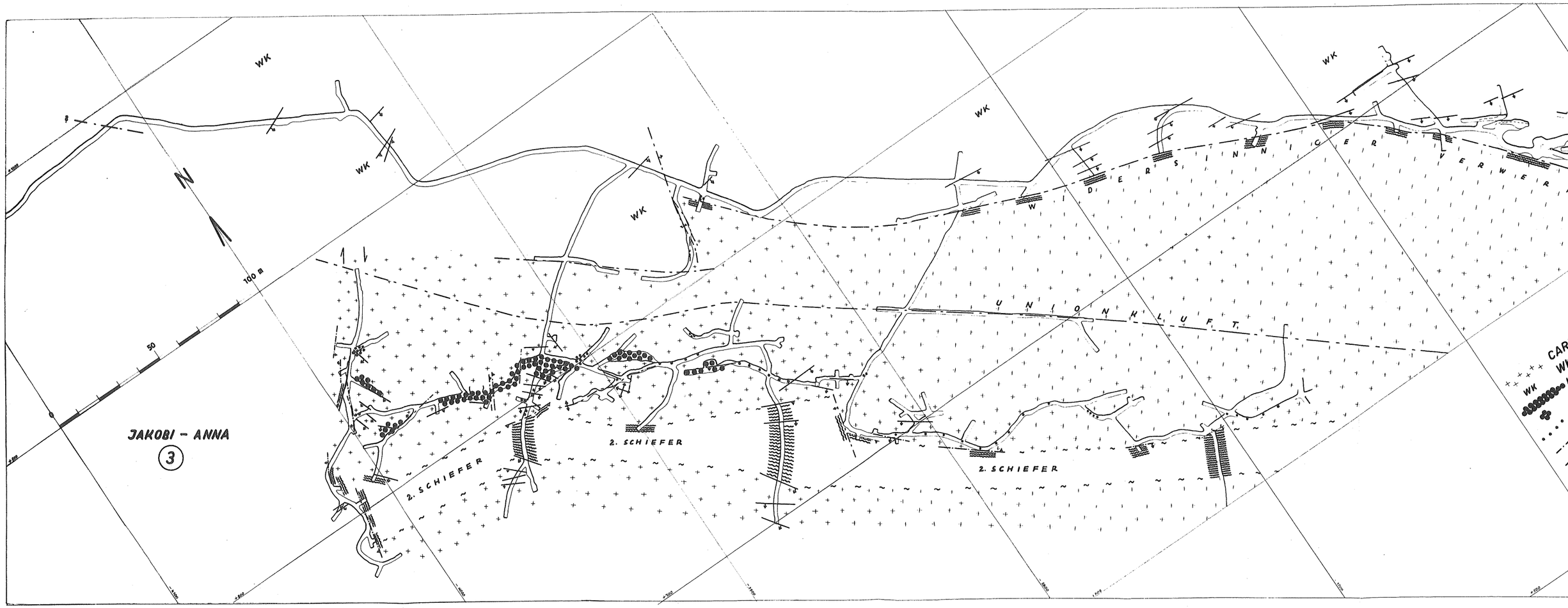
Profil, das Liegende des 2. Schiefers (MP 10143 - 10235 - 10168)

2

©Naturwissenschaftlicher Verein für Kärnten, Austria, download unter www.biologiezentrum.at



©Naturwissenschaftlicher Verein für Kärnten, Austria, download unter www.biologiezentrum.at



©Naturwissenschaftlicher Verein für Kärnten, Austria, download unter www.biologiezentrum.at

ZOBODAT - www.zobodat.at

Zoologisch-Botanische Datenbank/Zoological-Botanical Database

Digitale Literatur/Digital Literature

Zeitschrift/Journal: Carinthia II - Sonderhefte

Jahr/Year: 1960

Band/Volume: 22

Autor(en)/Author(s): Schulz Oskar

Artikel/Article: Die Pb-Zn-Vererzung der Raibler Schichten im Bergbau Bleiberg-Kreuth (Grube Max) als Beispiel submariner Lagerstättenbildung. 1-93