

Geologie und Vererzung der Quecksilberlagerstätte Idrija

Ivan Mlakar und Matija Drovenik

Zusammenfassung

Das geologische Profil des Idrija-Gebietes charakterisiert eine mehrere 1000 m mächtige Serie karbonatischer und klastischer Gesteine des jüngeren Paläozoikum, der Trias, der Kreide und des Eozän. Die mitteltriasischen radialen Verschiebungen der Blöcke begleitete eine magmatische Tätigkeit; Diabase und Keratophyre, sowie ihre Tuffe werden als Produkt des initialen geosynklinalen Vulkanismus betrachtet.

Eine viel intensivere und bedeutsamere alttertiäre Tektonik hat einen Deckenbau zur Folge gehabt, welcher aus vier Decken besteht. Dieser Deckenbau stellt das Endstadium der Deformierung einer großen liegenden Falte dar. Die Überschiebungslänge beträgt 25 bis 30 km. Autochtone und allochthone Schichten wurden sehr wahrscheinlich im Pliozän mit einem System dinarisch gerichteter Verwerfungen mit horizontalen rechten Blockbewegungen bis 2,5 km durchgeschnitten.

Die Quecksilberlagerstätte Idrija befindet sich in der dritten Decke. Im Hangenden und im Liegenden ist sie mit den Überschiebungsflächen begrenzt; im Nordosten und im Südwesten ist die Lagerstätte dagegen mit jüngeren dinarisch gerichteten Verwerfungen abgeschnitten. Den unteren Teil der Lagerstätte bilden jungpaläozoische sowie unter- und teilweise noch mitteltriassische Schichten, welche gewöhnlich subvertikal oder invers liegen. Im oberen Teil finden wir aber anisische, cordevole und vor allem langobardische Gesteine. Beide Strukturen, die wir als unteren und oberen Bau der Lagerstätte bezeichnet haben, scheidet ein mitteltriassischer Bruch, welcher nach der Umdrehung der Schichten eine subhorizontale Lage eingenommen hat.

Systematische Grubenaufnahme und in den letzten Jahren durchgeführte mikroskopische Untersuchungen haben unzweifelhaft das triassische Alter der Lagerstätte bewiesen. Es wurde sogar festgestellt, das die Vererzung im Ladin stattgefunden hat. Der mineralogische Bestand des Erzes ist sehr einfach. Das Haupterzmineral ist der Zinnober, welcher in kleinerer Menge von Pyrit und in einigen Erzkörpern auch von gediegenem Quecksilber begleitet ist. Metacinnabarit, Markasit, Zinkblende und Auri pigment sind nur sporadisch vertreten. Als Gangminerale sollen Dolomit, Calcit, Quarz und Chalcedon erwähnt werden.

Die Erzkörper kommen in allen Horizonten vom Jungpaläozoikum bis zu dem oberen Teil der Mitteltrias vor. In den älteren Schichten, die vorwiegend aus Perm-, Skyth- und Anisgesteinen bestehen, handelt es sich um epigenetische Vererzung. Für die Langobard-Schichten, insbesondere für Skonca-Schichten und für die jüngste wirtschaftlich vererzte stratigraphische Einheit, die aus Tuffit, Tuff und Radiolarit bestehen, ist hingegen die syngenetische Vererzung kennzeichnend.

Geologie

In der umfangreichen geologischen Literatur über die Lagerstättenverhältnisse des Bergbaues Idrija nehmen die Interpretationen von K o s s m a t (1899, 1911), K r o p a č (1912) und B e r c e (1958) eine sichtliche Stelle ein. Die Angaben, gesammelt in den letzten Jahren, öffnen aber neue Ansichten über den Aufbau und die Entstehung der Idrija-Lagerstätte (M l a k a r, 1967, 1969).

Das geologische Profil des Idrija-Gebietes charakterisiert eine mehrere 1000 m mächtige Serie karbonatischer und klastischer Gesteine des jüngeren Paläozoikum, der Trias, der Kreide und des Eozän (Abb. 1). Jura-Schichten kommen erst in weiterer Umgebung von Idrija vor.

Der schwarze Tonschiefer ist zweifellos das älteste Gestein im Gebiete von Idrija. Nach der alten Auffassung sollte er zu Karbon gehören, es fehlen aber paläontologische Beweise.

Auch das Alter des grauen und roten Schiefers, der Sandsteine und Konglomerate ist paläontologisch nicht bewiesen. Diese Schichten von einer Mächtigkeit bis 40 m reihen wir in die Sosio-Stufe des permischen System ein, die im Idrija-Gebiet in der Gröden-Fazies entwickelt ist. Oberpermische Schichten sind dagegen der älteste paläontologisch bewiesene stratigraphische Horizont. In diese Schichten reihen wir den grauen Dolomit und den schwarzen bituminösen Dolomit mit schiefrigen Einlagen ein. Die Gesamtmächtigkeit beträgt höchstens 60 m.

Im unteren Teil der unterskythischen Schichten wechselt sandiger Dolomit mit Dolomit ab, im oberen Teil finden wir aber kalkglimmerige Schiefer und Aleurolith mit Linsen von Oolithkalk. Oberskythische Schichten sind im unteren Teil dolomitisch entwickelt, im oberen Teil aber kalkmergelig. Die Mächtigkeit der Skyth-Schichten in der Lagerstätte beträgt etwa 400 m.

Anisisches Alter hat der hellgraue Dolomit; seine Mächtigkeit erreicht ungefähr 60 m.

Die Sedimente der Ladiner Stufe liegen auf dem anisischen Dolomit diskordant. Es fehlen nämlich die Schichten der Fassaner Unterstufe. Langobardische Schichten beginnen mit basalem Sandstein, gewöhnlich nur einige Meter mächtig. Es folgt ein Konglomerat, vorwiegend aus Geröllen anisischen Dolomites, darauf schwarzer bituminöser Schiefer und Skonca-Sandstein. Langobardische Schichten enden mit graugrünem Tuffit, Tuff und Radiolarit mit Hornstein. Die Mächtigkeit der langobardischen Schichten in der Lagerstätte beträgt etwa 200 m. Die Cordevol Schichten

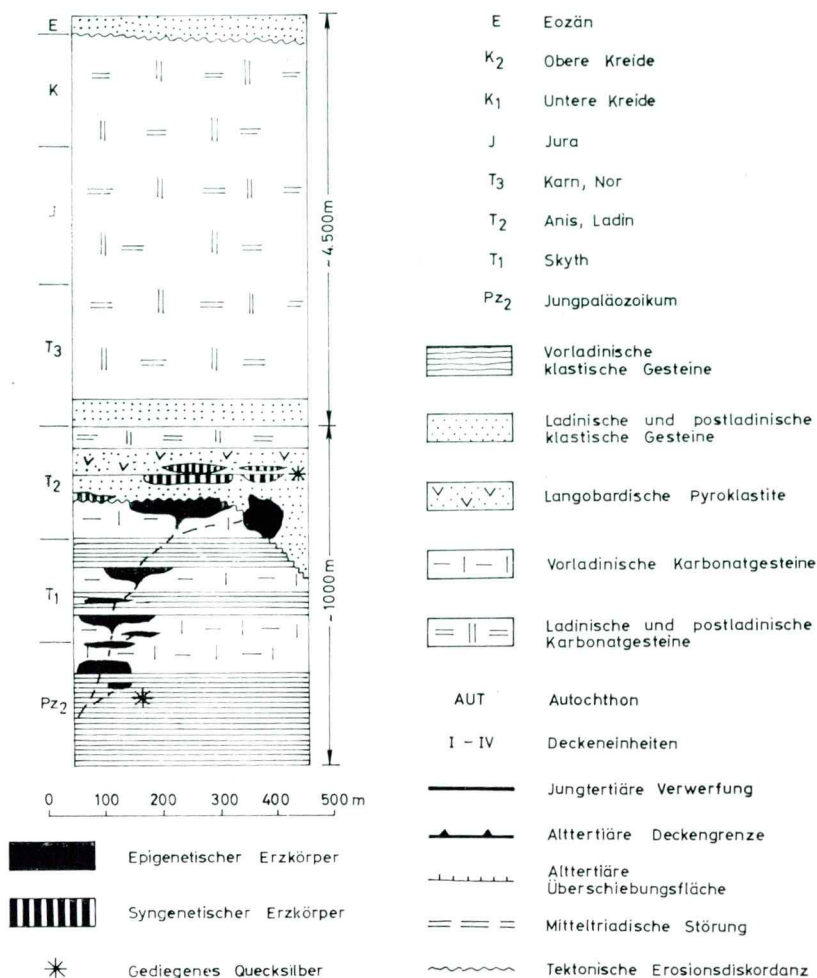


Abb. 1. Schematisches Säulenprofil durch das Idrija Gebiet

stellen weißer Dolomit und schwarzer Kalkstein mit Hornstein, in gesamter Mächtigkeit von ungefähr 180 m vor.

Die Schichten der karnischen Stufe sind im Idrija-Gebiet vorwiegend klastisch entwickelt, die Gesteine der norischen und rhätischen Stufe aber karbonatisch. Die Schichten der Obertrias besitzen eine Mächtigkeit von annähernd 1600 m.

Die Schichten der Jura und Kreide sind karbonatisch entwickelt in einer Gesamtmächtigkeit von etwa 2800 m.

Mit den Eozän-Schichten, die auf Senon-Kalken diskordant liegen, endet im Idrija-Gebiet die geosynklinale Sedimentation. Diese Schichten umfassen Flyschmergel, Sandsteine und Kalkbreccien; sie sind nur einige

Hunderte Meter mächtig. Die Gesamtmächtigkeit der geosynklinalen Sedimenten beträgt aber ungefähr 5500 m.

Im Gebiete von Idrija ist eine intensive mitteltriassische Tektonik festgestellt, die der labinischen tektonischen Phase entspricht. An den Brüchen entlang, mit Richtung Nord-Süd und vor allem Ost-West, haben sich die Blöcke radial für mehrere Hunderte Meter verschoben. Langobardische Schichten liegen daher diskordant auf verschiedenen anisischen und skythischen stratigraphischen Gliedern. Vorlangobardische Gesteine sind gegen die mitteltriassische Diskordanzfläche höchstens um 15° bis 20° geneigt. Faltungen die nur im unteren Teil der Struktur zum Ausdruck kämen, konnten wir bisher nicht feststellen.

Die radialen Verschiebungen der Blöcke begleitete eine magmatische Tätigkeit. Diabase und Keratophyre, sowie ihre Tuffe, betrachten wir als Produkte des geosynklinalen initialen Vulkanismus. Magmatische Gesteine finden wir ungefähr 13 km nordwestlich von Idrija im Bereich von Stopnik und Cerkno.

Nach bisher gesammelten Angaben haben die erwähnten mitteltriassischen tektonischen Linien die Quecksilbervererzung im Raum von Idrija kontrolliert.

Eine viel intensivere alttertiäre Tektonik hat nachher die Folgen der mitteltriassischen tektonischen Phase verwischt und überprägt. In dieser Zeit entstand der Deckenbau, in welchem alle Schichten vom jüngeren Paläozoikum bis zum älteren Tertiär teilnehmen (Abb. 2).

Den alttertiären Deckenbau des Idrija-Gebietes haben wir in vier Decken unterteilt (Mlakar, 1964, 1969). Die autochthone Unterlage bilden mesozoische und alttertiäre Schichten in normaler Superposition. Die erste Decke, die Koševnik Decke genannt, die wir auch als parautochthon bezeichnen können, besteht aus Kreidegesteine in normaler Lage. Die Schichten der Obertrias und stellenweise noch Jura- und Kreideschichten in inverser stratigraphischer Lage bilden die zweite, die Čekovnik Decke. Die dritte, die Idrija Decke, besteht aus paläozoischen und triassischen Schichten in normaler und inverser stratigraphischen Reihenfolge. Im Bau der vierten, Žiri-Trnovo Decke, nehmen alle Schichten von jüngerem Paläozoikum bis Eozän in normaler stratigraphischer Lage teil.

Der Deckenbau, entstanden unter dem Einfluß tangentialer Kräfte gerichtet von Nord und Nordosten, ist das Endstadium der Deformierung einer großen liegenden Falte. Die autochthone Unterlage, die Koševnik Decke und ein Teil der Idrija Decke mit normaler Schichtenfolge stellen den unteren Flügel der liegenden Falte dar. Die Čekovnik Decke und der inverse Teil der Idrija Decke gehören zum Mittelflügel, der obere Teil der Falte ist aber in der Žiri-Trnovo Decke erhalten. Alle Deckeneinheiten sind unten mit einem basalen und oben mit einem Hangendschrägzuschnitt begrenzt.

Einzelne Decken haben gewöhnlich eine Mächtigkeit von einigen 100 m, nur die vierte ist bedeutend mächtiger. Die Überschiebungslänge beträgt 25 bis 30 km. Die mitteltriassische labile Zone ist eine embryonale Struktur des alttertiären Deckenbaues. Das Alter des Deckenbaues können wir

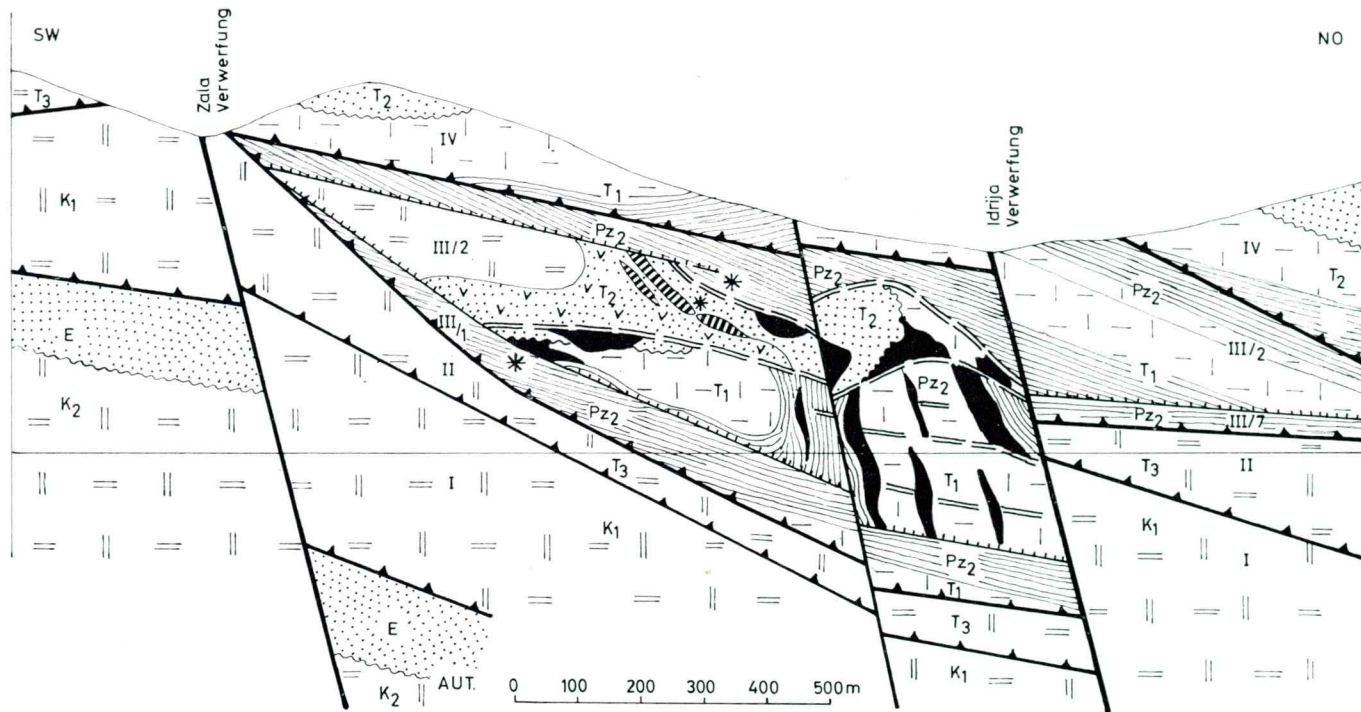


Abb. 2. Schematisches Querprofil durch die Quecksilberlagerstätte Idrija
Legende in Abb. 1

nicht genauer feststellen, doch der größere Teil der Deformationen entstammt der posteoänen Periode.

Im Endstadium der alpinen Orogenese war der Deckenbau noch mit einem System dinarisch gerichteter Verwerfungen mit horizontalen rechten Blockbewegungen bis 2,5 km durchschnitten (Mlakar, 1964). Der bedeutendste ist die Idrija Verwerfung, die steil gegen Nordost abfällt. Die Verwerfungen sind sehr wahrscheinlich pliozänen Alters.

Die Schichten der dritten Decke wiederholen sich zweimal (Abb. 2). Die Deformation hat einen Schuppungscharakter. Die Idrija-Lagerstätte liegt im zweiten Teil der dritten Decke. Im Liegenden ist sie mit einer Überschiebungsfläche des ersten Teiles der dritten Decke begrenzt. Im Hangenden begrenzt sie die Überschiebungsfläche der vierten Decke. Im Nordosten schneidet die Idrija-Verwerfung die Lagerstätte ab, und im Südwesten die Verwerfung Zala. Die Brüche verlaufen subparallel. Die Idrija-Lagerstätte ist also ein Ausschnitt des Deckenbaues und hat sich im tektonischen Graben zwischen zwei jungtertiären Brüchen erhalten.

Den unteren Teil der Lagerstätte bilden jungpaläozoische sowie unter- und teilweise noch mitteltriassische Schichten. Die Schichten liegen gewöhnlich subvertikal oder invers. Nur im Teil der Grube, welchen wir »Talmina« nennen, und im südöstlichen Teil der Lagerstätte, sind unter- und mitteltriassische Schichten in normaler stratigraphischer Lage erhalten. Von Nordosten gegen Südwesten sind die Schichten immer jünger.

Im oberen Teil der Grube finden wir anisische, cordevole und vor allem langobardische Gesteine. Beide Strukturen, die wir als unteren und oberen Bau der Lagerstätte bezeichnet haben, scheidet ein mitteltriassischer, seinerzeit subvertikaler Bruch, welcher nach Umdrehung der Schichten im älteren Tertiär eine subhorizontale Lage eingenommen hat. Auch der Kontakt der oberpaläozoischen und langobardischen Schichten im Hangenden der Lagerstätte ist mitteltriassischen Alters. Der Block zwischen den Brüchen ist in der Mitteltrias gesunken. Auf beiden Seiten der Brüche liegen die langobardischen Gesteine verschiedenen älteren stratigraphischen Gliedern an.

Vererzung

Im Laufe der bergmännischen Arbeiten und Tiefbohrungen wurde festgestellt, daß die Quecksilbervererzung in den Schichten des unteren Teiles der stratigraphischen Säule vorkommt, daher nur an die Horizonte zwischen Jungpaläozoikum und dem oberen Teil der Mitteltrias beschränkt ist. Die Obertrias-, Jura-, Kreide- und Tertiär-Formationen sind durchaus erzleer. Diese Feststellung und die Tatsache, daß sich auch in anderen Lagerstätten und Vorkommen Sloweniens Quecksilber nie in Jura-, Kreide- und Tertiärschichten befindet, präjudiziert im gewissen Sinne das triassische Alter der Vererzung. Dieses Alter haben tatsächlich auch viele, in Idrija tätige Forscher vermutet (Gröger, 1876; Schrauf, 1891; Kropač, 1912; Berce, 1958; Mlakar, 1967). Andere haben sich für das tertiäre Alter der Vererzung ausgesprochen (Lipold, 1874; Nikitin, 1934; Schneiderhöhn, 1941; di Colbertaldo-Slavik, 1961).

Systematische Grubenaufnahmen und mikroskopische Untersuchungen sowohl des Erzes als auch des Nebengesteines, die in den letzten Jahren durchgeführt wurden, haben schließlich unzweifelhaft das triassische Alter dieser Lagerstätte bewiesen. Es wurde weiter festgestellt, daß die Quecksilbervererzung in das Ladin, genauer noch in die langobardische Unterstufe einzureihen ist (Mlakar, Drovenik, 1971).

Wie schon oben erwähnt, kommt die Vererzung in allen lithostratigraphischen Horizonten vom Jungpaläozoikum bis zum oberen Teil der Mitteltrias vor. Sowohl die Intensität der Vererzung als auch die Entstehungsweise sind jedoch verschieden. Wir müssen hier auf die von Meier bereits vor 100 Jahren (1868) geäußerte Ansicht aufmerksam machen, nach welcher der nordwestliche Teil der Lagerstätte (wo vorwiegend Ladin-Schichten mit bekanntem Skoncaschiefer vorkommen) als eine lagerartige, und der südliche (mit älteren Schichten) hingegen als eine gangartige Vererzung zu bezeichnen sei. Derselben Meinung waren auch andere ältere Forscher. Wir wollen nur die diesbezügliche Meinung von Kropač (1912) zitieren: »Die Anreicherungen in den nicht mächtigen Skoncaschiefern sind lagerartig, während die Imprägnationen in den Dolomiten, Breccien und Konglomeraten in Stockwerken oder in Klüften vorkommen.« Unlängst hat man diesen Angaben nicht genügend Aufmerksamkeit geschenkt. Heutzutage wurde bestätigt, daß es sich in den älteren Schichten, die vorwiegend aus Perm-, Skyth- und Anis-Karbonatgesteinen bestehen, wirklich um epigenetische Vererzung handelt. Gleichzeitig wurde jedoch nachgewiesen, daß in den jüngeren, ladinischen Schichten auch die syn-genetische Vererzung vorkommt.

In den Jungpaläozoikum-, Skyth- und Anis-Schichten finden wir also einen Fall von typischer epigenetischer Vererzung. Klastische Sedimente haben in der Regel einen kleineren Vererzungskoeffizient als die karbonatischen. Außerdem befinden sich in den klastischen Sedimenten kleinere Erzkörper und auch ärmeres Erz, in den karbonatischen hingegen größere Erzkörper und reicheres Erz. Die Erzkörper sind vor allem an die Kontakte zwischen einzelnen lithostratigraphischen Horizonten und an die mitteltriassische Erosionsdiskordanz gebunden. Sie befinden sich vorzugsweise dort, wo die mitteltriassischen Verwerfungen und Klüfte wenig permeable Schichten durchgeschnitten haben, die zur Zeit der Erzbildung Barrieren darstellten. Eine plattenartige Gestalt vieler Erzkörper in den skythischen und anisischen Schichten wurde also durch lithologische Verschiedenheit verursacht. Während der Aufschiebung der Lagerstätte auf die kretazische und tertiäre Grundlage sind viele Erzkörper in vertikale und subvertikale Lage geraten.

In diesen Schichten ist Zinnober das dominierende und in vielen Erzkörpern sogar das einzige Erzmineral. Er hat nicht nur viele Risse und Klüfte, sondern auch Poren ausgefüllt und das Nebengestein metasomatisch verdrängt. Bei der Metasomatose und der Vererzung mußten allerdings hydrothermale Lösungen teilgenommen haben.

Die Skyth- und Anisschichten führen manchmal reiche Anhäufungen von Zinnober, die man der Farbe wegen als Stahlerz benannt hat. Diese Art des Zinnobererzes zeichnet sich durch hohe Quecksilbergehalte aus, die

70 % und darüber erreichen können. Sie ist durch eine sehr intensive Verdrängung des Nebengesteines mit Zinnober, oder noch häufiger, durch eine Ausfüllung von Klüften mit diesem Mineral entstanden. Für das, in den Gängen vorkommende Stahlerz sind kolloidale Strukturen von nachträglich sehr feinkörnig auskristallisiertem Zinnober charakteristisch. Gewöhnlich sind auch organische Verbindungen anwesend, von welchen jedoch nur Idrijalin mit Sicherheit festgestellt wurde.

Das gediegene Quecksilber ist zwar das zweithäufigste Quecksilbermineral, tritt aber in relativ größerer Menge nur im karbonischen Schiefer und in einigen reicheren Erzkörpern der triassischen Schichten auf. Seine Entstehung ist noch nicht hinreichend erklärt. Es soll in einigen Erzkörpern den primären, und in anderen den sekundären Bestandteil darstellen. Im letzten Falle wird das gediegene Quecksilber wohl als Umsetzungsprodukt von Zinnober angesehen. Sehr sporadisch kommt auch Metacinnabarit vor, der sehr wahrscheinlich aus hydrothermalen Lösungen kristallisierte. Das Erz enthält gewöhnlich 1—2 % Pyrit; er ist in der Regel als eine diagenetische Komponente zu bezeichnen. Ausnahmsweise hat sich Pyrit von den Erzlösungen ausgeschieden. Markasit, Zinkblende und Auri-pigment sind recht selten (di Colbertaldo-Slavik, 1961).

Zinnober wird von wenigen Gangarten begleitet. Erwähnenswert sind nur Quarz, Dolomit und Calcit. Zuallererst soll auf die Tatsache hingewiesen werden, daß in den klastischen Sedimenten, wo der Quarz die häufigste Komponente ist, nur er als Gangmineral vorkommt. In Karbonatgesteinen hingegen ist Zinnober vorzugsweise mit Dolomit (in Dolomiten) oder mit Calcit (in Kalksteinen) vergesellschaftet. Baryt stellt eine mineralogische Seltenheit dar. Kaolinit soll nach einigen Angaben sogar ein charakteristisches Mineral für Idrija sein; in den jungpaläozoischen, skythischen und anisischen Schichten kommt er jedoch als Gangart überhaupt nicht vor. Dasselbe gilt für Fluorit. Daraus folgt, daß in einzelnen Schichten Zinnober vorzugsweise von denjenigen Gangarten begleitet wird, die im Nebengestein die wichtigste Komponente darstellen. Diese Feststellung erlaubt zwei Erklärungen: nach der einen hätten die hydrothermalen Lösungen während der Metasomatose und der Vererzung die Nebengesteinskomponenten ausgelaugt und gleich wieder ausgeschieden, nach der anderen könnte es sich um eine spätere Mobilisation (lateral-sekretionäre Vorgänge) von Nebengesteinsbestandteilen, und natürlich auch von Zinnober handeln. Mit Erzlösungen wurde sehr wahrscheinlich nur wenig Kieselsäure zugeführt.

Die Einwirkung der Erzlösungen auf das Nebengestein ist im allgemeinen sehr gering. Sie äußert sich nur in schwacher Silifizierung der Karbonatgesteine, die stellenweise nachgewiesen wurde. Weiter soll betont werden, daß im mikroskopischen Bilde keine Sprossung von Calcitkörnern in Kalksteinen erkennbar ist. Diese Gesteine sind also überhaupt nicht rekristallisiert. Daraus kann man auf eine Teilnahme der relativ tieftemperaturierten hydrothermalen Lösungen schließen. Leider verfügen wir mit keinen genaueren Angaben über die Bildungstemperatur der Erzminerale in Idrija. Aus den neuesten Forschungsergebnissen der amerikanischen (Tunnell, 1970) und sowjetischen Forscher (Fedorčuk und

andere, 1963; Merlić, 1963) betreffs der Bildungstemperatur von Zinnober und Metacinnabarit kann man jedoch den Schluß ziehen, Idrija habe sich sehr wahrscheinlich in einem Temperaturintervall von 100° bis 200° C gebildet.

Hydrothermale Lösungen folgten den mitteltriassischen Verwerfungen und Klüften, die als Aufstiegswege dienten. Berücksichtigt man die ursprüngliche Schichtfolge, dann läßt sich nachweisen, daß diese zuerst die karbonischen Schiefer mit Sandsteinlinsen erreicht haben. In diesen Schichten ist diagenetischer Pyrit eine relativ häufige Komponente. Er bildet entweder kleine idiomorphe Kristalle und sogenannte »vererzte Bakterien« oder Knollen, wo er oft Pseudomorphosen nach den Pflanzenresten bildet. Während der Quecksilbervererzung kam es bei günstigen physikalisch-chemischen Verhältnissen zur Kristallisierung des Zinnobers. Er tritt in feinen Imprägnationen auf, die oft parallel mit der Schichtung liegen, sowie in Äderchen zusammen mit Quarz. Es kam auch zu einer Verdrängung des Pyrits durch Zinnober. Sulfidische Knollen wurden sogar gefunden, die mehr Zinnober als Pyrit führen. Als nächsthäufiges Mineral ist das gediegene Quecksilber anzusehen; hie und da ist der Schiefer mit winzigen Quecksilberkugeln stark imprägniert.

Im mittelpermischen Gröden Sandstein befindet sich Zinnober vor allem in tektonisch durchbewegten Teilen, wo er in Rissen und Poren kristallisierte. Im reicheren Erze hat er auch den Zement verdrängt, welcher mehr karbonatischen Anteil aufweist als die oben erwähnte Varietät. Außerdem wird unter dem Mikroskop intensive Korrosion der Quarzkörner beobachtet, was eine relativ größere Aktivität der Erzlösungen in tieferen Teilen der Lagerstätte zuzumuten gestattet. Vererzter Aleurolith führt auch Zinnoberidioblasten. Es handelt sich keineswegs um Pseudomorphosen nach Calcit, der zwar sonst in diesem Gestein auch vorkommt, jedoch in viel kleineren Körnern und nie idiomorph.

Für den schwarzen bituminösen oberpermischen Dolomit ist ein großer Vererzungskoeffizient kennzeichnend. Die Ursache für die intensive Vererzung soll zuerst in einer stärkeren tektonischen Zerrütterung des Gesteines gesucht werden. Sehr wahrscheinlich wirkte außerdem die feinverteilte organische Substanz als Katalysator. In den Rissen und Klüften kristallisierten als Frühausscheidungen Dolomit und Calcit, ihnen folgten stellenweise Quarz und zuletzt Zinnober, welcher ältere Gangminerale und das Nebengestein verdrängte. Für das reiche Erz ist die Breccientextur, für das arme hingegen die Netztextur und Imprägnationstextur charakteristisch.

Der darüberliegende unterskythische Dolomit war sehr wahrscheinlich so tektonisch beansprucht wie der oberpermische, trotzdem ist sein Vererzungskoeffizient kleiner. Daß kann man durch die Anwesenheit von klastischen Komponenten, vor allem von Quarz und Tonmineralien erklären, welche die Metasomatose verhinderten. Die Schichten des sandigen Dolomits bildeten sogar Barrieren. Bemerkenswert ist die Tatsache, daß sich die subvertikalen plattenförmigen Erzkörper stets an der NE Seite der sandigen Dolomitschichten befinden, also unter den Schichten, welche offensichtlich während der Vererzung als Aufstauhazone für die Erz-

lösungen wirkten. Die Nebengesteinsveränderungen äußern sich durch schwache Silifizierung; der hydrothermale Quarz, in Form von winzigen Xeno- und Idioblasten, erscheint im Erz höchstens mit 15 %.

Mit scharfer Grenze folgt eine heterogene Serie, die aus Schiefer und Aleurolith besteht, in welcher konkordant eingelagerte Linsen des Oolithkalksteines vorkommen. Die petrographische Zusammensetzung des Schiefers und Aleurolithes erlaubte keine metasomatischen Verdrängungen, weswegen Zinnober nur als Ausfüllung von Rissen und Klüften vorkommt. Intensive metasomatische Prozesse haben sich hingegen in den Linsen des Oolithkalksteines entwickelt, was zur Bildung des reichen Erzes führte. An mehreren Stellen ist sogar das Stahlerz mit wenigstens 70 % Hg entstanden. Bei der Metasomatose sind oft auch Zinnoberidioblasten gebildet worden, die Einschlüsse von Karbonaten und Quarz aufweisen. Das reiche Erz enthält in Klüften und Rissen feine Tropfen von gediegem Quecksilber; in einigen Erzkörpern tritt auch Metacinnabarit auf.

In der Schichtfolge beobachten wir nacheinander oberskythischen Dolomit, oberskythischen mergeligen Kalkstein und anisichen Dolomit. In den Dolomiten herrschten während der Vererzung gleich günstige Bedingungen; beide haben nämlich einen ziemlich hohen Vererzungskoeffizient. Der mergelige Kalkstein enthält jedoch nur unbauwürdige Imprägnationen von HgS.

Zu der Zeit der mitteltriassischen tektonischen Bewegungen verhielt sich der oberskythische Dolomit spröde, und bildete Feinklüfte und Klüfte, die mit Zinnober ausgefüllt wurden. Das Erz hat gewöhnlich eine Breccientextur. Längst der Klüfte wurde Dolomit stark durch Zinnober verdrängt; im Quecksilbersulfid »schwimmen« korrodierte Dolomitmörner. Dann folgt eine Zone, in welcher der Zinnober Intergranularfilme bildet; abschließend sind nur noch sehr feine Zinnoberimprägnationen an den Grenzen einzelner Dolomitmörner zu finden. Einige Erzkörper führen auch Metacinnabarit. Zusammen mit Zinnober bildet er kleine halbkugelige und nierenartige Aggregate, die oft einen schaligen Aufbau aufweisen. Im Kern befindet sich gewöhnlich Metacinnabarit, dann folgen abwechselnd einige Schalen aus Zinnober und Metacinnabarit. Die äußere Schale gehört in der Regel dem Metacinnabarit. Beide Sulfide sind am wahrscheinlichsten hypogen. Hier und da kann man auch gediegenes Quecksilber feststellen. Als mineralogische Seltenheiten sollen ferner noch hydrothermaler Pyrit und Baryt erwähnt werden.

Im anisichen Dolomit überwiegt ärmeres Erz mit Netz- und Imprägnationstextur. Karbonatgangarten und Zinnober füllen feine Risse und Klüftchen, sowie auch Poren aus. Mikroskopisch wurde festgestellt, daß die Karbonate im Kontakt mit Zinnober öfters überhaupt keine Korrosion aufweisen, woraus man eine Kristallisation von Zinnober aus kälteren, wenig reaktionsfähigen Erzlösungen vermuten kann.

Die darauffolgenden Ladin-Schichten beginnen mit basalem langobardischen Sandstein. In diesem Gesteine bildet Kaolinit häufig den Hauptgemengteil. Nebenbei treten sowohl andere klastische, wie auch pyroklastische Komponenten auf. Kleine Erzkörper haben eine unregelmäßige oder linsenartige Form. Zinnober befindet sich fast ausnahmslos in den

veränderten Plagioklasen und Tuffkörnern. Allem Anschein nach wurde vererzter Tuff oder vererzter Vulkanit mechanisch desintegriert. Zinnober-führende Plagioklase und lithoide Körner sedimentierten zusammen mit tauben detritischen und pyroklastischen Komponenten. Seltene Zinnober-imprägnationen, die im Zement vorkommen, sind sehr wahrscheinlich während der späteren Mobilisation entstanden. Dieser Prozeß hat auch zur Bildung der Kaolinitäderchen geführt. Plagioklase und Tuffkörner, die im basalen Sandstein vorkommen, sind als erster Beweis der mittelt-riassischen vulkanischen Tätigkeit in diesem Raum anzusehen.

Hydrothermale Lösungen haben zwar mit dem basalen Sandstein sehr wahrscheinlich überhaupt nicht reagiert, mußten aber entlang der Verwerfungen und Klüften in das hangende Konglomerat eingedrungen sein. Dieses Gestein besteht hauptsächlich aus Geröllen von anisischem und oberskythischem Dolomit, sowie aus karbonatischem Bindemittel. Das Konglomerat war von zahlreichen Klüften und Rissen durchgesetzt, welche manchmal die gesamte Mächtigkeit erfaßt haben. Nachfolgende Erzlösungen konnten leichter zirkulieren und deswegen hat das Konglomerat einen höheren Vererzungskoeffizient. Eine ganz besondere Bedeutung wird den reich vererzten Geröllen aus oberskythischen Dolomit beigemessen, die in fast taubem Konglomerat gefunden wurden. Nach der Art und Weise der Vererzung und nach ihrer Lage im Konglomerat könnte man entnehmen, daß bereits vererzte Dolomitgerölle sedimentierten. Wenn diese Vermutung stimmt, dann müssen wir eine Vererzungsphase vor der Konglomeratbildung anerkennen.

Mit scharfer Grenze liegen über dem Konglomerat Skoncaschichten, die den größten Vererzungskoeffizient aufweisen. Diese Schichten bestehen aus schwarzem bituminösen Tonschiefer, welcher öfters zahlreiche Radiolarien enthält, so daß es sich manchmal um einen Übergang zum Radiolarit handelt, und aus bituminösem Sandstein, der auch pyroklastische Komponenten führt. Allem Anschein nach wurden die Skoncaschichten syngenetisch vererzt. Die Zufuhr der Erzlösungen erfolgte durch starke, am Meeresboden austretende Thermalquellen. Nach epigenetischer Deutung müßten die Zufuhrspalten wenigstens gelegentlich erhalten geblieben sein. Bei syngenetisch-sedimentärer Deutung werden die Zufuhrkanäle jedoch im weichen Schlamm des Meeresbodens zugedrückt. In Skoncaschichten konnte man sie tatsächlich nirgends nachweisen.

Die chemische Zusammensetzung der Erzthermen war nicht immer die gleiche. Einige brachten in nennenswerten Mengen nur das Quecksilber, sehr wahrscheinlich in Form von Komplexion HgS_2^{2-} . Veränderte physikalisch-chemische Verhältnisse führten zur Bildung hochdisperser Lösungen, die zinnoberreiche kolloidale Ausfällungen gefördert haben, welche oft zusammen mit Sapropel sedimentierten. Auf diese Weise sind konkordante Stahlerzlagen und Linsen entstanden. Reiche Stahlerzarten bestehen vorwiegend nur aus feinkörnigem rekristallisierten Zinnober, der unter dem Mikroskop kolloidale Strukturen aufweist. Ärmere Arten führen nebst Sapropelit sehr feinkörnigen Zinnober, klastische Komponenten, »vererzte Bakterien« und Reste von Lebewesen.

Andere Thermen haben außer dem Komplexion HgS_2^{2-} auch beträchtliche Mengen von Kieselsäure mitgebracht. Hochdisperse Zinnober- und Opalniederschläge sedimentierten auf dem Meeresboden; Opal wandelte sich später in Chalcedon um. Auf diese Weise hat sich Hg-SiO_2 -reiches Erzsediment gebildet, das auch vererzte Radiolarien, sowie klastische und pyroklastische Komponenten enthielt. Es wird vermutet, daß eine gleichzeitige tektonisch-vulkanische Aktivität Erdbebenunruhe verursachte und trübe Strömungen (turbidity currents) auslöste, die halbkonsolidiertes Erzsediment mechanisch desintegriert haben. Die Erzkörner wurden auf kleinere und größere Distanzen transportiert. Nach ihrer Konzentration und Verteilung im bituminösen Tonschiefer oder bituminösen Radiolarit unterscheidet man mehrere Erzabarten.

Konkordante Erzlagen und Erzlinsen mit zahlreichen Erzkörnern, die sich öfters berühren, wurden wegen der roten Farbe Ziegelerz benannt. Unter dem Mikroskop sind gewöhnlich 50 Mikronen bis 1 Millimeter große Chalcedonkörner erkennbar, die Zinnoberimprägnationen in Größen von der Grenze der Auflöslichkeit bis zu 30 Mikronen aufweisen. Es ist zu betonen, daß die Quarz- und Plagioklaskörner überhaupt keine Zinnoberimprägnationen führen.

Eine sehr häufige Erzart kommt als Lebererz vor. Es handelt sich um bituminösen Tonschiefer oder bituminösen Radiolarit mit mehr oder weniger gleichmäßig verteilten Erzkörnern. Während der tektonischen Bewegungen entstandene glänzende Rutschflächen sind mit Bitumen und Zinnober überzogen, weshalb sie eine leberartige Färbung haben.

Wenn sich die Erzkörnerkonzentration von Lage zu Lage ändert, dann zeigen einzelne Lagen verschiedene graurötliche Abtönungen. Taube Lagen sind dagegen grau oder schwarz. Verschiedene Färbung verursachte gebänderte Textur, weswegen diese Erzart Bändererz genannt wird. Hier und da kann man in einzelnen Erzlagen Seigerungsschichtung (graded bedding) und Schrägschichtung (cross bedding) beobachten.

In den jüngsten langobardischen Schichten, die aus Tuffit, Tuff und Radiolarit bestehen, befindet sich das Zinnobererz in zwei konkordanten Horizonten. Der untere Horizont, dessen Mächtigkeit bis 1,5 m beträgt, liegt unmittelbar auf den Skoncaschichten; er ist aus reichem Bändererz aufgebaut. Erzlagen zeigen sehr oft Seigerungsschichtung, manchmal auch Schweredeformationen, die ihrer Form wegen als »flammende« Texturen bezeichnet werden können. Ungefähr 1 m höher befindet sich der zweite Erzhorizont, der eine Mächtigkeit von 0,5 m erreicht und aus ärmerem Bändererz zusammengesetzt ist. In beiden Erzhorizonten befindet sich Zinnober fast ausschließlich in Chalcedonkörnern und in Radiolarien. In einigen Lagen sind vererzte Radiolarien sogar häufiger als Chalcedon-Zinnoberkörner. Eine stärkere Vergrößerung zeigt öfters, daß Zinnoberimprägnationen genau die Struktur der Radiolarien folgen. Es sei nicht unerwähnt, daß auch in diesem Erz die Plagioklas- und Quarzkörner frei von Zinnoberimprägnationen sind, obwohl diese Körner manchmal vom vererzten Chalcedon umgeben sind.

Während der lateralsekretionären Prozesse waren in den Tuffiten Zinnober und Kieselsäure, in den Skoncaschichten aber auch organische Verbindungen in den Rissen und Klüften abgelagert.

Schließlich sollte bemerkt werden, daß Zinnoberimprägnationen und Äderchen auch in Cordevolschichten vorkommen, jedoch sehr untergeordnet und nie in abbauwürdigen Mengen. Am wahrscheinlichsten sind sie während der späteren Mobilisationsprozesse entstanden.

Zusammenfassend läßt sich über die Vererzung der Lagerstätte Idrija folgendes sagen:

Das einzige bedeutende Quecksilbermineral ist Zinnober. Er hat sich in zwei Vererzungsphasen gebildet. Die erste koinzidierte mit dem Beginn der mitteltriassischen vulkanischen Tätigkeit. Die Vererzung erfaßte karbonische, permische, skythische und anisische Schichten. In dieser Phase wurden auch langobardische Tuffe (Vulkanite?) vererzt, die nachher mechanisch desintegriert wurden, was zur Bildung von syngenetischen Erzkörpern in basalem langobardischen Sandstein geführt hat. In der zweiten Phase ergossen sich Erzlösungen auch als Thermen in das Meer, wobei syndementäre Erzkörper in Skoncaschichten und Tuffiten entstanden.

Literatur

Berce, B. 1958, Geologija živorebrnega rudišča Idrija. Geologija 4. Ljubljana.

Di Colbertaldo D. — Slavik, S. 1961, Il giacimento cinabifero di Idria in Jugoslavia. Rendiconti Soc. Min. Ital. 17. Pavia.

Fedorčuk, V. P., Kostyjeva-Labuncova, E. E. in Maslova, I. N. 1963, K voprosu o genezise o rtutno-sur'mjanyh mestoroždenij. AN SSSR. Geologija rudnih mestoroždenij. Tom V, no. 2. Moskva.

Gröger, Fr. 1876, Zum Vorkommen des Quecksilbererzes. Verh. Geol. R. A. Wien.

Kossmat, F. 1899, Über die geologischen Verhältnisse des Bergbaugebietes von Idria. Jb. Geol. R. A. Wien.

Kossmat, F. 1911, Geologie des idrianer Quecksilberbergbaues. Jb. Geol. R. A. Wien.

Kropač, J. 1912, Die Lagerstättenverhältnisse des Bergbaugebietes Idrija. Wien.

Lipold, M. V. 1874, Erläuterungen zur geologischen Karte der Umgebung von Idrija in Krain. Jb. Geol. R. A. Wien.

Meier, R. 1868, Über den Quecksilberbergbau zu Idria. Verh. Geol. R. A. Wien.

Merlič, B. V. 1963, O genezise metacinabarita iz Zakarpat'ja. AN SSSR. Geologija rudnih mestoroždenij. Tom V, no. 5. Moskva.

Mlakar, I. 1964, Vloga postrudne tektonike pri iskanju novih orudenih con na območju Idrije. Rudarsko-metalurški zbornik. Ljubljana.

Mlakar, I. 1967, Primerjava spodnje in zgornje zgradbe idrijskega rudišča. Geologija 10. Ljubljana.

Mlakar, I. 1969, Krovna zgradba idrijsko žirovskega ozemlja. Geologija 12. Ljubljana.

Mlakar, I., Drovenik, M. 1971, Strukturne in genetske posebnosti idrijskega rudišča. Geologija 14. Ljubljana.

Nikitin, V. V. 1934, Nauk o nahajališčih koristnih izkopenin. Ljubljana.

Schrauf, A. 1891, Ueber Metacinnabarit von Idria und dessen Paragenesis. Jb. Geol. R. A. Wien.

Schneiderhöhn, H. 1941, Lehrbuch der Erzlagerstättenkunde. Jena.

Tunell, G. M. 1970, Mercury. Handbook of Geochemistry, II-2. Berlin.

Geological Structure and Mineralization of the Idrija Ore Deposit

Ivan Mlakar, and Matija Drovenik

SUMMARY

The geological cross section of the Idrija ore deposit is characterized by a sequence of carbonate and clastic sediments ranging from Upper Paleozoic to Eocene, with a thickness of 5500 meters. In the Middle Triassic intense tectonic activity with radial displacement of blocks took place. The tectonic movements were accompanied by volcanic activity, which has produced diabase, keratophyre, porphyrite and correspondent pyroclastic rocks, as results of the initial geosynclinal volcanism.

The most important tectonic processes took place during Lower Tertiary. A nappe structure of four nappes was formed due to tangential forces from the north or northeast, representing the final stage of deformation of a large recumbent fold. The thrust distances range 25 to 30 km. The autochthonous and allochthonous beds were cut, probably in Pliocene, by a fault system of Dinaric direction. Along this faults right horizontal displacements up to 2,5 km occurred.

The Idrija ore deposit is situated in the third nappe, called Idrija nappe. On the top and on the bottom it is confined by thrust planes, and on the NE and SW it is cut off by young Dinaric faults. The lower part of the deposit consists of the Paleozoic and Lower Triassic beds in inverse or subvertical position. In the upper part mainly Anisian and Langobardian beds are found. The sediments of the lower and the upper part of the deposit are divided by a subhorizontal fault which originated by a rotation of a Middle Triassic subvertical fault.

Systematic mapping of the underground working and the related microscopic examinations performed in recent years have confirmed the Triassic age of the ore deposit. It was even ascertained that the mineralization took place during the Ladinian stage. The mineralogical composition of the ore is very simple. The main ore mineral in cinnabar, associated with less abundant pyrite, and in some ore bodies with native mercury. Metacinnabar, marcasite, sphalerite and orpiment are present only sporadically. The common gangue minerals are dolomite, calcite, quartz, and chalcedony.

Ore bodies occur in all horizons from Upper Paleozoic to the upper part of Middle Triassic. In the Upper Paleozoic, Scythian, and Anisian beds the ore bodies were formed by epigenetic processes. The ore bodies are connected mainly with contacts between lithostratigraphic units and the Middle Triassic tectonic-erosional unconformity, appearing primarily at the intersections of the Middle Triassic fault and fissures with the impounding structures.

For the Langobardian beds, especially for the Skonca horizon and the overlying beds of tuffite, tuff, and radiolarite, the syngenetic mineralization is significant.

DISCUSSION

Petrascheck: Ist in Idria eine Mobilisierung des Zinnobers über die diagenetische, innerhalb des Ladins gezeigte bekannt, — etwa während der tertiären Orogenese?

Drovenik: Zinnober wurde sehr wahrscheinlich zur Zeit, als die Lagerstätte mit mehreren tausend Meter dicken Schichten von jüngeren Sedimenten bedeckt war, mobilisiert. Während der tertiären Orogenese sollte aber nur zu lateral-sekrationären Vorgängen gekommen sein.

Uytenbogaardt: Ein Vergleich wird gemacht mit den vulkanischen Ablagerungen and der Ost-Küste der Nordinsel von Neuseeland. Die Tuffe mit Chalcodon (ganz rot gefärbt) und Zinnober sind sehr ähnlich dem, was jetzt gezeigt wurde (Die Zinnober-Chalcodon-Gesteine werden als Schmucksteine von den Maori geschliffen und benützt).

A. Maucher: Die schönen Untersuchungsergebnisse an dem interessanten Vorkommen von Idria, die uns eben vorgetragen worden sind, zeigen wieder einmal sehr deutlich, daß man mit der Anwendung der Begriffe »syngenetisch« bzw. »epigenetisch« sehr vorsichtig sein muß. Sehr viele Lagerstätten verdanken die Stoffkonzentrationen nicht einem einzigen, sondern mehreren, oft zeitlich getrennten Vorgängen, wobei Teile der Erze epigenetisch, Teile syngenetisch zum Absatz kamen. Eine Metallzufuhr, die durch Hydrothermen in einen unverfestigten marinen Schlamm gelangt, innerhalb des Schlamms zum Absatz kommt und mit ihm diagenetisch zum Gestein verfestigt wird, könnte im Hinblick auf die hydrothermale *Stoffzufuhr* als epigenetisch bezeichnet werden, ist aber im Hinblick auf die *Stoffkonzentration* und die Bildung der Erzminerale innerhalb des Begleitgesteins syngenetisch. Entscheidend ist nicht die Art der Zufuhr, sondern die Frage, ob der Stoffabsatz gleichartig und gleichzeitig mit der Bildung des Begleitgesteins erfolgt ist. Da die Begriffe epigenetisch und syngenetisch leider sehr unpräzise und mißverständlich gebraucht werden, sollten wir sie bei den Diskussionen möglichst vermeiden.

Ich habe folgende Fragen:

1. Zu den skythischen Geröllen: Liegen im Skyth bereits Gerölle vor aus älteren vererzten Schichten oder handelt es sich um jüngere triassische Konglomerate, die erzführende Gerölle aus dem Skyth enthalten?

2. In den Zinnobererzen von Almaden kann man sehr gut sehen, daß gemeinsam mit dem Zinnober klastische gerundete Quarzkörner sedimentiert worden sind. Diese Quarzkörner wachsen bei der diagenetischen Verfestigung und schließen dabei Zinnober auf den Grenzflächen zwischen dem ehemaligen klastischen Korn und dem diagenetischen Quarz ein. Gibt es solche Erscheinungen auch in Idria? Wenn ja, in welchem Erztyp?

3. In den Zinnobererzen von Almaden gibt es Lagen von Gelpyrit, die zum Teil diagenetisch umkristallisiert sind und ebenfalls Zinnober-einschlüsse enthalten. Spätere kataklastische Risse im Pyrit werden wieder von Zinnober verheilt. Man kann also sehen, daß Zinnober teils mechanisch, teils durch Lösungstransport in die kataklastischen Pyritsprünge eingewandert ist. Hier ist also primär »syngenetischer« Zinnober im Zen-

timeterbereich umgelagert und liegt nunmehr »epigenetisch« in den kataklastischen Pyriten. Trotzdem würde ich hier nicht von einer epigenetischen Lagerstättenbildung sprechen. Gibt es ähnliche Erscheinungen an Pyrit auch in Idria?

Drovenik: Ad. 1. Vererzte Gerölle aus oberskythischen Dolomit wurden im langobardischen Konglomerat gefunden. Wir vermuten, daß zur Zeit der ersten Vererzungsphase oberskythischer Dolomit vererzt war, nachher zum Teil erodiert und die Gerölle des vererzten Dolomites sind ins Konglomerat eingelangt.

Ad. 2. An die zweite Frage muß ich antworten, daß bis jetzt in langobardischen Schichten, wo die syngenetische Hg-Vererzung vorkommt, keine Quarzkörner mit Zinnober auf den Grenzflächen zwischen dem ehemaligen klastischen Korn und dem authigenen Saum gefunden wurden. Diagenetisches Wachstum des Quarzes wurde in diesen Schichten überhaupt nicht nachgewiesen.

Ad. 3. Jawohl, in den Skoncaschichten haben wir im Banderz hie und da kataklastische Pyrite mit Zinnober in den Rissen gefunden. Wir meinen wohl, daß es sich um epigenetische Umlagerung des HgS handelt.

Klemm: Die geringe Mobilisation des HgS während der alpinen Gebirgsbildung zeigt das niedrige Ausmaß an mobilen Thermallösungen während dieser geologischen Epoche.

Drovenik: Einverstanden, wir müssen uns wohl vorstellen, daß die Lagerstätte Idrija in den wenig durchlässigen karbonischen Schichten eingewickelt war.

Klemm: Die FeS₂-Strukturen in der Abbildung mit den Pyriten weisen höchstens auf sehr geringe Transporte und vor allem auf eine spätere *in situ* Kataklyse hin.

Drovenik: Pyrit mit eigenartigen dünnen Lamellen wurde nur in Skoncaschichten gefunden. Es handelt sich eigentlich um Pyritfragmente mit scharfen Kanten und Ecken, was an für sich für eine *in situ* Kataklyse oder für einen geringen Transport der Fragmente spricht. Da aber in Pyritlagen gelegentlich »graded bedding« beobachtet wurde, meinen wir, daß bereits Pyritfragmente sedimentierten.

Socolescu: Frage nach dem Dach der Lagerstätte. Welche Sedimente nehmen Teil daran und wie wurde es gebildet?

Mlakar: Die heutige Decke der Lagerstätte, aus Karbonschiefern bestehend, stellt eigentlich die einstige subvertikale Wand des mitteltriasischen tektonischen Grabens dar. Sie wurde erst im Alttertiär in die subhorizontale Lage umgedreht. Zur Zeit der Vererzung waren die obersten Teile der Lagerstätte durch Skoncaschichten und langobardische Tuffen und Tuffiten vertreten. Auf diese syngenetisch vererzte Sedimente haben sich karbonatische cordevole Schichten abgelagert.

Zuffardi: Many ore shoots of HgS in Monte Amiata district are thought to have been generated by supergene reconcentration in karstic conditions. Is there any evidence of similar phenomena in the Idrija region?

Mlakar: By the exploration till now no ore bodies originated in karstic conditions have been found, although there are possibilities for such ore concentrations.