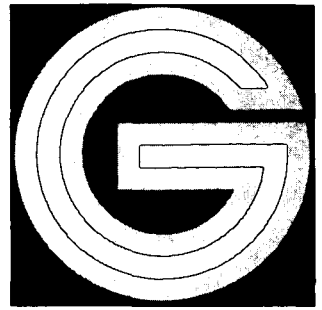


BAND 15

Gedruckt mit Unterstützung
des Fonds zur Förderung
der wissenschaftlichen Forschung



ISSN 0253 – 097X
ISBN 3-912-300312-86-9

ZHENG Minghua, LIU Jianming
Oskar SCHULZ, Franz VAVTAR

SCHICHTGEBUNDENE GOLDLAGERSTÄTTEN IN KAMBRISCHEN UND TRIASSISCHEN GESTEINEN IN NW-SICHUAN (CHINA)

Mit 183 Abbildungen und 35 Tabellen

ARCHIV FÜR LAGERSTÄTTENFORSCHUNG DER GEOLOGISCHEN BUNDESANSTALT

WIEN 1993

Vormals Archiv für Lagerstättenforschung in den Ostalpen, begründet von O. M. Friedrich
Eigentümer, Herausgeber und Verleger: Geologische Bundesanstalt, 1030 Wien Rasumofskygasse 23

Alle Rechte für In- und Ausland vorbehalten.
Medieninhaber, Herausgeber und Verleger: Geologische Bundesanstalt, A-1031 Wien, Rasumofskygasse 23.
Für die Redaktion verantwortlich: Dr. Albert Daurer.

Layout: Dr. Albert Daurer.

Verlagsort: Wien.

Herstellungsort: Horn, N.Ö.

Ziel des „Archivs für Lagerstättenforschung der Geologischen Bundesanstalt“ ist die Verbreitung wissenschaftlicher Ergebnisse.

Satz: Geologische Bundesanstalt, nach Konvertierung der auf Datenträger gelieferten Texte.

Druck: Ferdinand Berger & Söhne Ges. m. b. H., 3580 Horn

Schichtgebundene Goldlagerstätten in kambrischen und triassischen Gesteinen in NW-Sichuan (China)			ZHENG Minghua, LIU Jianming (Chengdu) SCHULZ Oskar, VAVTAR Franz (Innsbruck)	
G	Arch. f. Lagerst.forsch. Geol. B.-A.	ISSN 0253-097X ISBN 3-912-300312-86-9	Band 15	S. 1–152 Wien, Mai 1993

Inhalt

Zusammenfassung	5
Abstract	5
Résumé	6
Chinesische Zusammenfassung	7
Russische Zusammenfassung	8
1. Problemstellung	10
2. Einleitung	10
3. Produktion mineralischer Rohstoffe in der V.R. China	10
4. Geographische Lage der Arbeitsgebiete	11
5. Regionalgeologischer Rahmen	12
5.1. Großtektonische Entwicklung in Südwestchina	12
5.2. Das Aha-Massiv sowie seine peripheren Strukturzonen	13
5.3. Regionalgeologische Rahmenbedingungen der Au-höflichen Gebiete	14
6. Goldlagerstätten in mittel-ober-triassischen Gesteinen des Ostgebietes	15
6.1. Geologischer Überblick	15
6.2. Lithostratigraphie der Mittel- und Obertrias	17
6.3. Au-Gehalte und -Verteilung in triassischen sowie mittel- und jungpaläozoischen Sedimentgesteinen	19
6.4. Fazies, Milieu und Entwicklungsraum mittel-ober-triassischer Sedimentgesteine	20
6.4.1. Sedimentgefüge	20
6.4.2. Haupt- und Spurenelemente	21
6.5. Au-Lagerstätte Dongbeizhai	24
6.5.1. Geologisch-tektonischer Überblick	24
6.5.2. Petrographie der Nebengesteine	29
6.5.2.1. Kohle i.w.S., einschließlich grafitische Substanzen	32
6.5.3. Das tektonische (s-, B-, Kluft-) Gefüge	36
6.5.4. Die Erzkörper	38
6.5.4.1. Aufschlußbefund	38
6.5.4.2. Mikroskopische Befunde	40
6.5.4.2.1. Mineralbestand der Erzkörper	42
6.5.4.2.2. Mikrogefüge	53
6.5.4.3. Geochemische Daten einiger Erzminerale	58
6.5.5. Praktische Erkenntnisse für den Bergbau	58
6.6. Au-Lagerstätte Qiaoqiaoshang	59
6.6.1. Geologisch-tektonischer Überblick	59
6.6.2. Petrographie der Nebengesteine	59
6.6.3. Das tektonische (s-, B-, Kluft-) Gefüge	62
6.6.4. Die Erzkörper	63
6.6.4.1. Aufschlußbefund	63
6.6.4.2. Mikroskopische Befunde	64
6.6.4.2.1. Mikrogefüge	64
6.6.4.2.2. Mineralbestand der Erzkörper	65
6.6.4.3. Geochemische Daten einiger Erzminerale	70
6.6.5. Praktische Erkenntnisse für den Bergbau	70
6.7. Au-Lagerstätte Zheboshan	71
6.7.1. Geologisch-tektonischer Überblick	71
6.7.2. Petrographie der Nebengesteine	72
6.7.3. Das tektonische (s-, B-, Kluft-) Gefüge	73
6.7.4. Die Erzkörper	74
6.7.4.1. Aufschlußbefund	74
6.7.4.2. Mikroskopische Befunde	74
6.7.4.3. Geochemische Daten einiger Erzminerale	79
6.7.5. Praktische Erkenntnisse für den Bergbau	79
6.8. Au-Lagerstätte Manaoke	79
6.8.1. Geologisch-tektonischer Überblick	79
6.8.2. Petrographie der Nebengesteine	81

6. 8.3. Die Erzkörper	81
6.8.3.1. Aufschlußbefund	81
6.8.3.2. Mikroskopische Befunde	83
6.8.3.3. Geochemische Daten einiger Erzminerale	86
6. 8.4. Praktische Erkenntnisse für den Bergbau	86
6. 9. Weitere Goldvorkommen in triassischen Sedimenten	86
6. 9.1. Au-Vorkommen Tuanjie	87
6.10. Geochemie der Erze und Nebengesteine triassischer Lagerstätten	89
6.10.1. Haupt- und Spurenelemente	89
6.10.1.1. SEE-Verteilung	90
6.10.2. Isotopenuntersuchungen	97
6.10.2.1. Schwefelisotope ($\delta^{34}\text{S}$)	97
6.10.2.2. C-, O- und H-Isotope ($\delta^{13}\text{C}$, $\delta^{18}\text{O}$, δD)	98
6.10.2.3. Pb-Isotope	100
6.10.3. Flüssigkeitseinschlüsse	103
6.11. Diskussion der Genese von Au-Lagerstätten in Triasgesteinen	104
7. Au-Lagerstätten in kambrischen Kieselsteinen des Nordgebietes	107
7.1. Geologischer Rahmen	107
7.2. Lithostratigraphie, Petrographie	109
7.3. Haupt- und Spurenelemente kambrischer Kieselgesteine	112
7.4. Au-Lagerstätten Laerma (Provinz Gansu) und Qiongmö (Provinz Sichuan)	120
7.4.1. Geologisch-tektonischer Überblick	120
7.4.2. Petrographie der Nebengesteine	120
7.4.3. Das tektonische (s-, B-, Kluft-) Gefüge	123
7.4.4. Die Erzkörper	124
7.4.4.1. Aufschlußbefund	124
7.4.4.2. Mikroskopische Befunde	124
7.4.4.2.1. Mineralbestand der Erzkörper und geochemische Daten	124
7.4.4.2.2. Mikrogefüge	133
7.4.5. Praktische Erkenntnisse für den Bergbau	137
7.5. Au-Vorkommen Yaxiang	137
7.6. Andere kambrische Au-Vorkommen	138
7.7. Geochemische Untersuchungen des Erzes	139
7.7.1. Haupt- und Spurenelemente	139
7.7.1.1. SEE-Verteilung	140
7.7.2. Isotopenuntersuchungen	140
7.7.2.1. S-Isotope ($\delta^{34}\text{S}$)	140
7.7.2.2. O-, H-Isotope ($\delta^{18}\text{O}$, δD)	145
7.7.2.3. Pb-Isotope	145
7.7.3. Flüssigkeitseinschlüsse	145
7.8. Diskussion der Genese von Au-Lagerstätten in kambrischen Gesteinen	146
8. Schlußbetrachtung	148
Dank	149
Literatur	150

Anschriften der Verfasser:

Prof. ZHENG Minghua, Dr. LIU Jianming, Department for Mineral Resources, Chengdu College of Geology, RC-610059 Chengdu, P.R. China; Univ.-Prof. Dr. Oskar SCHULZ, Univ.-Doz. Dr. Franz VAVTAR, Institut für Mineralogie und Petrographie, Universität Innsbruck, Abt. Geochemie und Lagerstättenlehre, Innrain 52, A-6020 Innsbruck.

Schichtgebundene Goldlagerstätten in kambrischen und triassischen Sedimenten in NW-Sichuan (China)

Zusammenfassung

Schichtgebundene Goldanreicherungen spielen unter den zahlreichen, im vergangenen Jahrzehnt in der 3.500–4.000 m-Hochregion von NW-Sichuan entdeckten und derzeit in Aufschließung befindlichen Lagerstätten eine wichtige Rolle.

Viele davon liegen in einer mittel-ober-triassischen, als Turbidite gedeuteten feinklastischen, anchimetamorphen Abfolge von kalkigen, tonigen und kieseligen Quarzpsammiten bis Grauwacken, Mergel- und Tonschiefern. Es sind schichtige, quasischichtige, linsen- oder lagergangförmige Erzkörper. Regional sind tuffitische Zwischenschichten als Anzeichen eines submarinen Vulkanismus nachgewiesen.

Die Erzkörper sind besonders quarzreich, bis zu mehreren Metern mächtig und unterscheiden sich in ihrer stratigraphischen Lage sowie z.T. unterschiedlichen Mineralparagenesen. Die Gesamtparagenese umfaßt Pyrit, Markasit, Arsenkies, Realgar, Antimonit und Spuren von Kupferkies, Tetraedrit, Zinkblende, Bleiglanz, ged. Arsen, Magnetkies, Bournonit, Stibioenargit, Pb-Sb-Sulfosalze, Scheelit und vor allem das z.T. kräftig angereicherte, aber fast nur submikroskopisch enthaltene Gold. In einer der Lagerstätten sind als Besonderheit Platinmetalle bekannt geworden. Begleiter sind vor allem Quarz, daneben Calcit und Dolomit. Das Erzgefüge zeigt teilweise laminare Wechsellagerung von Erz- und Begleitmineralen mit Nebengesteinsanteilen, sehr häufig aber auch belteropore Kristallisation in einem Fugennetz einer tektonischen Deformationsbrekzie, in Mylonitzonen und lokalen Klüften, aber gebunden an den Schichtverband.

Über die Genese sind wir verschiedener Auffassung. Die chinesischen Forscher rechnen mit einer diffusen, synsedimentären Voranreicherung von Metallen in einer mächtigen Sedimentabfolge, stellen aber die lagerstättenbildende Erzanreicherung vorzüglich in Lagergängen epigenetisch in die Unterkreidezeit. Zusammenhänge mit synorogenen magmatischen Intrusionen werden vermutet in der Form, daß dadurch weiträumige thermische Mobilisationen durch zirkulierende meteorische und Formationswässer in Gang kamen und in der Folge eine Erzplatznahme in tektonisch verursachten, vor allem in schichtparallelen Kluftsystemen und Störungszonen stattfand.

Die österreichischen Mitarbeiter hingegen sehen in den Erzlagern auf Grund von stratiformen Erzrelikten eine hydrothermal-sedimentäre Erzanreicherung, welche diagenetische und metamorphe Veränderungen, wie lokale Entmischungen, Mobilisationen und schichtgebundene Stoffumlagerungen erlitten hat. Auf diese Weise werden die syn- bis postdeformativen Erzkristallite erklärt.

Andere neu entdeckte Au-Lagerstätten im Hochgebirgs-Grenzgebiet Sichuan/Gansu sind schichtgebunden in schwach metamorphen Fein-Quarziten, Sericit- und Grafit-schiefern des Kambriums enthalten. Die Erzparagenese besteht aus Pyrit, Markasit, Antimonit; daneben treten Tiemannit, Tennantit, Vaesit, Bravosit sowie in Spuren Zinkblende, Bleiglanz, Magnetkies, Enargit, Gersdorffit, Clausthalit, Aurostibit, Realgar, Auripigment, Zinnober, Schreyerit und das wirtschaftlich ausschlaggebende Gold auf. Bemerkenswert ist auch hier in einer Lagerstätte der außergewöhnliche Gehalt an Pt-Metallen. Begleiter sind vor allem Quarz und Baryt.

Auch in diesem Falle sind die genetischen Auffassungen unterschiedlich. Die chinesische Gruppe deutet auch diese Lagerstätten, analog denen in der Trias, als zunächst nur diffuse Voranreicherung von Metallen in der durch SiO_2 -Exhalationen entstandenen Quarzitabfolge. Die Lagerstättenbildung aber wird erst durch die vom unterkretazischen Andesit-Dazit-Magmatismus ausgelösten thermischen Mobilisationen, mit Transport hydatogener metallhaltiger Lösungen wegsamkeitsbedingt entlang von Störungszonen bis hin in die Erzlagergänge angenommen. Demnach sind die schichtgebundenen Au-Lagerstätten sowohl in den triassischen als auch in den kambrischen Gesteinen einem zeitlich einheitlichen epigenetischen Vererzungsvorgang zuzuordnen.

Von dieser Modellvorstellung distanzieren sich die österreichischen Forscher. Sie sehen in der Erzführung in kambrischen Quarziten ein Musterbeispiel für extrusiv-hydrothermale, synsedimentäre Metallanreicherung in stratiformen Erzlagern innerhalb der Quarzite und gemeinsame tektonische Verformungen von Erzkörpern und Nebengestein, mit metamorph ausgelösten Umkristallisationen und lokalen Stoffumsätzen.

Stratabound Gold Deposits in Cambrian and Triassic Rocks in NW Sichuan (China)

Abstract

Stratabound gold enrichments play an important part among the numerous deposits which were discovered in NW Sichuan in altitudes between 3,500 and 4,000 m during the last decade and which are being developed presently.

Many of these lie in a Middle–Upper Triassic fine-clastic, anchimetamorphic sequence of calcareous, argillaceous and siliceous quartz-psammites to graywackes, marly and clayey shales, which are interpreted as turbidites. They are bedded, quasi-bedded, lens- or sill-like ore bodies. Tuffitic interlayers as indications of submarine volcanism have been found regionally.

The ore bodies are particularly quartz-rich, they have a thickness of up to several metres and differ from one another in their stratigraphic positions as well as partly different mineral parageneses. The overall paragenesis comprises pyrite, markasite, arsenopyrite, realgar, antimonite, and traces of chalcopyrite, tetraedrite, sphalerite, galena, native arsenic, pyrrhotite, bournonite, stibioenargite, Pb-Sb-sulfosalts, scheelite, and above all gold, which is sometimes strongly enriched but contained almost exclusively in the submicroscopic domain. As an unusual feature platineous metals have become known in one of the deposits. Associated minerals are above all quartz, as well as calcite and dolomite. The ore fabric shows partly laminar alternate bedding of ore and associated minerals with wall rock portions, very frequently, however, also belteropore crystallisation in a joint network of a tectonic deformation breccia, in fractured zones and local joints but bound to the bedded system.

Regarding the genesis we hold different opinions. The Chinese scientists reckon with a diffuse, synsedimentary pre-enrichment of metals in a thick sedimentary sequence, but they date the deposit-forming ore enrichment, mainly in sills, epigenetically in the Lower

Cretaceous. They suspect connections with synorogenic magmatic intrusions in a way that these set off extensive thermal mobilisations through circulating meteoric and formation waters; and as a consequence an ore emplacement took place in tectonically caused, above all concordant, joint systems and fault zones.

Due to stratiform ore relics, the Austrian team, on the other hand, considers the ore beds to be a hydrothermal-sedimentary ore enrichment which underwent diagenetic and metamorphic changes, such as local exsolutions and stratabound mobilisations, thereby explaining the syn- to postdeformative ore crystallisations. Other newly discovered Au-deposits in the high-mountain border area between Sichuan and Gansu are contained stratabound in weakly metamorphic fine-quartzites and sericite and graphite shales of the Cambrian. The ore paragenesis consists of pyrite, markasite, antimonite; in addition we can find tiemannite, tennantite, vaesite, bravoite, as well as traces of sphalerite, galena, pyrrhotite, enargite, gersdorffite, clausthalite, aurostibite, realgar, orpiment, cinnabar, schreyerite, and the economically important gold. Here too, the extraordinary content of Pt-metals is remarkable in one deposit. Associated minerals are above all quartz and baryte.

Here too, the scientists differ in their opinions regarding the genesis. The Chinese group also interprets these deposits, like those in the Triassic, as an initially only diffuse pre-enrichment of metals in the quartzite sequence, which was caused by SiO_2 -exhalations. The deposits are supposed to have been formed only through thermal mobilisations, which were set off by the Lower Cretaceous andesite-dacite-magmatism, with the transport of hydrotogenic metalliferous solutions beltropically along fault zones as far as into the ore sills. Therefore the stratabound Au-deposits both in the Triassic and in the Cambrian rocks are to be assigned to the same epigenetic mineralisation process.

The Austrian scientists do not agree with this model. They consider the ore bodies in Cambrian quartzites a classic example of an extrusive-hydrothermal, synsedimentary metal enrichment in stratiform ore beds within the quartzites and joint tectonic deformations of ore bodies and wall rock with recrystallisations and local solution mobilisations set off metamorphically.

Gisements aurifères liés aux strates dans les roches du Cambrien et Trias en NW Sichuan (Chine)

Résumé

Des concentrations aurifères liées aux strates jouent un rôle très important parmi les nombreuses manifestations métalliques situées au NW Sichuan, à des altitudes entre 3500 et 4000 m, qui ont été découvertes pendant la dernière décennie et actuellement se trouvent en phase de développement.

Plusieurs gisements sont hébergés dans des séries d'âge triasique moyen à supérieur, clastiques fines, anchimétamorphiques, constituées de quartz-psammites et grauwackes calcaires, argileuses et siliceuses, shales marneux et argileux interprétés comme turbidites. Les corps minéralisés sont stratifiés, péneconcordants, ou en forme de lentilles ou sills. Des intercalations de tuffites indiquent un volcanisme sous-marin d'extension régionale.

Les concentrations aurifères sont particulièrement enrichies en quartz, se développant sur des épaisseurs de plusieurs mètres. Leur position stratigraphique est variable aussi bien que leur paragenèse, qui globalement comprend pyrite, marcasite, mispickel, realgar, stibine et traces de chalcopryrite, cuivre gris, blende, galène, arsenic natif, pyrrhotite, bourbonite, stibioenargite, sulfosels de Pb-Sb, scheelite et surtout or. L'or est parfois très enrichi mais exclusivement sous forme submicroscopique. Dans un des gisements on a aussi détecté des PGM. Les gangues sont quartz, calcite et dolomite. La minéralisation montre en partie une texture rythmique, en alternance avec des lits d'encaissant; très souvent, par contre, on observe une cristallisation «beltéropore» dans un réseau de joints d'une brèche tectonique de déformation, dans des zones de fracturation et dans des fissures locales, toujours en lien étroit avec le minerai stratiforme.

En ce qui concerne la genèse les opinions sont différentes. Les chercheurs chinois vont à la faveur d'une préconcentration métallique synsédimentaire dans l'épaisse séquence stratigraphique, avec un enrichissement épigénétique surtout «sill-like» daté au Crétacé inférieur. Ils envisagent une connexion avec des intrusions magmatiques synorogéniques ayant engendré des mobilisations thermales extensives par la circulation d'eaux météoriques et connées. La mise en place de la minéralisation se serait faite dans un système tectonique, surtout concordant, de joints et failles.

La présence de reliques de minéralisation stratiforme, par contre, suggère à l'équipe de chercheurs autrichiens une concentration métallique de type hydrothermal-sédimentaire affectée par des transformations diagénétiques et métamorphiques, matérialisées par des exsudats localisés et des mobilisations liées aux strates, ce qui expliquerait la cristallisation syn- à postcinématique de la minéralisation.

D'autres découvertes de gisements d'or, encore liés aux strates, dans la haute région montagneuse bordière entre Sichuan et Gansu se situent au sein de quartzites et shales à séricite-graphite du Cambrien. La paragenèse comprend pyrite, marcasite et stibine accompagnées par tiemannite, tennantite, vaesite, bravoite. Observables sont aussi des traces de blende, galène, pyrrhotite, enargite, gersdorffite, clausthalite, aurostibite, realgar, orpiment, cinabre, schreyerite, et or en quantités économiques. Ici aussi, dans un des gisements on a reconnu des platinoïdes extrêmement fréquents. Minéraux de gangue sont essentiellement quartz et barytine.

Les interprétations génétiques se partagent. Le groupe chinois considère ces dépôts étant à l'origine des protoconcentrations métallifères diffuses dans les quartzites, produites par des exhalaisons de silice. La concentration économique se serait encore une fois réalisée par l'intervention de solutions hydrotogènes tectoniquement contrôlées et mises en mouvement par l'action thermique du magmatisme andésitique-dacitique du Crétacé inférieur. Par conséquent, les gisements du Trias et du Cambrien seraient assignés au même processus métallogénique.

Les chercheurs autrichiens ne concordent pas avec ce modèle. Ils considèrent les minéralisations dans les quartzites cambriennes un exemple classique de concentration de type extrusif-hydrothermal, synsédimentaire, affectée avec l'encaissant par les mêmes phénomènes de recrystallisation et mobilisation métamorphique.

中国四川西北部寒武纪和三叠纪 地层中的层控金矿床

摘 要

近十年来在川西北高原发现的众多金矿床中，层控型金矿化占有非常重要的地位，目前大多已开始了揭露勘查工作。

区内的中上三叠统浊积岩系，作为重要的赋矿地层之一，主要由各种细粒碎屑岩，如杂砂岩、页岩以及钙质砂泥岩等构成，岩层均受轻微变质。区域上时见火山凝灰质夹层。金矿化以层状、似层状、透镜状以及脉状产出。

矿体赋存于中上三叠纪不同的组段之中，可达数米厚。矿物组合虽稍有差异，但均以富石英为特征。矿石中常见黄铁矿、雄黄、毒砂、白铁矿和辉锑矿。此外尚有少量黄铜矿、黝铜矿、闪锌矿、方铅矿、自然砷、磁黄铁矿、铅-锑的硫酸盐矿物、白钨矿以及呈次显微状的自然金。非金属脉石矿物以石英为主，次为方解石和白云石。矿石组构既见金属矿物、非金属脉石矿物与围岩组分之间相互交替构成层纹状构造，也见有产在构造角砾岩内、糜棱岩带内以及裂隙内，顺层或/和切层的脉状矿化。但均限于一定的地层层位内。

对其成因中奥双方略有不同的认识。中方研究人员认为，同沉积期在巨厚的浊积岩系中虽有造矿金属组分的局部初步富集，但真正形成工业矿化则是在沉积成岩以后发生的。与区内燕山期岩浆火山活动有关的地热增温，很可能引起下渗大气降水以及部分建造水的加热对流循环，使岩石中金属组分活化并迁移至各种构造软弱带富集成矿。

奥方研究人员则通过对尚残存可辨的层状矿石的研究认为，这些矿床是通过同沉积期海底热水沉积作用形成的，这之后的成岩作用和轻度变质作用，则通过组分的局部迁移和组构的改造，使矿床具有了目前所见的一系列后生作用特点。

近年来，在川甘交界地带的寒武纪浅变质细粒硅岩和绢云母石墨板岩中也相继发现了若干层控型金矿床。矿石中金属矿物以黄铁矿、白铁矿、辉锑矿为主，次为辉砷汞矿、黝铜矿、含砷辉锑矿以及微量闪锌矿、方铅矿、磁黄铁矿、辉砷镍矿、方硫铁镍矿、砷黝铜矿、方硫镍矿、砷铅矿、方锑金矿、辰砂、雄黄以及自然金。非金属脉石矿物主要是石英以及重晶石，迪开石也很常见。

此类矿床成因上也存在不同的看法。中方人员认为，寒武纪时同沉积期的海底喷流作用生成了赋矿的硅质岩系，并使其中初步富集了金属成矿元素。但最终形成矿床则是在燕山期，与中酸性岩浆活动有关的地下水热对流循环使地层中初步富集的金属组分活化，并迁移进入适宜的构造容矿带内富集成矿。

奥方研究人员则认为，寒武纪硅岩中的金矿床是同沉积期海底热水沉积成矿的典型实例，层状的矿体与其沉积围岩一起受到了共同的构造变形和变质改造。

值得强调的是，本研究首次在三叠纪地层的金矿床中发现了工业白钨矿体和铂金属地球化学异常，在寒武纪地层内的金矿床中发现了铂金属的矿化现象，均具有重要的理论和实际意义。

КВАЗИСТРАТИФОРМНЫЕ ЗОЛОТОРУДНЫЕ МЕСТОРОЖДЕНИЯ В КЕМБРИЙСКИХ И ТРИАСОВЫХ ПОРОДАХ СЕВЕРО-ЗАПАДНОГО СИЧУАНЯ /КИТАЙ/

РЕЗЮМЕ

Квазистратиформное золотоносное оруденение играет большую роль в разрабатываемых ныне месторождениях высокогорной зоны /3500 – 4000 м/ северо-западного Сичуаня, которые были обнаружены в прошедшем десятилетии.

Многие из них залегают в средне-верхне-триасовых породах, описываемых как турбидиты, состоящих из тонкообломочных анхиметаморфизованных серий от известковых, глинистых и кремнистых кварцевых псаммитов до граувакк, мергелей и глинистых сланцев. Рудные тела имеют слоистую, квазислоистую, линзообразную или жильную форму. Регионально встречаются туфовые прослои, являющиеся признаком подводного морского вулканизма.

Рудные тела имеют существенно кварцевый состав, достигают нескольких метров по мощности и различаются по своему стратиграфическому положению, а отчасти также по различному минеральному парагенезису. В общем минеральном составе фигурируют пирит, марказит, арсенопирит, реальгар, антимонит и акцессорные халькопирит, тетраэдрит, цинковая обманка, свинцовый блеск, самородный мышьяк, магнетит, бурнонит, стибноэнаргит, свинцово-сурьмяные сульфосили, шеелит и, прежде всего, высококонцентрированное, но почти только в субмикроскопической форме, золото. В одном из месторождений в качестве необычной особенности обнаружены металлы платиновой группы. Жильные минералы представлены прежде всего кварцем, с подчиненными кальцитом и доломитом. Морфология оруденения характеризуется тонкослоистой структурой с перемежающимися слоями рудных и жильных минералов с включениями вмещающих пород, однако часто встречаются структуры бельтеропорной кристаллизации /ориентировка минералов в направлении свободного роста/ по тонкой сети трещин в тектонической брекчии, в милонитовых зонах и локальных пустотах, которые однако связаны с указанными сериями пород.

На генезис этих месторождений существуют различные точки зрения. Китайские исследователи придерживаются представлений о диффузном, сингенетичном седиментационном предварительном накоплении металлов в мощной осадочной серии; однако промышленное скопление руд в жилах рассматривается ими как преимущественно эпигенетический процесс в домеловое время. Благодаря связи с синорогенными магматическими интрузиями предполагается, что благодаря обширной термической мобилизации, пришедшей в движение посредством циркулирующих метеорных и формационных вод, произошло оруденение тектонически обусловленных систем пустот и зон нарушений.

В противовес этому, австрийские на основании стратиформных реликтов руды усматривают в рудных месторождениях гидротермально-седиментационное рудонакопление, которое претерпело диагенетическое и метаморфическое изменение, а также локальную метаморфическую сепарацию, ремобилизацию и приуроченное к слоистости пород переотложение вещества. Этим способом объясняется син- и постдеформационная кристаллизация руды.

Другие недавно обнаруженные золоторудные месторождения в высокогорной области на границе Сичуаня и Гансу также являются квазистратиформными и залегают в слабометаморфизованных тонкокristаллических кварцитах, серицитовых и графитовых сланцах кембрийского возраста. Рудный парагенезис состоит из пирита, марказита, антимонита; кроме того встречаются тиеманнит, теннантит, ваззит, бравоит и акцессорные цинковая обманка, свинцовый блеск, магнетит, энаргит, герсдорфит, клаустгалит, ауристобит, реальгар, аурипигмент, киноварь, шрейерит и экономически значимое золото. В этих месторождениях стоит особо отметить необычно высокое содержание металлов платиновой группы. Жильными минералами служат прежде всего кварц и барит.

Также и в этом случае генетические воззрения отличаются. Китайская группа ученых, по аналогии с триасовыми месторождениями, аналогично приписывает им главным образом диффузное накопление металлов и посредством эксгалаций кремнекислоты возникшие кварцитовые серии. Появление же промышленных скоплений равных месторождениям связывается лишь с термической мобилизацией, вызванной раннемеловым андезит-дацитовым магматизмом и транспортом рудного вещества водными металлосодержащими растворами, пути которых определялись зонами разломов. Следовательно, квазистратиформные золоторудные месторождения, как в триасовых, так и в кембрийских породах, возникли одновременно в результате эпигенетических процессов оруденения.

Австрийские исследователи дистанцируются от этой модели. Они усматривают в оруденении в кембрийских кварцитах типичный пример экструзив-гидротермального синседиментационного концентрирования металлов в стратиформных рудных телах среди кварцитов и совместную тектоническую деформацию как рудных тел, так и вмещающих пород, что сопровождалось метаморфогенной перекристаллизацией и локальным переотложением вещества.

1. Problemstellung

Durch die im vergangenen Jahrzehnt in Südchina durchgeführten chinesischen Forschungsaktivitäten mit geochemischer Prospektion auf Gold wurde aus einer großen Anzahl von Anomalien eine Reihe von Goldvorkommen gefunden. Einige davon können auf Grund erfolgreicher Exploration mit entsprechenden Edelmetallgehalten als Lagerstätten bezeichnet werden.

In Fortsetzung der chinesischen Untersuchungen sollten im Rahmen eines chinesisch-österreichischen Lagerstättenprojektes und eines umfangreichen chinesischen Forschungsvorhabens lithostratigraphische, tektonische,

petrographische, mineralogische, gefügekundliche und geochemische Untersuchungen zu Erkenntnissen über Form, Lage, Größe, Gefüge und Inhalt der Lagerstättenkörper im Hochgebirge von NW-Sichuan führen, und Vorstellungen über ihre Genese, vor allem Herkunft der Edelmetalle, Anreicherungsursachen und über Umkristallisation und Mobilisation des Erzes entwickelt werden. Schließlich sollten auch anwendungsorientierte Aussagen für weitere Aufschließungen und den fallweisen Probeabbau, bzw. für weitere Prospektion gemacht werden.

2. Einleitung

Seit Ende der 70er Jahre bis Ende der 80er Jahre wurden in China, vor allem Südchina, große Anstrengungen zur Suche und Erforschung von Goldvorkommen unternommen und hierbei allein in Südchina, zu schon bekannten Lokalitäten, an die 1.000 neue Au-Vorkommen entdeckt.

Angeregt durch diese Prospektionserfolge, erging vom Geologischen Ministerium in Peking an Prof. ZHENG mit seiner Arbeitsgruppe am College of Geology, Department of Mineral Resources in Chengdu, der Projektauftrag zur Erforschung von schichtgebundenen Au-Vorkommen in Südchina. Bereits von 1984 bis 1988 war es der Forschergruppe gelungen, im Rahmen der Studien über die Gold-Metallogenie eine Klassifizierung der Vorkommen und eine Einteilung in verschiedene Goldprovinzen zu erstellen. Auch konnten weitere prädestinierte Gebiete für die Au-Prospektion vorgeschlagen werden. Die wissenschaftlichen und praktischen Erfolge der Arbeitsgruppe wurden vom Geologischen Ministerium ausgezeichnet, insbesondere die Studien über die Lagerstätte Dongbeizhai erhielten auch von der Provinz Sichuan eine Auszeichnung.

Auf dieser Basis wurden von chinesischer Seite internationale wissenschaftliche Kontakte gesucht und auf Grund der erfolgreichen Entdeckungs- und Vorarbeiten vom chinesischen Wissenschaftsfonds befürwortet. Der Kontakt gelang mit Österreich.

Durch den einleitenden Staatsbesuch des österreichischen Bundespräsidenten Dr. Rudolf KIRCHSCHLÄGER vom 10. bis 19. September 1985 in der Volksrepublik China kam es in der Folgezeit zur Aufnahme auch wissenschaftlicher Beziehungen zwischen den beiden Staaten, die im Jahre 1988 mit einem Abkommen zwischen dem chinesischen Wissenschaftsfonds NSFC und dem österreichischen Fonds zur Förderung der wissenschaftlichen Forschung FWF gefestigt wurden. Mit 1.1.1990 wurde das Projekt „Goldforschung in Sichuan, Volksrepublik China“ nach

einem internationalen Begutachtungsverfahren für zwei Jahre genehmigt.

Die internationale Zusammenarbeit bestand im Rahmen beidseitiger Arbeitsaufenthalte mit Erfahrungsaustausch im Gelände und Labor. Somit wurden die Geländearbeiten in China ergänzt durch die Laboruntersuchungen im Institut für Mineralrohstoffvorräte im College für Geologie Chengdu und im Institut für Mineralogie und Petrographie der Universität Innsbruck. So verbrachte Assistent Dr. LIU drei mehrmonatige Forschungsaufenthalte in Innsbruck, Prof. SCHULZ und Doz. VAVTAR nahmen im Sommer 1991 an den Geländearbeiten in Sichuan teil und Prof. ZHENG besuchte zur Vorbereitung des chinesisch-österreichischen Projektabschlusses, besonders im Hinblick auf diese Publikation, im Herbst 1991 die Universität Innsbruck.

Für die kritische genetische Bewertung der chinesischen Lagerstätten erwies sich die gemeinsame Befahrung einer Reihe von schichtgebundenen nicht-metamorphen und metamorphen Erzlagerstätten in den Ostalpen (Zinkblende-Bleiglanz in Bleiberg-Kreuth, Siderit Steirischer Erzberg, Magnesit Breitenau, Scheelit Felbertal, Gold Zell a. Ziller) und der transversalen Au-Lagerstätte Gastein-Rauris als besonders anregend, weil für diese österreichischen Lagerstätten weitgehende Klarheit über die Genese gegeben ist.

Die hier dargelegten, im wesentlichen auf die chinesischen Entdeckungen und bergmännischen Aufschließungen aufgebauten, gemeinsam erarbeiteten praxisorientierten wissenschaftlichen Grundlagen, werden noch im Rahmen eines zeitlich länger ausgedehnten Projektes des NSFC-China durch die Forschergruppe Prof. ZHENG weiter ausgebaut. Eine durch Mag. GU Xuexiang (Chengdu) an der Universität Innsbruck begonnene Dissertation steht in fachlichem, aber nicht in unmittelbarem Zusammenhang mit der Projektforschung. Sie zielt besonders auf sedimentpetrologische Gesichtspunkte dieser Lagerstättenbildungen.

3. Produktion mineralischer Rohstoffe in der V.R. China

China verdient als Produzent von Mineralrohstoffen nach der Weltstatistik wegen seiner jahrzehntelangen führenden Rolle besondere Beachtung (DORSTEWITZ et al., 1976, WEBER & PLESCHITSCHNIG, 1992). Die absolute Spitzenposition hält China bei der Gewinnung von Mineralroh-

stoffen mit Wolfram, Antimon, Magnesit, Baryt, Fluorit, Graphit, steht aber auch mit der Förderung von Quecksilber-, Zinn-, Seltene Erden-, Gips- und Anhydrit-, Salz- und Talk-Mineralen an vorderer Stelle. Wichtigste Bergbauprovinzen sind in N-China Liaoning, Hebei, Heilong-

jiang, Jilin, Shanxi, im Osten des Landes Zhejiang, Anhui, Shandong, in Zentralchina Henan und im Süden Hunan, Yunnan, Guizhou, Guangdong, Sichuan, Hubei. Auch der Steinkohlenbergbau ist seit langem eine Domäne Chinas. Die Spitzenposition in der Steinkohlenförderung ist durch die Lagerstätten hauptsächlich im zentralen China (Shanxi, Ningxia, Henan), in S-China (Guizhou, Sichuan) und im Norden (Hebei, Liaoning, Jilin) gewährleistet. Neuerdings ist das „Land der Mitte“ auch als Erdöl-Förderland, obwohl schon vor 2000 Jahren entdeckt, seit 1991 stark in Erscheinung getreten.

In der Statistik goldgewinnender Länder lag die V.R. China im Jahr 1990 mit 101.500 kg Au-Förderung = 4,95 % Anteil an der Weltproduktion hinter Rep. Südafrika, ehemalige UdSSR, USA, Australien und Kanada an 6. Stelle. Die wichtigsten Goldproduktionsprovinzen (nach WYLLIE,

1992) sind Shandong, Henan, Heilongjiang, Hebei, Shanxi, Gansu, Sichuan, Xinjiang, Guizhou, Jilin, Liaoning, Beijing und Shaanxi. In Südchina sind derzeit rund 2.000 Goldvorkommen und Lagerstätten dokumentiert. Darunter sind schichtgebundene Paragenesengruppen sehr stark vertreten.

In einer der räumlich größten Provinzen Chinas, Sichuan, die vom Tiefland bis in die 7.500 m-Hochgebirgsregion reicht, gibt es Gewinnungsstätten vor allem von Fe-Ti-V, Cu, P; Steinsalz; Erdgas. Die Steinsalzgewinnung ist bereits seit historischen Zeiten im Gang. Auch das Seifengold in NW-Sichuan wird schon seit einigen hundert Jahren genützt. In allerletzter Zeit wurden in diesem Großraum der Provinz eine Reihe von schichtgebundenen Au-Lagerstätten neu entdeckt. Sie sind zum Großteil Gegenstand unserer Studie.

4. Geographische Lage der Arbeitsgebiete

Die im Rahmen dieser Projektstudie erwähnten Regionen mit Goldlagerstätten in triadischen Sedimentgesteinen liegen ca. 240–320 km Luftlinie NNW der Provinzhauptstadt Chengdu, jene in kambrischen Gesteinen rund 420 km entfernt bzw. reichen vom Ortsbereich Songpan bis 200 km Luftlinie über das Gebiet der Provinz Sichuan hinaus in die Provinz Gansu.

Der Großraum ist in geographischen Übersichtskarten gekennzeichnet durch das Einschwenken der Gebirgszüge

und Täler aus der N-S- in die NW-Richtung. Das zwischen 102° und 104°20' östlicher Länge und 32°10' bis 34°30' nördlicher Breite gelegene Gebiet liegt am NE-Rand des Tibet-Qinghai-Plateaus. Topographisch umfaßt es eine Hochebene, umrahmt von Hochgebirgszügen, wie etwa das E-W verlaufende Dieshan-Gebirge im Norden und das NNW-SSE streichende Min Shan-Gebirge im Osten. Dieses Hochland wird überwiegend von Tibetauern bewohnt.

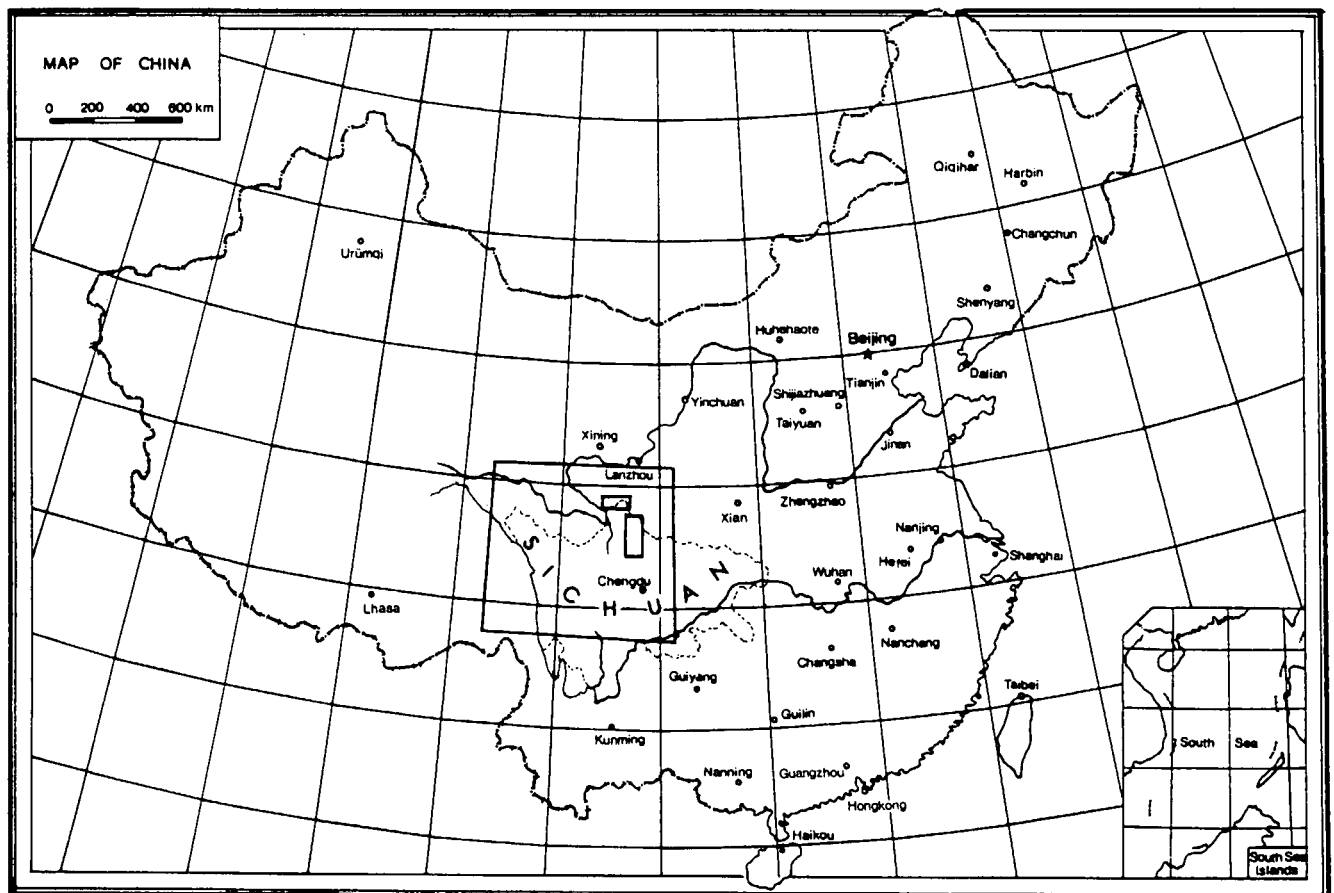


Abb. 1. Übersichtsskizze von China, mit den wichtigsten Städten, Flüssen, der Provinz Sichuan und den zwei Arbeitsgebieten. Vereinfacht nach der „Map of China“.

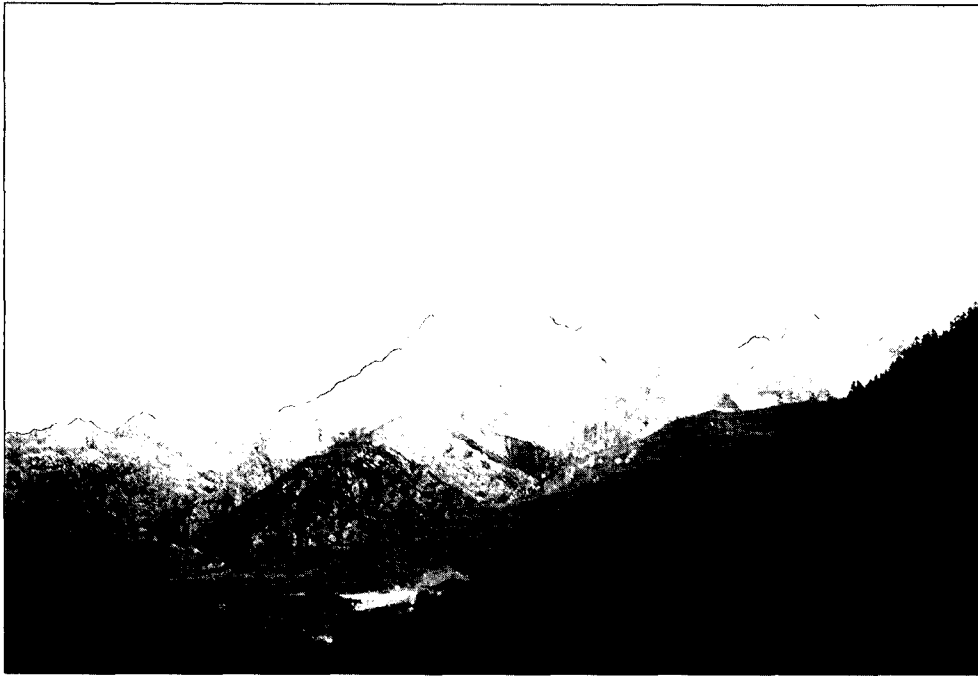


Abb. 2.
Im weiteren Rahmen des Qinghai-Xizang-Hochplateaus treten Gebirgszüge landschaftlich in Erscheinung, wie hier ein triassisches Kalk-Dolomit-Massiv, welches sich über dem Karbon-Perm-Sockel mit über 5.000 m hohen Gebirgsketten erhebt.

Die untersuchten Lagerstätten liegen zwischen rund 3.000 und 4.200 m ü.d.M.. Sie sind über Geländewege, Saumwege und Fußsteige erreichbar. Infrastruktur fehlt derzeit durchwegs. Allgemein stehen die geowissenschaftlichen Forschungen hier erst am Anfang.

5. Regionalgeologischer Rahmen

5.1. Großtektonische Entwicklung in Südwestchina

Das große China wird von den chinesischen Geowissenschaftlern seit langem durch die W-E bis WNW-ESE verlaufende Kunlun-Qingling-Faltungszone einer ehemaligen Geosynklinale als Grenzlinie in Nord- und Südchina unterteilt, und eine sich etwa NNE-SSW erstreckende Großstörungszone (nördlich von Holanshan über Longmenshan bis Henduanshan im Süden) als Grenzlinie zwischen Ost- und Westchina angesehen.

In Ostchina treten alte Plattformen auf, die durch zonar angeordnete paläozoische und mesozoische Geosynklinale von innen nach außen umgeben sind. Westchina ist hauptsächlich von Faltungssystemen früherer Geosynklinale verschiedenen Alters geprägt, zwischen denen es mehrfach alte Massivs als alte Mikrokontinente festzustellen gibt.

Südwestchina liegt etwa an der Suturezone zwischen der Indischen Platte (Teil des ehemaligen Gondwana-Kontinents) und dem euroasiatischen Kontinent. Die Konvergenz und Kollision der beiden Kontinente zumindest seit dem Mesozoikum hatte eine Anschoppung, Verdickung und Erhöhung der Kruste in diesen Regionen zur Folge. Dadurch ist das Hochland von Pamir – das „Dach der Welt“ – und das Qinghai-Xizang-Plateau zustande gekommen. Unser Arbeitsgebiet liegt am NE-Rand des Qinghai-Xizang-Plateaus (Xizang = Tibet) und demnach nahe dem Kreuzungsbereich der Nord-Süd- bzw. Ost-West-Aufteilung, aber doch im SW-Sektor Chinas (Abb. 3).

Seit dem Jungpaläozoikum lagen der Eurasia-Kontinent im Norden und Gondwana im Süden jenseits der Paläotethys, die sich zum Großteil im heutigen Südwestchina befand. Durch mehrmalige Ausdehnungen und Konvergenzen entstand eine Reihe sehr komplizierter Tethyszonen, die zur Zeit viel diskutiert werden. Am Nordrand der Paläotethys gab es ein geosynklinales Sedimentbecken in der

Triaszeit, das in China als Bayanxar-indosinische Geosynklinale oder als Songpan-Ganzi-Becken bezeichnet wird. Unser Arbeitsgebiet liegt im NE-Teil dieser Geosynklinale. Die Geosynklinale, etwa in der Form eines auf der Spitze stehenden Dreieckes, grenzt im Norden an die genannte WNW-ESE orientierte Kunlun-Qingling-Faltungszone mit der sich etwa WNW-ESE erstreckenden Maxin-Lüe Yang-Großstörungszone als Begrenzung. Die Ostgrenze zur Yangtze-Plattform bildet die NNE-verlaufende schon genannte Longmenshan-Großstörungszone und im Südwesten bildet die NW-streichende Yushu-Jingshaji-Großstörungszone die Grenze zu anderen Strukturzonen der Tethys (Abb. 4). Sie war zur Perm-Trias-Zeit eine der Hauptsuturen, welche die Gondwana-Platte im Süden von der Laurasia-Platte im Norden getrennt hat. Die Gondwana-Platte wurde entlang dieser Zone nach Nordosten subduziert (HUANG Jiqing & CHEN Bingwei, 1987; HAO Zhiwen & Yu Rulong 1983; SENGÖR et al., 1988). Das geosynklinale Songpan-Ganzi-Sedimentbecken wurde auf der Basis der dünnen Sial-Kruste des kontinentalen Laurasia-Südrandes entwickelt. In der Permzeit wurden hauptsächlich karbonatische Flachwassersedimente mit etwas feinkörnigen Klastiten in dem Becken abgelagert. Im Jungperm hat sich ein wichtiges Taphrogenese-Ereignis am Westrand des Yangtze-Kratons ereignet, wodurch das Songpan-Ganzi-Becken zu einem sehr wichtigen Teil der triassischen Nord-Paläotethys wurde. In der Trias entstanden sehr mächtige Flyschablagerungen, mit Mächtigkeiten über 10.000 m. Im NE-Teil dieses Beckens wurden vorwiegend Psammite und Tone abwechselnd in die Miogeosynklinale sedimentiert, häufig auch mit tuffogenen Einschaltungen. Aber im SW-Teil des Beckens, nahe der Yushu-Jingshaji-Geosuture, sind die Gesteine als eugeosynklinale Abfolgen gekennzeichnet. Außer mächtigen terrigenen Klastiten gibt es dort noch viele basische bis intermediäre Vulkanite, vulkanogene Sedimente sowie Radiolarien-Kieselgesteine.

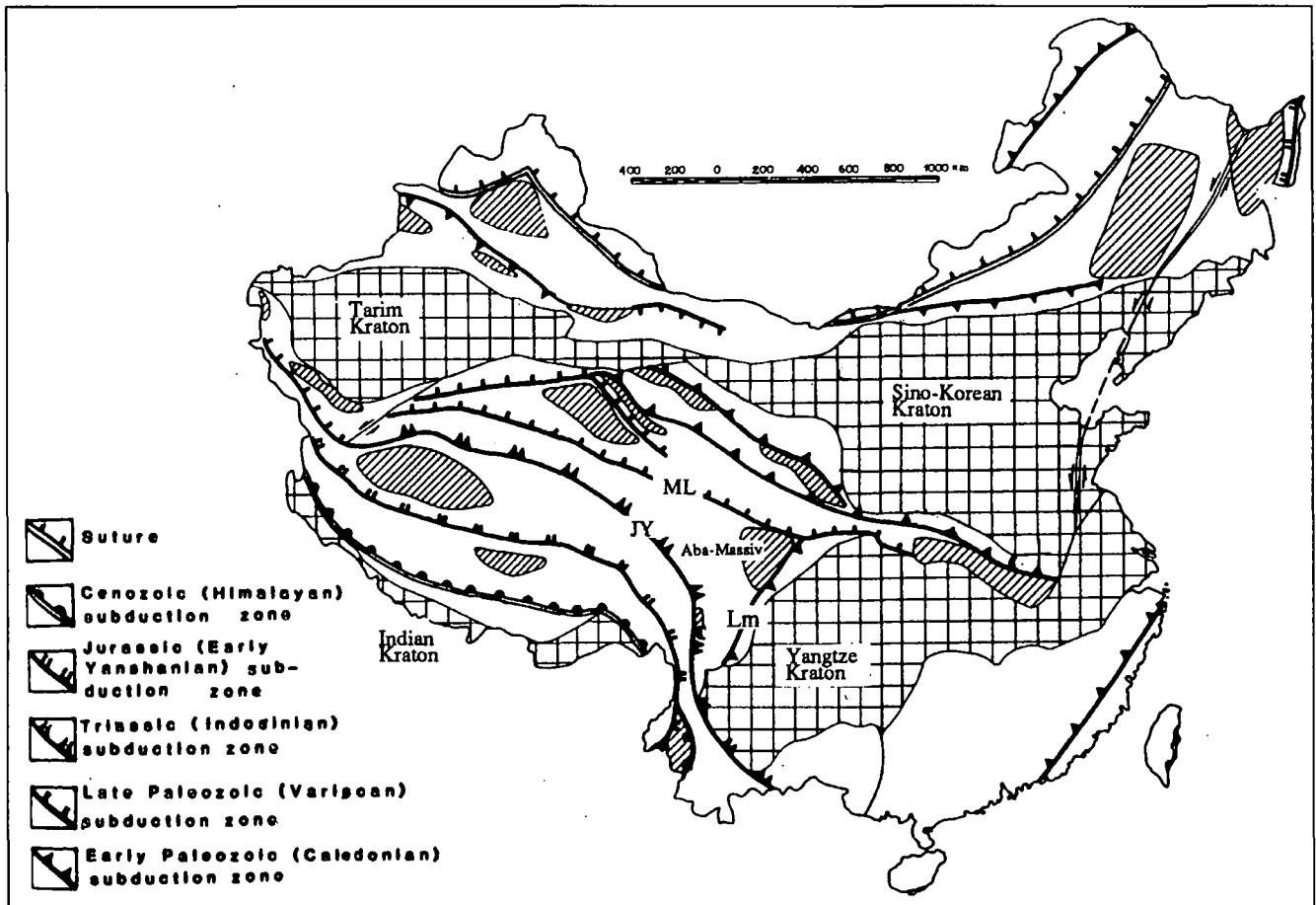


Abb. 3.
Großtektonische Übersicht Chinas (vereinfacht nach ZHANG et al., 1984) mit Subduktionszonen, Großstörungen (ML = Maxin-Lüeyang, LM = Longmenshan, YJ = Yushu-Jingshajiang), präkambrischen Kratonen und Mikrokontinenten (alte Massive, schräg gestreift strichliert).

Zum Ende der Trias- bis Anfang der Jurazeit ist in China eine wichtige tektonische Phase nachgewiesen. Sie wird Indosinian bezeichnet und entspricht, mit rund 195 Mio. J. datiert, ungefähr der altkimmerischen Phase in Europa. Das Ereignis führte zur starken Faltung aller Gesteine im Songpan-Ganzi Becken, mit Anlage vieler Bruchstrukturen und schwacher Metamorphose. Seitdem ist dieses Gebiet über den Meeresspiegel herausgehoben und nur lokal in Vorlandbecken und Zwischengebirgssenen durch terrestrische Molassesedimente bedeckt worden. Lokal sind auch terrestrische, saure bis intermediäre vulkanogene Sedimente sowie granitoide Magmenintrusionen zu beobachten. Jüngere tektonische Ereignisse im Jura, in der Kreide, im Tertiär und ebenfalls im Quartär waren von großer Wirkung auf dieses Gebiet, so daß heute ein sehr kompliziertes tektonisches Gefüge zu klären ist.

5.2. Das Aba-Massiv sowie seine peripheren Strukturzonen

Seit Jahrzehnten wird diskutiert, ob im Mittel- bis Ost-Teil des Songpan-Ganzi-Faltengebirges ein altes, kompetentes Massiv unterhalb der jungen geosynklinalen Sedimentgesteine vorhanden wäre (GUO Yonglin, 1963; WANG Hongzhen, 1985; WANG Hongzhen et al., 1990; ZHANG et al., 1984; SENGÖR et al., 1988; RAO Rongbiao, 1991). Wegen der mächtigen Bedeckung phanerozoischer Sedimentgesteine wurden von verschiedenen Autoren unter-

schiedliche Namen dafür gegeben, wie Ruergai-Massiv, Ruergai-Paläokontinent, Songpan-Massiv, Songpan-Paläokontinent, Aba-Massiv, Mikrokontinent usw., und auch unterschiedliche Grenzen gesehen. Vor allem die südliche Grenze dieses Massivs ist unbekannt.

Nach dem neuesten Stand der geologischen Forschung in Kombination mit Beobachtungen der Arbeitsgruppe ZHENG sind wir der Meinung, daß dieses Massiv doch vorhanden ist und eine wichtige Rolle in der phanerozoischen geologischen Entwicklung und Erzbildung dieser Region gespielt hat, wie es im folgenden Text diskutiert wird.

- Verglichen mit seinen peripheren Zonen weist das Innere des Massivs die Eigenschaften einer stabilen Einheit auf, z.B. flachländische Topographie, weniger Bruchstrukturen, schwache magmatische Aktivität, schwache Deformation und Faltung, schwache Metamorphose, geringe sedimentäre Mächtigkeit mit mehreren Kalkeinschaltungen eines Flachwassermilieus, usw.. Es muß hierzu allerdings berücksichtigt werden, daß es sich um ein aufschlußärmeres Hochlandgebiet handelt.
- In den peripheren Nachbargebieten treten hohe Gebirge auf und sind große regionale tektonische Linien nachweisbar, welche entweder das Massiv rings umgrenzen, oder an den Massivrändern abgeschnitten sind.
- Präkambrische Gesteine treten nur an den Massivrändern oder in den peripheren Zonen zu Tage. Paläozoische Sedimentgesteine sind in den peripheren Zonen vollständig, und zwar mit großen Mächtigkeiten ent-

Abb. 4.
Tektonische Skizze des Aba-Massivs und seiner Nachbarregionen (schematisiert nach der Geologischen Karte des Qinghai-Xizang-Plateaus 1 : 1,500.000; 1980) mit Störungsflächen (starke Linien) und Schichtenverlauf (schwache Linien). Das sogenannte "Aba-Massiv" ist punktiert hervorgehoben.

wickelt. Dagegen sind sie im Massivinneren meistens nicht, oder angeblich (ungenügende Aufschlüsse) nur mit sehr geringen Mächtigkeiten vorhanden. Das alles weist auf eine Anhebung eines alten Massivs hin.

- Da in den jungproterozoischen bis karbonischen Konglomeraten der unmittelbar umgebenden Zonen alte Granitkomponenten mit unter- bis mittelproterozoischen U-Pb-Altern enthalten sind, die wahrscheinlich von dem Massiv her transportiert wurden, ist anzunehmen, daß das Massiv ein früh- bis mittelproterozoisches oder noch älteres Granit-Basement besitzt. Die neuesten elektromagnetischen Untersuchungsergebnisse in diesem Gebiet stützen diese Annahme (YANG Senan et al., 1991).
- Das Massiv zeigt in der Tiefe eine flache, ausgedehnte positive magnetische Anomalie. Dagegen zeigen die peripheren Zonen negative magnetische Anomalien. Nach den neuesten geophysikalischen Daten besteht das Massiv aus einer typisch dreischalig aufgebauten Kontinentalkruste mit mehreren km-Zehnern Mächtigkeit; von oben nach unten: eine sedimentäre Decke (12–13 km); eine Sial-Schale (16–20 km mächtig); eine Sima-Schale (18–23 km) (LI Xiaozhuang et al., 1989; HUANG Jiqing, 1991). Dies widerlegt Meinungen, wonach die geosynklinalen Sedimentgesteine unmittelbar auf einer ozeanischen Kruste abgelagert worden seien.

Es wurde festgestellt, daß die im Inneren des Massivs lokal aufgeschlossenen paläozoischen Sedimentgesteine dieselbe Fauna und Flora wie in der Yangtze-Plattform enthalten (HUANG Jiqing & CHEN Bingwei, 1987; WANG Hongzhen et al., 1990; YIN Hongfu & YANG Fengqin, 1991).

Diese Feststellung führt zur Annahme, daß das Aba-Massiv durch Taphrogenese von der Yangtze-Plattform, von wo seine Herkunft zu erklären ist, abgetrennt wurde.

Zusammengefaßt hat das Aba-Massiv etwa die Form eines auf der Spitze stehenden Dreieckes und ist von zahlreichen Bruchzonen umgrenzt. Es liegt verwaltungsmäßig überwiegend innerhalb des autonomen Aba-Tibetan-Bezirktes, wobei sich die Stadt Aba etwa in der Mitte dieses Massivs befindet. Deshalb wird es in der vorliegenden Arbeit Aba-Massiv genannt. Dieses und mehrere andere Massive, z. B. Tarimo-Massiv, Chaidamo-Massiv, Kuangtang-Massiv, Zhongzha-Massiv sowie Lhasa-Massiv u.a., setzen das eigenartige großtektonische Gefüge Westchinas zusammen; nämlich abwechselnd alte Massive und jüngere Faltungssysteme ehemaliger Geosynklinalen. Die Außenzonen der Massive sind



durch starke Deformationen wie Faltungen und Bruchsysteme, magmatische Ereignisse und Metamorphose gekennzeichnet. Es sei vorweggenommen die Beobachtung, wonach in diesen Regionen Westchinas zahlreiche Erzlagerstätten, darunter auch Au-Lagerstätten, bekannt sind.

5.3. Regionalgeologische Rahmenbedingungen der Au-höflichen Gebiete

Alle bisher im großräumigen Arbeitsgebiet entdeckten Au-Lagerstätten liegen an der Nord- bzw. Ostübergangszone zwischen dem Aba-Massiv und seinen peripheren Regionen. Es handelt sich jeweils um tektonisch modifizierte Grenzzonen zwischen paläozoischen und triadischen Einheiten. Im stabilen Massivinneren sind noch keine Au-Lagerstätten gefunden worden. Auf Grund der unterschiedlichen regionalgeologischen Bildungsbedingungen

gen für die erzführenden Sedimente und Erzmineralparagenesen sowie des unterschiedlichen Alters der goldführenden Gesteine läßt sich das Arbeitsgebiet in zwei von-

einander völlig getrennte Regionen unterteilen, nämlich in ein Ostgebiet mit erzführenden Triasgesteinen und ein Nordgebiet mit erzführendem Kambrium (Abb. 1, 3).

6. Goldlagerstätten in mittel–ober-triassischen Gesteinen des Ostgebietes

In mittel- (m) bis ober- (o) triassischen Schichten wurde in den vergangenen Jahren eine große Anzahl von schichtgebundenen, „micro-disseminated“ Au-Lagerstätten entdeckt. Daher sind diese Gesteinsabfolgen von besonderer Bedeutung für die Gold-Erzbildung und stehen zunächst im Mittelpunkt des Interesses.

6.1. Geologischer Überblick

An der Ostgrenzzone des Aba-Massivs liegt das „Ostgebiet“ in der Ecke zwischen dem Maxin-Lüeyang- und dem Longmenshan-Faltungen- und Störungssystem (Abb. 3, 4). Das Longmenshan-System gehört zu den wichtigsten tektonischen Grenzlinien in China. Dementsprechend wurde es von verschiedenen Forschern untersucht, und dementsprechend vielfältig sind die Bezeichnungen, wie Transform-Störung der Plattentektonik (YU Rulong et al., 1985; XIAO Xuchang et al., 1984; GAO Yanlin, 1990), „thrusts and Cimmeride sutures“ (SENGÖR et al., 1988), Überschiebungszone (ZHAO Younian et al., 1985), Faltungszone am Plattformrand (REN Jishun et al., 1985; YANG Sennan & YIAN Weiran, 1985), Orogen-Zone (LUO Zhili, 1991), usw.. Nach LIU Hefu et al. (1990) stellt das Longmenshan-Großstörungssystem eine Überschiebungsbahn von ca. 100–160 km Transportweite dar und bestand ursprünglich aus einer Schar sehr alter Frakturen, denen entlang im Oberperm eine Taphrogenese am Westrand des Yangtze-Kratons und in der Obertrias eine Plattensubduktion stattgefunden haben soll. Geophysikalische Daten aus der Tiefe sprechen dafür, daß der Krustenaufbau und die Krustendicke beidseits der Longmenshan-Zone deutlich verschieden sind (LUO Zhili, 1991; YANG Sennan et al., 1991; CUI Zuozhuo 1991) und daß innerhalb der Störungszone die stoffliche Zusammensetzung mit ungewöhnlich vielen Pyrolitanteilen (wahrscheinlich aus dem Mantel) deutlich von den beiderseitigen Gesteinsbeständen zu unterscheiden ist (LI Li & JIN Guoyuan, 1991). Das dürfte auf eine ehemalige Krustendehnung und dadurch verursachtes Empordringen von Manteldiapiren entlang des Longmenshan-Lineamentes hinweisen. An den oberflächlich nach Nordwesten geneigten Überschiebungsfächen sind die relativ jungen triassischen, plastisch verformbaren geosynklinalen Sedimentgesteine nach Osten überschoben. Aber in der Tiefe zeigen diese Überschiebungsfächen ein gegenteiliges SE-Einfallen, was möglicherweise darauf hinweist, daß in der Tiefe alte, starre Gesteinsblöcke der Yangtze-Plattform in die jungen, relativ weichen Zonen des Songpan-Ganzi-Geosynklinal-Faltungssystems hineingeschoben wurden (CUI Zuozhuo, 1991). Das wird als Auswirkung der kontinuierlichen N-Drift der Indischen Platte seit dem Mesozoikum angesehen. Damit im Zusammenhang dürften auch die großräumigen Schichtenversenkungen im Mittelbereich der Longmenshan-Zone stehen, wo die mächtigen

Schichtkomplexe der triassischen Geosynklinale samt den paläozoischen Serien des Untergrundes aus der NNE–SSW-Streichrichtung kontinuierlich auf E–W- und noch weiter auf WNW–ESE-Streichen rotiert erscheinen (Abb. 4). Der paläozoische Untergrund taucht nach Einschwenkung auf das großräumig dominierende NW–SE-Streichen mit Achsenabstieg nach NW unter, wodurch die triadischen Gesteine weiträumig die Oberfläche einnehmen.

Alle im Ostgebiet auftretenden Sedimentabfolgen sind in Tab. 1 zur Übersicht gebracht. Vormesozoische Gesteine sind nur am Ost- und Südrand des Ostgebietes zu sehen. Es handelt sich um gut entwickelte paläozoische Abfolgen inklusiv von lokalen präsinischen Metavulkaniten. Die mehrere tausend Meter mächtige kambrische bis permische Abfolge, vorwiegend Psammite und Tongesteine, erweist sich vermutlich als eine Folgeerscheinung nach einer kaledonischen Taphrogenese am Westrand des Yangtze-Kratons. Die sehr weit verbreiteten basischen Vulkanite aus dem Oberperm mit bis zu 2.000 m Mächtigkeit und einer Mächtigkeitsabnahme von Osten nach Westen, lassen sich dem sog. nicht-orogenen, bimodalen Riftmagmatismus zuordnen. Dieser Magmatismus dürfte durch eine Riftbildung im jüngeren Perm ausgelöst worden sein, wodurch das triassische Songpan-Ganzi-Sedimentbecken angelegt wurde (LUO Yaonan, 1985; 1985; YU Rulong et al., 1985; WANG Hongzhen, 1985; LIU Hefu et al., 1990; YIN Hongfu & YANG Fengqin, 1991). Das Aba-Massiv wurde durch diese beiden Taphrogenesen vom Yangtze-Kraton endgültig abgetrennt.

Das Ostgebiet ist hauptsächlich von den bis zu 10.000 m Mächtigkeit angehäuften, überwiegend mittel- bis obertriassischen, miogeosynklinalen grob- bis feinklastischen Sedimenten bedeckt (Abb. 5). Diese Abfolge mit gradiert grob- bis feingeschichteten Lagen wird nach den Untersuchungen am Chengdu College of Geology für eine lang anhaltende Turbidit-Sedimentation gehalten. Sie umfaßt abwechselnd Psammite vom Typ Grauwacke bis Arkose sowie Siltstein bis Tonschiefer. In diesen Sedimenten sind zwar überwiegend terrigene Komponenten enthalten, aber immerhin in manchen Regionen auch tuffogene Einschaltungen. Der vulkanische Stoffanteil nimmt südwärts zu. Das läßt sich mit dem zeitgleichen Vulkanismus südwestlich des Aba-Massivs in Zusammenhang bringen. Häufig sind Gleitungs-, Faltungs- und Zerkleinerungsstrukturen in den Ablagerungen zu beobachten, möglicherweise ausgelöst durch submarine tektonische Aktivitäten. Viele durch Entwässerung entstandene Strukturen in der turbiditischen Sand-Ton-Abfolge lassen vermuten, daß durch rasche Akkumulation von wasserreichen Sedimenten und nachfolgende Kompaktion eine große Menge von Formationswässern am Ozeanboden ausgeströmt sein dürfte.

Im diskutierten Ostgebiet sind drei Scharen von Störungsflächen auffallend, die eine weitere Aufteilung in mehrere tektonische Blöcke erlauben, in deren Nahbe-

Tabelle 1.

Gesteinsabfolgen des Ostgebietes (zusammengefaßt nach Xu Xian et al., 1982; Rao Rongbiao et al., 1987; Li Xiaozhuang et al., 1989).

Quartär:	Böden, Torf, Sand, Geröll, Sinter, lokal auch Goldseifen. *****Diskordanz*****
Tertiär:	Konglomerat, Sandstein, Siltstein, Tonstein, z.T. Braunkohle. *****Diskordanz*****
Jura:	ca. 900 m mächtig, subaerische intermediär-saure Vulkanite; auch Kohlen. *****Diskordanz*****
Trias:	alles sehr schwach metamorph
Mittel- bis Obertrias:	
Yajiang-Gruppe:	T _{2-3y} , 200 - 3700 m, massige feinkörnige Grauwacke mit Tonschiefern und Siltsteinen, häufig tuffhaltig.
Loukongsongduo-Gruppe:	T _{2-3l} , 860 - 4750 m, grau-grauschwarze feinkörnige Grauwacke, toniger Siltstein und Sericitschiefer, lokal tuffhaltig.
Xinduqiao-Gruppe:	T _{2-3x} , 350 - 4500 m, grauschwarze C-haltige Sericitschiefer mit kalkigen und tuffhaltigen Areniten, lokal Hornsteine, häufig Pyrit-haltig und mit Sideritknollen.
Zhuwo-Gruppe:	T _{2-3zh} , 360 - 1700 m, abwechselnd schwarzgraue feinkörnige tuffhaltige Grauwacke sowie siltiger C-Schiefer, lokal Steinsalz-Lagen im Liegendteil.
Zagunao-Gruppe:	T _{2-3z} , 190 - 690 m, massige Grauwacke, feinkörnige kalkige Arenite, häufig tuffhaltig und mit Tonschieferneinschaltungen.
Zagashan-Gruppe:	T _{2-3zg} , 360 - 1310 m, kalkige Arenite, Tonschiefer, Kalkstein, Mergel, lokal basische Vulkanite und Fe-Mn-Erzlager.
Untertrias:	
Bocigou-Gruppe:	T _{1b} , 0 - 240 m, abwechselnd Kalkstein, Siltstein, Schiefer, tuffhaltig. -----Schichtlücke-----
Perm	alles sehr schwach metamorph
Oberperm:	50 - 400 m, submariner massiger Basalt mit Tuffit, tuffogene Brekzien, lokal Kalkstein. -----Schichtlücke-----
Unterperm:	50 - 640m, schwarzgrauer brekziöser Kalkstein, kalkiger Dolomit und phyllitischer Schiefer. -----Schichtlücke-----
Karbon:	100 - 450 m, Kalkstein, dolomitischer Kalkstein, bioklastischer Kalkstein, Mergel mit Phyllit. Sehr schwach metamorph.
Devon:	1000 - 2400 m, C-Schiefer, Meta-Arenit und Phyllit mit Kalkstein sowie Quarzit. Sehr schwach metamorph.
Silur:	ca. 2840 m, Chlorit- und Sericitphyllit, oft C-haltig, mit Kalkstein und Arenit. Schwach metamorph. -----Schichtlücke-----
Ordovizium:	1230 - 1320 m, C-haltiger oder kalkiger Phyllit und kieseliger Kalkstein mit Mergel. Schwach metamorph. -----Schichtlücke-----
Kambrium:	380 m, Kieselgestein z. T. mit Phosphorit, C-Phyllit und Arenit mit Kalkstein. Schwach metamorph. -----Schichtlücke-----
Sinian:	bis 2520 m, massiger Dolomit, Tonschiefer, Phyllit, Meta-Arenit mit Fe-Oxiden. Schwach metamorph. *****Diskordanz*****
Prä-Sinian:	1940 - 3690 m, intermediär-saure Meta-Vulkanite (Quarz-Keratophyre und Tuffit) und basische Meta-Vulkanite (Spilit, Keratophyr sowie ihre Pyroklastite). Mesozonal metamorph.

reich nach chinesischer Darstellung jeweils Au-Vorkommen zu finden sind (Abb. 5): Die NW-SE-streichende Heye-Störungszone im Norden, als ein Teil des großräumig geprägten NW-SE-streichenden Maxin-Lüeyang-Faltungs- und Störungssystems, in deren Nähe (ca. 30 km) die Au-Lagerstätte Manaoko liegt, die W-E-verlaufende Xueshan-Störungszone im Osten, in deren Nahbereich die Au-Lagerstätte Qiaoqiaoshang aufgeschlossen wird und die NNE-SSW-streichende Minjiang-Störungs-

zone im Westen, welche die flächigen Erzkörper der Au-Lagerstätte Dongbeizhai abschneidet.

Jede Störungszone besteht aus etwa parallel verlaufenden Scherklüftscharen, die in das jeweilige Faltungssystem als „Längsklüfte“ (höl) symmetrologisch zuordenbar sind. Diese drei Systeme treffen in einem etwa 100 x 60 km umfassenden Gebiet zusammen.

Alle triassischen und prätriassischen Gesteine (Abb. 6, Tab. 1) sind sehr schwach, schwach, bzw. mittelmäßig



Abb. 5.
Geologische Skizze des „Ostgebietes“.
1 (Q) = Quartär, 2 (T2-3) = Mittel- bis Ober-
trias, 3 (T1) = Untertrias, 4 (P) = Perm, 5 (C) =
Karbon, 6 (D) = Devon, 7 (S) = Silur, 8 = Ver-
werfung, 9 = Schichtgrenze, 10 (r) = Intrusion,
I = große Goldlagerstätten, II = kleine
Goldlagerstätten, III = Goldvorkommen.

metamorph. Der am häufigsten vorkommende Mineralbestand triassischer Tonsteine umfaßt Illit, Sericit, Chlorit, Kaolinit, Calcit und Quarz. In der phanerozoischen Zeit sind folgende magmatischen Ereignisse bekannt: Im Oberperm submarine basisch-vulkanische Aktivität; m-o-triassische submarine, intermediäre bis saure vulkanische Aktivität in Form von tuffogenen Sedimentgesteinen; jurassische, kretazische bis tertiäre granitische bis granodioritische, hauptsächlich kleine Intrusiva und damit im Zusammenhang stehende terrestrische intermediäre bis saure vulkanische Gesteine.

Im Ostgebiet sind in den vergangenen 10 Jahren über 20 Au-Lagerstätten bzw. -Vorkommen entdeckt worden. Sie befinden sich alle in m-o-triassischen turbiditischen Sand-Mergel-Ton-Abfolgen. Die Erzkörper zeigen im Überblick meistens Lagerposition und erweisen sich im Detail als stratiform, lagergangartig oder an ein Rupturennetz schichtgebunden in triassischen Nebengesteinen. Die unmittelbar erzführenden triassischen Sedimentgesteine sind sehr häufig grauschwarze grafitische, sericitische und quarzitische Schiefer und Phyllite.

6.2. Lithostratigraphie der Mittel- und Obertrias

Die oft gebrauchte Ausdrucksweise „m-o-Trias“ u.ä. beruht auf der Unsicherheit der genaueren stratigraphischen Zuordnung. Es kann sich also nur um eine lithostratigraphische Einteilung mit dementsprechenden Beobachtungsfehlern handeln. Wie aus dem schematisierten Säulenprofil (Abb. 6) ersichtlich ist, sind folgende drei Gruppen wegen der entdeckten Goldführung zu beachten. Die Zuordnung der goldhaltigen Horizonte ist nicht paläontologisch belegt. Sie wird zur Zeit nur auf Grund gesteinsmäßiger

Abb. 6.

Vereinfachtes lithostratigraphisches Säulenprofil des Ostgebietes mit den Positionen der wichtigen Goldlagerstätten.

1 = Steinkohlenflöz, 2 = Psammit mit Geröllen, 3 = Psammit, 4 = Siltstein, 5 = Schiefer-ton, 6 = Phyllit, 7 = Kalkstein, 8 = psammisch-siltiger Kalkstein, 9 = Mergel, 10 = Dolomit, 11 = Quarzit, 12 = Basalt, 13 = saurer-intermediärer Tuffit und Vulkanit, 14 = Diskordanz, 15 = Schichtlücke, 16 = Konkordanz.

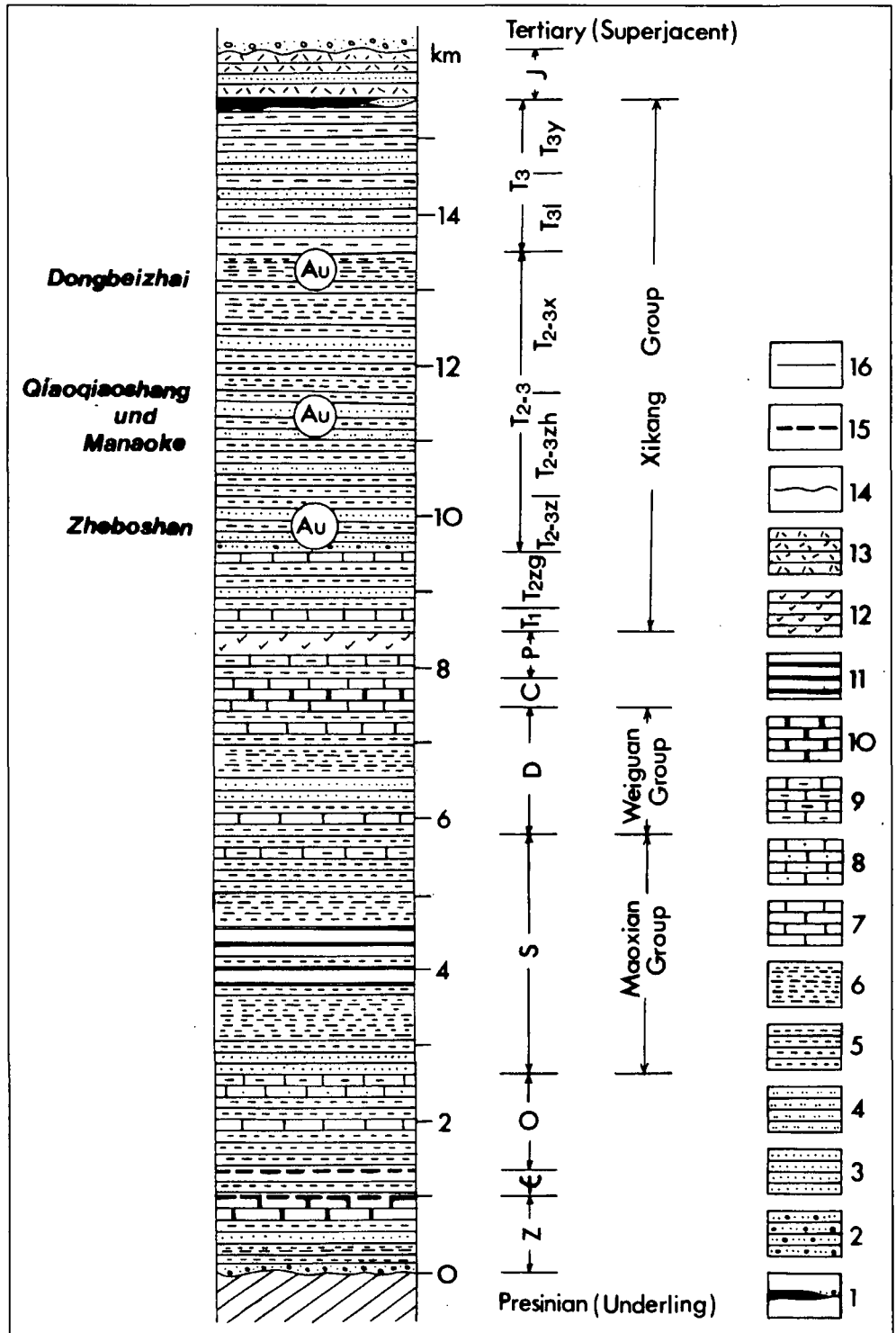
Serienvergleiche vorgenommen. Die stratigraphische Reihung erfolgt vom Älteren zum Jüngeren.

Zagunao-Gruppe (T_{2-3z})

Es handelt sich hauptsächlich um graue bis tiefgraue, mittel- und dickbankige, feinkörnige Quarzpsammite, vor allem Quarz(Qz)-Feldspat(F)-Psammite, Grauwacken und Arkosen mit Einschaltungen von schwarzen Tonschiefern, Phylliten sowie Kalklutiten und -areniten. Die metamorphe Beeinflussung ist sehr gering, sodaß man auch von Meta-Grauwacken usw. sprechen kann. Schräg- und Kreuzschichtung, Rippelmarken und gradierte Schichtung im großen und im kleinen sind häufige Gefügemerkmale. Kontinentaler Pflanzenhäcksel tritt mit marinen Fossilien, wie z.B. in den Turbiditen umgelagerten Crinoiden, zusammen auf. Bewegungsspuren von bentonischen Lebewesen auf den Schichtflächen von Schiefern sind ab und zu erhalten. Rhythmite in den Sand-Ton-Schieferabfolgen dieser Turbidite sind häufig, ebenso gradierte Schichtung. Nach bisheriger Auffassung sollte die Erzführung von Zheboshan in diese Abteilung einzureihen sein.

Zhuwo-Gruppe (T_{2-3zh})

Der Gesteinsbestand der Turbidite umfaßt graue, mittel- bis dickbankige, feinkörnige Qz-F-Psammite, Grauwacken, schwarzgraue C-haltige Siltschiefer und Sericit-Tonschiefer, oft in feinschichtigem und rhythmischem Wechsel. Der Sandsteinanteil nimmt von unten nach oben ab. „Bouma-Zyklen“ (BOUMA, 1962) mit unterschiedlichen Entwicklungsgraden sind häufig zu erkennen. Regional betrachtet nimmt der Sandsteinanteil in dieser Gruppe von NW nach SE zur Mitte des Sedimentbeckens ab und



damit auch die Korngröße und die Schichtdicke der Sandsteinlagen. Dementsprechend nimmt der feinklastische Tonanteil zu. Die Erzkörper der Lagerstätte Qiaoqiaoshang und Manaoke sind nach Erfahrung der chinesischen Kollegen dieser Gruppe zuzuordnen.

Xinduqiao-Gruppe (T_{2-3x})

Im unteren Teil der Abfolge existieren grauschwarze bis schwarze, meist kohlenstoffhaltige Ton- und Sericitschiefer und Phyllite. Pyrit-Framboide, Pyritkriställchen und inkohltter Phytodetritus sind in diesen Schwarzschiefern besonders häufige Komponenten. Auf den Schichtflächen der Schiefer sind Kriechspuren zu sehen. Als Zwischenschichten sind Grauwacken und Qz-F-Psammite entw-

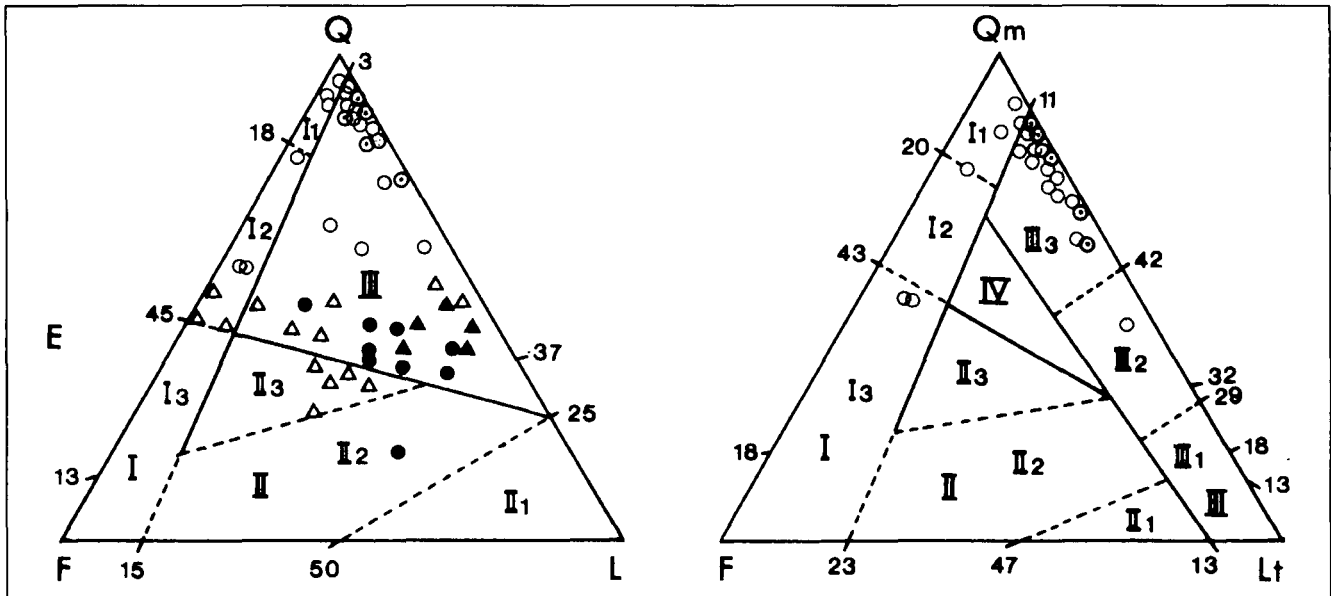


Abb. 7.

Grauwacken-Klassifikation im Q-F-L- und im Qm-F-Lt-Dreiecksdiagramm (nach GU Xuexiang, unveröffentlicht) und die zugehörigen Herkunftsbe-
reiche (nach DICKENSON & SUCZEK, 1979).

Q = Quarz, F = Feldspat, L = Gesteinsfragmente, Qm = Quarz-Einzelkörner, Lt = Gesteinsfragmente einschließlich Quarzit.

I = Kontinentalsockel, I₁ = Interkontinentaler Kraton, I₂ = Übergangskontinent, I₃ = Grundgebirgsheraushebung.

II = Magmatischer Bogen, II₁ = gegliederter Bogen, II₂ = Übergangsbogen, II₃ = nicht gegliederter Bogen.

III = wieder neu aktiviertes Orogen, III₁ = Gesteinsfragmente, III₂ = Zwischenbereich, III₃ = Quarz.

△ = Daten von Ruergai, ● = Daten von Hongyuan, ○ = Daten von Dongbeizhai, ⊙ = Daten von Qiaoqiaoshang, ● = Daten von Aba.

kelt, lokal kommen linsenförmige Mergellagen sowie Hornsteine und Siderit-Knollen vor. Diese Sedimentgruppe ist in ihrer Verbreitung sehr konstant. Der obere Teil dieser Abfolge ist von grauschwarzem Schiefer mit Einschaltungen von grauen, mittel- bis dünnbankigen Sandsteinen gebildet. Lokal sind auch basische Vulkanite als submarine Ergüsse und Tuffite zwischengeschaltet. Diese Xinduqiao-Abfolge ist wegen der Einschaltungen lagerförmiger Erzkörper der Lagerstätte Dongbeizhai von besonderem Interesse.

Die Zuordnung der Erzkörper zu diesen, nach lithostratigraphischen Kennzeichen erstellten Gruppen ist allerdings von gewisser Unsicherheit behaftet und deshalb auch nicht einstimmig anerkannt (Abb. 6). Über die Komponentenzusammensetzung der Grauwacken gibt die Dreiecksdarstellung Abb. 7 Auskunft.

6.3. Au-Gehalte und -Verteilung in triassischen sowie mittel- und jungpaläozoischen Sedimentgesteinen

In den vergangenen Jahren wurden insgesamt 1700 Gesteinsproben triassischer und mittel- bis jungpaläozoischer Sedimentgesteine im Arbeitsgebiet Sichuan von verschiedenen Forschergruppen, hauptsächlich aus der „Chinesischen Geowissenschaftlichen Universität Wuhan“ (Provinz Hubei) und einigen geologischen Schurf-

Tabelle 2.

Statistische Au-Parameter paläozoischer und triassischer Sedimentgesteine im Ostgebiet (nach LI Xiaozhuang et al., 1989).

Analytik: hauptsächlich AAS.

n = Probenzahl, x = Durchschnitt, U = Untergrund, s = Standardabweichung, V = Variationskoeffizient.

Stratigraphische Einheit	n	x(ppb)	U(ppb)	s	V(%)
o-triass. Loukongsongduo-Gruppe	235	9.5		25.2	264
m-o-triass. Xinduqiao-Gruppe	408	106.0	13.4	516.0	487
m-o-triass. Zhuwo-Gruppe	164	6.9	3.4	15.4	222
m-o-triass. Zagunao-Gruppe	3	1.2	1.9	0.2	20
u-triass. Zagashan-Gruppe	17	3.0	2.4	2.1	69
U.-Perm	70	6.3	5.6	4.9	78
M.-O.-Karbon	61	10.4	2.2	24.1	232
U.-Karbon	151	9.6	4.0	57.0	596
devone Wegoang-Gruppe	9	19.7	12.2	26.9	137

teams der Provinz Sichuan aufgesammelt und auf ihren Au-Gehalt analysiert. In Tab. 2 sind statistische Parameter aus diesen Untersuchungen angegeben. Daten aus paläozoischen Serien werden zum Vergleich mit den Triasgesteinen herangezogen.

Nach der Tab. 2 weisen die Sedimente der m-o-triassischen Xinduqiao-Gruppe und der devonischen Wegoang-Gruppe (C-reiche Kiesel- und Tongesteine) die höchsten Au-Gehalte in den Untersuchungsgebieten auf. Karbonatgesteine, z.B. aus dem Karbon sowie triassische Sandsteine sind meistens Au-arm. Das Verhältnis zwischen dem CLARKE-Wert für Gold (= 4 ppb, TAYLOR, 1964) und dem Au-Durchschnittsgehalt der analysierten Sedimentgesteine wurde als erster Anreicherungskoeffizient (K_1) für Gold im Arbeitsgebiet definiert. Die Au-Anreicherungskoeffizienten der verschiedenen stratigraphischen Einheiten betragen der Reihe nach: Xinduqiao-Gruppe ($K_1 = 3,34$) > Devon (3,05) > U.-Perm (1,49) > U.-Karbon (1,01) > Zhuwo-Gruppe (0,85) > Zagashan-Gruppe (0,84) > M.-O.-Karbon (0,56) > Zagunao-Gruppe (0,48). Das

Verhältnis zwischen dem Au-Durchschnittsgehalt (CLARKE-Ziffer) und Au-Background im Arbeitsgebiet wurde als zweiter Au-Anreicherungskoeffizient (K_2) definiert. Die K_2 -Werte verschiedener stratigraphischer Einheiten haben folgende Reihung: Xinduqiao-Gruppe ($K_2 = 7,93$) > M.-O.-Karbon (4,63) > U.-Karbon (2,37) > Zhuwo-Gruppe (2,04) > Devon (1,61) > Zagashan-Gruppe (1,24) > U.-Perm (1,05) > Zagunao-Gruppe (0,6).

Diese Statistik mit 1700 Proben nimmt allerdings nur Bezug auf neun Gesamtkomplexe aus Trias und Paläozoikum und es sind noch keine Einzelheiten über eigentliche Anreicherungszone berücksichtigt. Demnach handelt es sich im großen gesehen keineswegs um eine homogene Au-Verteilung in diesen Sedimenten, sondern um eine von der stratigraphischen Zugehörigkeit abhängige Goldverteilung. Besonders auffallend ist der höhere Au-Gehalt in Sedimenten der Xinduqiao-Gruppe, hingegen ein Au-Defizit in der Zagunao-Gruppe. Abgesehen von der sichtbaren schichtförmigen, lagerstättenbildenden Au-Anreicherung liegen aber noch keine Ergebnisse über homogene oder inhomogene Verteilung innerhalb der Sedimentgruppen vor.

Entsprechend dem rezenten Verwitterungskreislauf wurden im Einzugsbereich der alluvialen Bach- und Stromsedimente auch sekundäre Au-Anomalien gefunden.

6.4. Fazies, Milieu und Entwicklungsraum mittel-ober-triassischer Sedimentgesteine

Über die Fazies der m-o-triassischen Sedimente im NW der Provinz Sichuan gibt es verschiedene Meinungen, wie neritische oder lagunäre Flachseefazies u.a. Nach Untersuchungen der Arbeitsgruppe ZHENG ist der hunderte km umfassende Bereich dieser feinklastischen Sedimentgesteine als typische Turbiditsedimentation zu deuten. Turbidite, als genetische Bezeichnung für, aus Suspension von Trübströmen mechanisch, mit typischer vertikaler Kornsortierung abgelagerte detritische Komponenten, können an submarinen Böschungen ausgelöst werden und der in Transport versetzte Sedimentbestand kann nach auch sehr weiter Verfrachtung zur Resedimentation gelangen. Gradierte resedimentäre Abfolgen sind hier in vielen Groß- und Kleinzyklen entwickelt und für diese m-o-triassischen Sedimente typisch. Es sei aber auch bemerkt, daß die in sehr verschiedener Größenordnung vorliegenden Sequenzen bis in den cm-mm-Kleinbereich und noch darunter, mit entsprechend feinstklastischem Detritus zu finden und diesfalls natürlich, so wie Schräg- und Kreuzschichtungen durch lokale Strömungen entstanden sind.

6.4.1. Sedimentgefüge

Turbiditische Sedimente

In den Anlagerungsgefügen der viele Kilometer mächtigen Abfolgen ist oft polarer Bau durch zyklische Wechselfolgen zu erkennen. Auf Grund der Variabilität des psammischen, siltigen und pelitischen Detritus in gesetzmäßigem Ineinandergreifen beim Sedimentaufbau, lassen sich zumindest drei Sedimentkorntypen unterscheiden:

- Sandige Hauptkomponente: Diese Einheit ist häufig beliefert mit Grob- und Mittelsand und weist oft gradierte Schichtung auf. Sie enthält auch etwas resedimentierte Tongeröllchen in jedem Sandzyklus unten und etwas Silt oben. Auf den Anlagerungsflächen verdeutlichen

Belastungsmarken, gestaltlich eingeregelter Glimmerblättchen und blättchenförmiger Pflanzenhäcksel die jeweiligen parallelen oder auch schräg geschichteten Bauzonen.

- Siltige Hauptkomponente: Mit einer Schichtdicke meist unter 20 cm tritt dieser Sedimenttyp im Rahmen eines Großzyklus vor allem in den distalen Teilen von Abfolgen auf. Im jeweiligen Oberteil einer Siltsteinfolge ist entsprechend der Gradierung häufig eine Zunahme der Tonkomponente festzustellen. An Nebengemengteilen fällt auch hier Phytodetritus sowie ab und zu Schalendetritus von marinen Fossilien auf. Schräg-, Kreuzschichtung und Rippel verdeutlichen auch in dieser feinklastischen Sedimentvariante häufig Anlagerung aus einem laminar bewegten Medium.

Pelitisches tonige Hauptkomponente: In Form von Meta-Mergel, Kalkschiefern und -phylliten liegt das pelitische Sediment in proximalen Teilen häufig unvermittelt auf der obengenannten sandigen Variante. Darüber schließt sich gewöhnlich, durch eine Erosionsfläche getrennt, die nächste Sandfolge an. Die Schichtdicke des Pelits ist sehr verschieden.

Je nach der Bankdicke der Zyklen und der Mächtigkeit der einzelnen klastischen Sedimentarten kann man viele Rhythmustypen unterscheiden: z.B. 1 – 10 – 20 – 30 cm, und einen sehr groben Rhythmustyp >30 cm. Regionale Unterschiede sind in der Form auffallend, daß im Nordwesten des Arbeitsgebietes überwiegend der sehr grobe Rhythmit-Typ vorkommt, im Mittel- und Ostteil hingegen ein grober und ein sehr grober, im Südteil aber ein feiner und mittlerer Typ.

Jeder Typ läßt sich als Bouma-Zyklus beschreiben (BOUMA, 1962, S. 48). In den zentralen Turbiditen sind hauptsächlich die Sedimentteilabschnitte AE und A(B) CD(E) (nach STANLEY, 1963, Fig. 2) zu sehen. Die randlichen Turbidite umfassen vorwiegend die Sedimentteilbereiche BD und BCD. Der Teil A weist gradierte Schichtung auf, wobei hauptsächlich mittel- bis grobkörnige Quarz-Gesteinstrümmer-Grauwacke mit tonigen Geröllen im jeweils Liegenden, sowie Belastungs-Eindrücke, Driftmarken und Rinnenausfüllungen im Hangenden zu sehen sind. Die Gradierung umfaßt eine positive (normale), negative (inverse) und invers-normale Sequenz. Die positive Sequenz weist auf eine allmähliche Abnahme der Bewegungsstärke der Suspensionsströme hin, die negative Sequenz aber auf eine sehr hohe Konzentration der Turbiditströme.

Im B-Teil mit Parallelschichtung in Sandsteinen sind gestaltlich in s eingeregelter blättrige Minerale wie Glimmer, Pflanzenhäcksel sowie sedimentäre Lineationen häufig zu sehen. Teil B geht in Teil A über. Teil C mit eigenartigen Rippelschichtungen und ansteigenden Rippelschrägschichtungen besteht aus Silt. Teil D mit horizontal laminiertem Silt zeigt einen allmählichen Übergang zum Teil E, der hauptsächlich aus mergeligen Schiefern aufgebaut ist. Im Vergleich zu den proximalen Turbiditen sind bei den distalen Turbiditen die Korngrößen kleiner, die Bankdicken geringer, sowie Kreuzschichtungen, Belastungseindrücke, Rillenmarken und Strömungsriefen noch häufiger zu sehen.

Weitere Sedimentgefüge

Außer den besprochenen polaren und geopetalen Gefügen durch klassierte Schichtung, Schräg- und Kreuzschichtung, Rippelmarken, Erosionsflächen mit darüber einsetzender, durch geänderte Detrituslieferung auffallende neue Sedimentation, Belastungs-, Sohl- und Kolkmarken, bieten diese Sedimente auch eine Reihe von syn-

diagenetischen Verformungen z. B. infolge subaquatischer Gleitungen mit Verfaltung weicher und Zerschneiden starrer Zwischenlagen. Allerdings sind solche Merkmale in tektonisch stark beanspruchten Schichtpaketen durch Schieferung oder Transversalschieferung teilweise oder vollkommen überprägt und als syndiagenetische Teilbewegungen nicht verlässlich identifizierbar.

Betreffend sedimentologische Fragen über unsere m-o-triassischen Sedimente greifen wir vorausblickend auf das Ergebnis der in Ausarbeitung befindlichen Dissertation von Gu Xuexiang (1993) zurück. Demnach wird auf Grund von Großzyklen und gradiert Schichtung an der genetischen Beurteilung der Abfolgen als Turbidite nicht zu zweifeln sein. Die Ansicht ist durch Korngrößenanalysen von Gu Xuexiang (1988) gestützt.

Über die Tiefe des Sedimentationsbeckens bestehen, wie eingangs erwähnt, prinzipielle Meinungsunterschiede unter den Fachleuten in China. Nach den Vermutungen der Arbeitsgruppe ZHENG/GU sollte man aber an größere (>1 km) Wassertiefen denken.

6.4.2. Haupt- und Spurenelemente

Geochemische Untersuchungen der Spurenelemente in den Sedimentgesteinen können Informationen über das Herkunftsgebiet, die einstige petrographische Stellung der Komponenten und das nunmehrige Ablagerungsmilieu geben.

BHATIA (1983) hat Grauwacken aus verschiedenen geotektonischen Bildungsabläufen mittels geochemischer Parameter der Spurenelemente voneinander unterschieden. Mit denselben Parametern wurden die Turbidite in unserem Arbeitsgebiet verglichen (Tab. 3, 4, 5 und Abb. 8, 9, 10, 11):

- Die Spurenelementparameter der Turbidite im Arbeitsgebiet variieren in großen Spannen. Sie weisen auf komplex zusammengesetzte Gesteinsareale, einen heterogenen Mineralbestand und auf instabile geotektonische

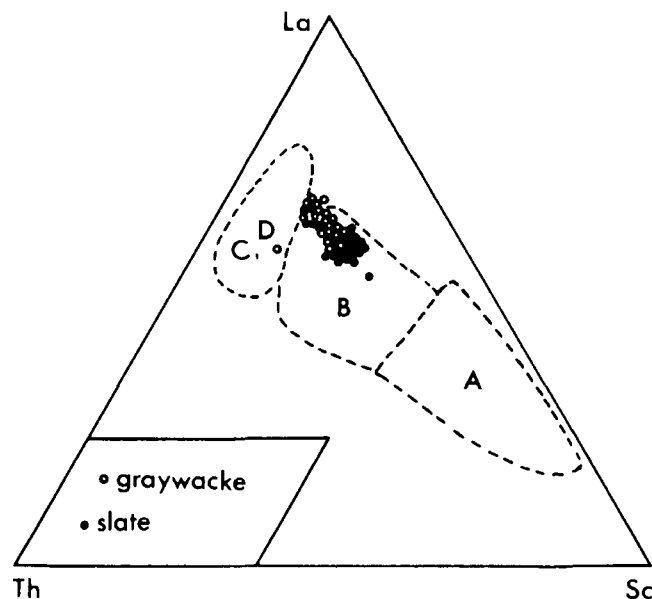


Abb. 8.
La-Th-Sc-Verteilungsdiagramm verschiedener geotektonischer Herkunftsgebiete (nach BHATIA & CROOK, 1986).
A = ozeanischer Inselbogen, B = kontinentaler Inselbogen, C = aktiver Kontinentalrand vom Anden-Typ, D = passiver Kontinentalrand. Die dargestellten Punkte beziehen sich auf triassische Grauwacken verschiedener Lokalitäten des Ostgebietes.

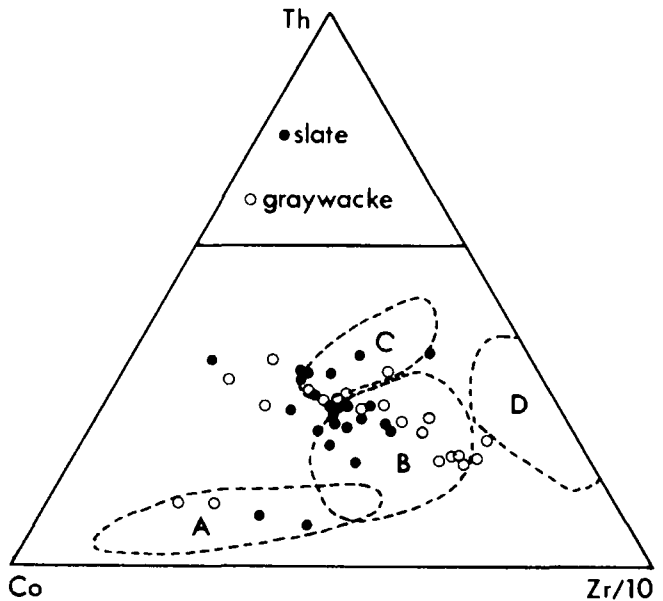


Abb. 9.
Th-Co-Zr/10-Unterscheidungsdiagramm (Erklärung wie Abb. 8).

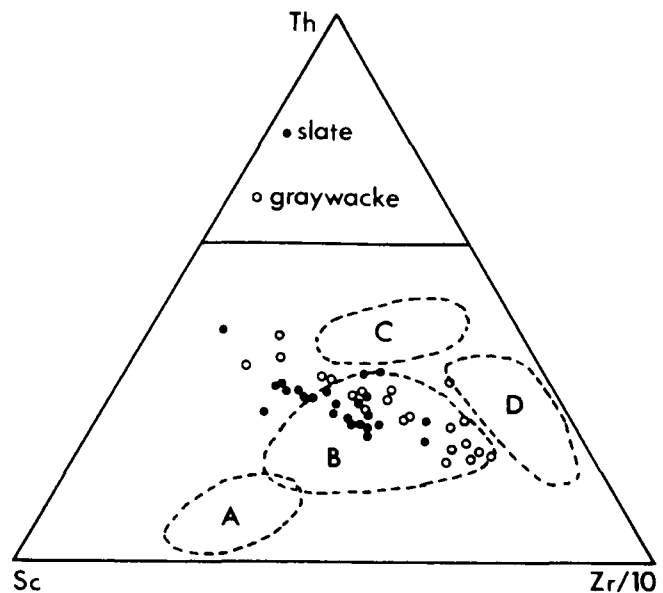


Abb. 10.
Th-Sc-Zr/10-Unterscheidungsdiagramm (Erklärung wie Abb. 8).

Vorgänge zur Triaszeit hin. Möglicherweise handelt es sich um einen kontinentalen Inselbogen, einen aktiven Kontinentalrand oder auch um eine Übergangszone zwischen beiden.

- Grauwacken und Arkosen im Arbeitsgebiet haben einen hohen Gehalt an LIL-Elementen wie Rb, Sr, K, Th, U, Zr, Hf, Sc, REE und hohe Verhältnisse von Rb/Sr, K/Th, Zr/Hf, Th/Sc, K/U, Th/U u.a. (Tab. 5). Das spricht für einen kontinentalen Inselbogen oder einen aktiven Kontinentalrand, aber gegen einen ozeanischen Inselbogen und gegen einen passiven Kontinentalrand.
- Sowohl Grauwacken als auch Schiefer zeigen eine hohe positive Korrelation von La/Th ($r = 0,90$ bzw. $0,93$). Das spricht dafür, daß dieser Gesteinsdetritus aus einem kontinentalen Inselbogen oder einem aktiven Kontinentalrand herzuleiten ist. Dieses Ergebnis deckt den obigen Befund.

Tabelle 3.

Haupt- und einige Spurenelemente (% bzw. ppm) in Erzen und Gesteinen im Ostgebiet.

* = nach dem Forschungsinstitut Südwestschinas für Metallhütten, unveröffentlicht; ** = nach Li Xiaozhuang et al., 1989, unveröffentlicht; *** = nach dem Geologischen Schurteam 606, unveröffentlicht.
Cc = Calcit, Py = Pyrit, Qz = Quarz, Re = Realgar, Sc = Sericit, Schl = Schiefer, T = Trias, P = Perm, K = Karbon, D = Devon. Gl-V = Glühverlust, C_{org} = organischer Kohlenstoff.
Leere Zellen = nicht bestimmt, ausgenommen FeO, welches z. T. unter Fe₂O₃ ausgewiesen ist.

Nr.	Probe	Alter	SiO2	Al2O3	Fe2O3	FeO	CaO	MgO	Na2O	K2O	TiO2	MnO	P2O5	H2O+	H2O-	Gl.-V.	CO2	S	As	Corg.	Au (ppm)	Summe
Erz																						
DH01**	Py-Oz-Schl-Erz	T	42,27	12,10	2,95	4,01	12,67	3,49	0,16	2,39						17,78	15,80	1,45	0,47		3,20	115,54
DH02a**	Py-Oz-Schl-Erz	T	48,04	14,00	2,89	3,22	7,93	2,85	0,24	3,59							9,90	1,81	0,92		4,70	95,39
DZK3	Py-Oz-Sc-Schl-Erz	T	46,84	15,06	3,39	4,00	6,91	2,90	0,32	3,44	0,66	0,12	0,15	4,76	0,08		8,85	2,10	0,56		5,14	100,14
DCH32-h2	Py-Oz-Sc-Schl-Erz	T	47,42	15,23	3,58	3,15	7,43	2,71	0,30	3,32	0,69	0,12	0,12	4,53	0,14		9,60	1,36	0,16		0,00	99,86
DCM871-h1	Py-Oz-Schl-Erz	T	42,96	14,79	2,19	3,60	10,63	3,32	0,25	3,10	0,83	0,10	0,14	5,16	0,68		11,60	0,85			0,08	100,20
DCM48-hq2	Py-Oz-Schl-Erz	T	48,04	14,00	2,89	3,22	7,93	2,85	0,24	3,59	0,73	0,09	0,16	4,60	0,67		9,90	1,81	8,86		4,71	109,58
DCM871-h2	Py-Oz-Schl-Erz	T	53,71	7,95	2,39	1,18	7,08	1,80	0,12	1,76	0,36	0,05	0,09	2,80	0,06		7,05	5,04	1,71		23,63	93,15
DCM115-h1	Re-Py-Oz-Erz	T	47,16	13,51	3,06	1,82	8,91	2,81	0,14	2,72	0,72	0,08	0,13	4,95	1,08		9,30	2,36	1,88		9,98	100,63
DCM31-h1	Re-Py-Sc-Oz-Erz	T	46,96	15,06	3,97	2,35	7,55	2,70	0,03	3,32	0,71	0,06	0,15	4,15	0,22		9,20	2,09			2,12	98,52
DCM48-hq1	Re-Py-Oz-Erz	T	55,64	11,98	4,21	1,62	5,07	2,34	0,24	3,16	0,64	0,08	0,14	4,66	0,90		6,10	3,50			7,11	100,28
DH02**	Re-Py-Oz-Erz	T	51,13	11,81	3,12	3,35	9,18	2,63	0,11	2,86						13,21	10,20	1,98	1,14		5,10	110,72
DH03**	Re-Py-Oz-Erz	T	51,30	12,55	3,34	3,22	8,39	2,72	0,14	2,90						13,44	10,60	1,84	2,80		5,35	113,24
DH04**	Re-Py-Oz-Erz	T	50,52	11,44	2,46	3,56	9,13	2,58	0,11	2,63						14,35	10,35	1,83	2,18		7,09	111,14
DH05**	Re-Py-Oz-Erz	T	50,73	12,47	3,13	2,84	9,53	2,38	0,13	2,84						12,54	9,80	1,31	1,22		4,45	108,92
DH06**	Re-Py-Oz-Erz	T	57,23	10,04	2,40	3,53	8,22	1,74	0,15	2,25						11,86	8,40	1,50	2,42		3,76	109,74
DCM78-25	Re-Py-Oz-Erz	T	60,40	7,29	2,02	1,71	9,24	2,80	0,10	2,01	0,45	0,13	2,92	0,76	8,25		1,03		0,66	5,09	99,11	
DCM78-32	Re-Py-Oz-Erz	T	59,50	7,48	3,19	2,19	9,00	2,31	0,12	1,96	0,69	0,12	2,71	0,60	7,96		2,02		0,08	9,83	99,85	
Dip-33	Re-Py-Sc-Oz-Erz	T	43,70	15,97	2,29	3,52	8,12	3,22	0,26	4,29	0,84	0,12	3,43	0,72	10,59		1,27		0,48	1,47	98,34	
mineralisierte Gesteine																						
DGu-3(2)	Py-Sc-Oz-Schiefer	T	50,01	14,20	2,94	3,59	7,98	2,87	0,39	3,60	0,60	0,10	0,31	4,12	1,29		0,49		0,83	0,08	92,49	
DGu-4(5)	Cc-Schiefer	T	39,43	12,18	1,75	3,88	15,55	3,24	0,42	3,03	0,56	0,11	0,25	3,12	0,80		0,50		0,85	0,01	84,82	
DCM78-33	Re-Sc-Schiefer	T	51,67	18,45	3,78	3,40	4,91	2,59	0,63	4,46	0,24	0,06	4,76	1,62	7,70		0,05		0,96	0,12	104,32	
DCM78-28	Cc-Oz-Siltstein	T	55,56	3,91	1,11	1,98	16,55	1,88	0,07	0,81	0,53	0,13	1,80	0,48	14,06		0,46		0,71	0,17	99,33	
DCM78-9	Re-Oz-Siltstein	T	57,86	5,68	1,73	1,25	12,70	2,03	0,10	1,30	0,07	0,10	1,92	0,49	10,96		1,41		0,79	0,63	97,60	
DGu-2(4)	Oz-Siltstein	T	55,56	7,41	1,10	2,06	12,63	2,35	0,25	1,76	0,47	0,10	0,46	2,17	0,59		0,56		0,84	0,20	87,47	
DCM-23	Oz-Kalkstein	K	14,41	1,88	0,10	0,84	34,69	9,11	0,69	0,40	0,25	0,06	1,80	0,61	34,29		0,02		0,93	0,01	99,15	
DCM58yq1	Oz-Kalkstein	K	37,26	3,53	0,30	1,24	27,82	2,25	0,40	0,90			1,18		24,24		0,13				99,25	
DGu-1(2)	Oz-Kalkstein	K	23,20	2,60	0,23	0,80	33,35	5,48	0,56	0,60	0,13	0,05	0,10	1,73	0,58		0,02		0,69	0,01	69,43	
Gesteine																						
D8708**	Oz-Sc-Schiefer	T	43,04	15,25	1,47	4,81	9,01	3,99	0,24	4,10						15,28	11,45	0,44	0,30		0,05	109,38
D8784**	Oz-Sc-Schiefer	T	45,08	15,14	0,92	4,71	9,67	3,46	0,91	3,35						14,08	8,18	0,04	0,02		0,00	105,56
DCM78-3	Oz-Sc-C-Schiefer	T	54,86	14,59	0,98	2,88	6,13	2,73	0,25	3,84	0,74	0,10	3,29	0,73	7,52		0,26		0,87	0,00	98,90	
DCM78-5	Oz-Sc-C-Schiefer	T	39,08	10,86	3,11	5,80	12,27	4,57	0,25	3,98	0,58	0,19	2,94	0,74	14,74		0,90		0,75	0,00	100,01	
DCM78-7	Oz-Sc-C-Schiefer	T	49,03	14,67	2,59	3,59	8,17	2,02	0,29	3,66	0,69	0,10	3,55	0,89	8,08		1,44		0,73	0,01	98,77	
Dip-9	Oz-Cc-Siltstein	T	48,50	5,28	1,51	0,89	21,16	1,03	0,46	1,62	0,34	0,06	1,84	0,66	15,84		0,01		0,67	0,01	99,20	
Dip-13	Sc-Oz-Siltstein	T	50,46	10,40	1,22	3,68	10,46	3,25	1,06	2,05	0,63	0,12	2,66	0,79	11,88		0,18		0,93	0,01	98,84	
Dip-30	Sc-Oz-Siltstein	T	44,52	6,18	1,35	1,96	20,68	2,10	1,48	0,98	0,73	0,14	1,84	0,56	16,40		0,02		0,91	0,00	98,94	
DCM78-16	Oz-Kalkstein	K	26,77	3,10	0,09	0,95	34,84	2,01	0,07	0,88	0,18	0,05	1,82	0,51	27,73		0,01		0,90	0,03	99,01	
DCM78-20	Oz-Kalkstein	P	31,98	3,31	0,36	0,76	32,01	1,85	0,43	0,80	0,19	0,05	1,66	0,55	25,48		0,02		0,45	0,01	99,45	
DCM58Y02	Oz-Kalkstein	K	25,90	1,32	0,40	0,57	36,30	2,04	0,60	0,42			1,90		29,94						99,39	

Tabelle 3 (Fortsetzung).

Nr.	Probe	Alter	SiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	CaO	MgO	Na ₂ O	K ₂ O	TiO ₂	MnO	P ₂ O ₅	H ₂ O+	H ₂ O	Gl-V	CO ₂	S	As	Corr.	Au (ppm)	Summe
								Lagerstätte Qlaoglaoshang														
Qws-1*	Qz-Py-Erz-Süd	T	84.82	8.70	0.44	0.46	0.29	0.16	0.09	1.24	0.48	0.03	0.09			2.35		0.06	0.09		1.83	99.30
Qws-2*	Sc-Py-Erz-Süd	T	40.12	19.69	4.96	2.31	6.58	3.74	0.26	4.11	0.84	0.09	0.34			13.80		3.55	0.02		3.85	100.41
Qws-3*	Sc-Qz-Py-Erz-Süd	T	61.15	18.65	5.43	0.74	1.12	0.78	0.11	3.95	0.64	0.08	0.41			6.12		0.14	0.18		6.15	99.50
Qws-4*	Sc-Qz-Py-Erz-Süd	T	62.19	18.58	4.81	0.86	0.62	0.42	0.11	3.27	0.66	0.03	0.45			6.55		0.09	0.36		3.45	99.00
Qws-5*	Qz-Py-Erz-Süd	T	47.32	18.55	7.81	0.23	5.59	2.15	0.26	3.70	0.80	0.15	0.27			10.37		0.11	0.10		2.16	97.41
Qws-6*	Py-Erz-Nord	T	60.58	15.88	7.08	0.55	2.15	1.28	0.17	2.60	0.62	0.18	0.42			7.77		0.14	0.35		3.17	99.77
Qws-7*	Sc-Qz-Re-Erz	T	53.60	11.76	4.93	0.23	0.46	0.13	0.00	0.09	0.73	0.01	5.57			10.33			12.02		1.30	99.86
Qws-8*	Qz-Re-Erz	T	77.29	5.22	1.79	1.97	0.24	0.22	0.00	0.08	0.44	0.64	1.55			6.35		1.37	4.02		1.50	101.18
Qws-9*	oxidiertes Erz	T	57.30	20.87	5.77		0.82	0.63	0.26	3.87	0.87					7.40		0.25	1.70		2.41	99.74
	Gesteine																					
Qll-1	Qz-Siltstein	T	53.50	9.17	4.56		11.52	2.76	0.17	1.40	0.53	0.62	0.11			16.14						100.48
Qll-3	Qz-Siltstein	T	54.07	12.10	5.47		8.70	3.07	0.24	2.18	0.65	0.13	0.14			14.09						100.84
Qll-9	Sc-Qz-Siltstein	T	42.26	15.11	5.90		9.55	5.26	0.23	3.13	0.66	0.07	0.10			18.35						100.62
Qll-12	Cc-Qz-Siltstein	T	32.19	11.74	5.36		19.13	2.64	0.13	2.25	0.51	0.12	0.09			25.27						99.43
Qll-17	Py-Sc-Qz-Siltstein	T	60.08	13.37	13.54		1.71	1.15	0.21	2.12	0.71	0.24	0.16			7.40						100.69
Qll-20	Qz-Sandstein	T	86.09	8.12	1.55		0.58	0.60	0.14	1.85	0.51	0.00	0.03			2.36						101.83
Qll-36	Qz-Sandstein	T	54.29	7.43	4.57		12.74	2.68	0.00	1.14	0.43	0.11	0.10			16.51						100.00
Q6-4***	Qz-Sc-Siltstein	T	61.67	18.32	5.14	0.80	0.87	0.60	0.11	3.61	0.65	0.06	0.43			6.34		0.12		0.22		98.72
Q6-6***	Qz-Sandstein	T	82.61	9.72	0.64	0.32	0.22	0.23	0.10	1.90	0.59	0.03	0.09			2.55		0.11				99.11
Q6-7***	Qz-Sandstein	T	56.82	11.10	3.96	2.03	5.90	3.45	0.17	2.33	0.51	0.09	0.22			11.79		2.40				100.77
Q6-9***	Grauwacke	T	70.84	8.21	2.56	0.39	5.39	1.77	0.17	1.17	0.53	0.10	0.16			8.06		0.03				102.05
Q6-5***	Sc-Qz-Schiefer	T	59.16	13.42	4.25	1.01	5.74	1.49	0.17	2.75	0.69	0.07	0.25			8.72		0.85		0.17		102.93
Q6-1***	Sc-Qz-Schiefer	T	46.10	16.54	2.67	3.22	7.98	3.40	0.29	3.80	0.62	0.09	0.12			14.14		0.05				102.88
Q6-2***	Sc-Qz-Schiefer	T	56.93	20.74	4.38	0.16	2.13	0.95	0.37	4.34	0.94	0.20	0.20			6.92		0.10				98.36
Q6-3***	Sc-Qz-Schiefer	T	45.92	17.77	2.82	2.85	6.57	3.02	0.33	3.72	0.73	0.12	0.25			12.94		1.47				103.55
Q6-8***	Qz-Schiefer	T	62.04	13.26	1.65	2.92	4.20	1.76	0.35	0.94	0.72	0.07	0.21			10.30		0.53				104.67
Qll-21	Sc-Qz-Schiefer	T	64.99	18.18	3.23		0.74	1.03	0.31	3.84	0.98	0.00	0.11			6.49						99.90
Qll-23	Sc-Qz-Schiefer	T	59.98	21.47	4.88		0.62	1.02	0.28	4.82	0.91	0.00	0.18			6.71						100.87
Qll-24	Py-Sc-Qz-Schiefer	T	54.41	18.69	11.06		1.35	0.91	0.29	3.57	0.74	0.01	0.46			8.90						100.39
Qll-26	Sc-Qz-Schiefer	T	74.10	13.93	2.18		0.65	0.65	0.00	2.63	0.69	0.00	0.11			4.84						99.78
Qll-37	Sc-Qz-Schiefer	T	44.27	16.31	6.40		8.81	3.78	0.34	3.29	0.72	0.09	0.12			16.15						100.28
Qll-38	Sc-Qz-Schiefer	T	46.62	15.30	5.85		9.32	3.73	0.25	3.22	0.67	0.09	0.14			16.74						101.93
Qll-40	Sc-Qz-Schiefer	T	61.74	14.55	5.69		5.16	1.03	0.00	1.40	0.59	0.08	0.11			9.41						99.76
Qll-48	Qz-Cc-Schiefer	D	33.73	7.39	2.67		26.63	1.59	0.00	1.35	0.45	0.00	0.05			25.55						99.41
Qll-56-2	Qz-Siltstein	D	70.93	13.44	5.34		1.05	0.68	0.21	1.44	1.01	0.04	0.07			6.40						100.61
Qll-58	Kalkstein	D	1.70	0.64	0.31		51.33	0.74	0.03	0.17	0.06	0.02	0.02			42.99						98.01
Qll-59	Kalkstein	D	0.42	0.30	0.24		51.78	0.80	0.04	0.23	0.04	0.02	0.02			43.45						97.34
Qll-60	Cc-Dolomit	D	1.77	0.75	0.28		27.61	18.19	0.08	0.26	0.06	0.02	0.02			53.50						102.54
Qll-61	Cc-Dolomit	D	0.22	0.26	0.18		27.80	19.70	0.06	0.08	0.03	0.02	0.05			53.18						101.58

Tabelle 3 (Fortsetzung).

Nr.	Probe	Alter	SiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	CaO	MgO	Na ₂ O	K ₂ O	TiO ₂	MnO	P ₂ O ₅	H ₂ O+	H ₂ O	Gl.-V.	CO ₂	S	As	Corg.	Au (ppm)	Summe
K2	Oz-Schiefer	T	59.85	7.87	4.65		14.42	1.16	0.33	1.41	0.48	0.08	0.13			10.89						101.27
K3	Sc-Oz-Sandstein	T	53.85	10.98	6.21		10.45	2.12	0.42	2.33	0.60	0.08	0.15			13.36						100.55
K5	Cc-Sandstein	T	31.90	8.17	3.92		28.35	0.82	0.18	1.91	0.39	0.09	0.07			24.04						99.84
K4	Cc-Sandstein	T	35.13	9.37	4.39		23.97	0.99	0.28	2.30	0.43	0.15	0.08			22.30						99.39
TI-1	Sc-Oz-Sandstein	T	71.25	13.44	4.11		1.64	0.60	0.28	1.37	0.61	0.03	0.18			6.46						99.97
TI-2	Sc-Oz-Sandstein	T	59.78	10.48	5.47		7.74	2.08	0.26	1.40	0.53	0.08	0.12			12.00						99.94
TI-5	Diorit	T	57.64	21.26	9.33		0.67	0.52	0.23	1.40	1.03	0.03	0.25			8.05						100.41
TI-9	Oz-Sandstein	T	70.32	9.47	4.97		5.12	2.14	1.01	1.05	0.74	0.06	0.21			5.11						100.20
TI-13	Lamprophyr	T	56.18	18.15	6.51		6.25	1.60	0.328	2.96	0.74	0.07	0.17			3.89						99.80
NI-2	Py-Cc-Siltstein	T	35.96	4.64	9.84		23.19	0.38	3.52	0.72	0.18	0.21	0.57			20.79						100.00
NI-3	Sc-Sandstein	T	47.25	12.78	5.48		10.04	1.16	0.427	2.03	0.71	0.10	0.20			15.32						99.34
NI-4	Cc-Schiefer	T	39.63	2.52	4.97		27.23	0.33	1.79	0.48	0.11	0.16	0.10			23.63						100.95
NI-1	Cc-Sc-Schiefer	T	39.76	16.14	5.74		12.19	0.79	3.59	3.20	0.69	0.10	0.14			17.72						100.06

– Die Schiefer zeigen, bezugnehmend auf einen höheren Gehalt an vulkanischem Material, eine Beziehung zu einem kontinentalen Inselbogen.

Die SEE der Turbidite entsprechen gleichfalls der Herkunft aus einem kontinentalen Inselbogen oder auch aktiven Kontinentalrand vom Anden-Typ.

Mit solchen Vorstellungen und Vermutungen über die Gestaltung des Sedimentationsraumes und seines Vorlandes wollen wir nun einige der in diesem Gebiet entdeckten Goldlagerstätten mit Einzelheiten erörtern und versuchen, sie in einen genetischen Rahmen zu stellen.

6.5. Au-Lagerstätte Dongbeizhai

Die Dongbeizhai-Lagerstätte in Nord-Sichuan liegt als auf fallende schichtige Goldanreicherung im sogenannten Ostgebiet (Abb. 12). Dongbeizhai zählt zu einer der größten Au-Lagerstätten, die in den letzten Jahren in dem zu SW-China gerechneten Bereich neu entdeckt wurde. Die Lokalität liegt rund 260 km Luftlinie NNW von Chengdu, bzw. 16 km NNW von Songpan.

6.5.1. Geologisch-tektonischer Überblick

Die Lagerstätte liegt in jener Zone, in der bei großräumiger Betrachtung zwei große Faltungs- und Störungssysteme orthogonal aufeinander treffen (Abb. 5). Im Osten besteht ein in der Hauptformungsebene rund 100 km ausgedehntes Faltungssystem, dessen Faltenachsen nach WNW bis W einfallen. In den tektonischen Mulden von etwa 20 km Ausmaßen sind vom Devon, Karbon, Perm bis in die untere, mittlere und obere Trias reichende Abfolgen erhalten. Das Falten-system erscheint besonders von einem achsenparallelen Störungssystem (*h0l*-Lage, Längsklüfte) modifiziert. Die W-E verlaufende Xueshan-Störungszone ist eine davon. Das Großfalten- und Störungssystem wird am Minjiang-Störungssystem, welches NNE–SSW bis N–S streicht, regelrecht abgesichert und von W her steil überschoben. Da in der weiteren Westfortsetzung außerhalb der Minjiang-Großstörungszone wieder das weiträumig bekannte WNW–ESE-Streichen der paläozoischen bis triadischen Schichtkomplexe vorherrscht, dürfte das regionalgeologisch außergewöhnliche N–S- bis NNE–SSW-Streichen im Minjiang-Störungsbereich durch eine hier wirksame W–E-Einengung erzwungen worden sein. Sie steht wahrscheinlich im Zusammenhang mit der großräumigen tangentialen SW–NE-Bewegungstendenz, welche durch vermutliche Inhomogenitäten des Untergrundes in Form von Hindernissen einen Stau und als Auswirkung enorme Schichtversenkungen in südlichen Teilbereichen verursacht hat (Abb. 4). In der ursächlichen Anlage der Minjiang-Großstörungszone scheint eine Flexur und nachfolgende Scherung mit dem Relativsinn der Zergleitung „Östliches nach N, Westliches nach S“, also als „Linksverwurf“ wirksam gewesen zu sein. Bei den in der Minjiang-Störungszone verschuppten Karbon- bis Triassedimenten (Abb. 5) scheint es sich um die von E her nach W in die Tiefe verlaufenden Serien zu handeln, die dann am Minjiang-Kluftsystem nach oben verworfen erscheinen.

In dem derzeit zwischen 2.800 und 3.760 m ü.d.M. in Aufschluß befindlichen Grubenfeld treten generell dunkelgraue bis schwarze, grafitische Schiefer („Schwarzschiefer“), Phyllite, tonige und mergelige Sandsteine der m–o-triassischen Xinduiqiao-Abfolge (T_{2-3x}) sowie karbonisch-permische Karbonatgesteine auf (Abb. 13, 14, 15). Die Quasiya-Verwerfung,

Tabelle 4.
SEE-Meddaten (ppm) sowie einige SEE-Parameter von Gesteinen und Erzen der Lagerstätten Dongbeizhai, Qiaojiaoshang, Manaoke, Zhebooshan, Tianjie und Nanggai in Triassischen Abfolgen des Ostgebietes.
* = nach Li Xiaozhuang et al., 1989; ** = nach dem Geologischen Schurteam 606 in der Provinz Sichuan; alle anderen Proben wurden auf 8 Elemente mit NAA bzw. auf 14 mit ICP im Chengdu College of Geology analysiert. Die für die Berechnung und Diagrammbezeichnung benutzten Chondrit-SEE-Daten stammen von TAYLOR & MCLENNAN (1985). Σ REE wurde bei den Meßdaten mit 8 Elementen durch Interpolation auf dem Chondrit-normierten SEE-Diagramm ermittelt. δ Eu und δ Ce nach MCLENNAN (1989) berechnet. Leere Zellen = nicht bestimmt.
C = Kohlenstoff, Ce = Calcit, Py = Pyrit, Qz = Quarz, Re = Realgar, Schl = Schiefer, Sc = Sericit, J = Jura, T = Trias, P = Perm, K = Karbon, D = Devon.

Nr.	Probe	Alter	La	Ce	Pr	Nd	Sm	Eu	Gd	Tb	Dy	Ho	Er	Tm	Yb	Lu	ΣREE	δEu	δCe	(La/Yb) _n	(La/Sm) _n	(Gd/Yb) _n
Lagerstätte Dongbeizhai																						
D-H-2	Sandstein	T	31.22	60.10		27.83	5.14	0.96		0.86					2.04	0.31	148.6	0.65	0.95	10.34	3.82	1.57
D-H-3	Siltstein	T	40.34	70.97		35.12	6.50	1.10		0.78					2.44	0.35	179.1	0.66	0.90	11.17	3.91	1.33
D-H-4	Cc-Schiefer	T	32.85	57.20		26.02	5.37	0.81		0.72					2.31	0.33	144.0	0.59	0.91	9.61	3.85	1.17
D-CM78-25	Phyllit	T	37.00	81.00	8.30	32.00	5.40	0.98	5.30	0.41	3.70	0.40	1.90	0.10	1.80	0.10	178.4	0.56	1.08	13.89	4.31	2.39
D-CM78-8	Phyllit mit Realgar	T	28.00	57.00	6.40	24.00	4.40	1.10	4.70	0.52	3.10	0.25	1.50	0.10	1.30	0.25	132.6	0.74	1.00	14.55	4.01	2.93
DCM118-13	Rotquarz	T	2.90	4.20	1.20	4.70	1.10	0.34	1.40	0.23	1.70	0.21	0.80	0.07	0.48	0.04	19.4	0.84	0.53	4.08	1.66	2.36
D-IP-39	Sandstein	T	34.00	76.00	7.00	26.00	3.60	0.71	3.60	0.13	2.10	0.08	0.94	0.08	0.57	0.10	154.9	0.60	1.15	40.31	5.94	5.12
D-CM78-23	Kalkstein	K-P	19.00	34.00	3.00	12.00	1.50	0.26	1.50	0.05	0.81	0.08	0.15	0.05	0.05	0.05	72.5	0.53	1.06	256.78	7.97	24.31
D-IP-22	Mergel	K-P	23.00	37.00	3.60	16.00	2.10	0.38	2.60	0.10	1.20	0.08	0.34	0.05	0.05	0.05	86.6	0.50	0.95	310.84	6.89	42.14
D-P-24	Phyllit	T	41.00	88.00	9.00	33.00	5.90	1.20	5.60	0.53	3.40	0.51	1.60	0.10	1.50	0.10	191.4	0.64	1.07	18.47	4.37	3.03
D-CM48-37	Calcit-Gang		0.55	1.10	0.91	1.40	0.60	0.45	1.00	0.19	2.70	0.23	0.72	0.01	0.39	0.04	10.3	1.78	0.36	0.95	0.58	2.08
D-Ca2-1	Grob-Calcit		2.20	1.70	1.10	1.50	1.50	0.76	4.90	0.85	6.50	1.20	3.60	0.29	2.20	0.19	28.5	0.86	0.26	0.68	0.92	1.81
D-XDL-S2*	Quarz		0.34	1.10		0.83	0.16	0.04		0.04					0.20	0.03	3.7	0.74	1.11	1.15	1.34	0.76
D-87B20*	Quarz		0.54	1.13		0.81	0.22	0.05		0.04					0.13	0.02	3.8	0.79	0.90	2.81	1.54	1.25
D-87ZB3*	Quarz		0.06	0.14		0.11	0.03	0.01		0.01					0.04	0.01	0.6	0.97	0.93	1.01	1.26	0.82
D-86Bg8*	Quarz		0.11	0.26		0.19	0.06	0.02		0.01					0.07	0.01	1.0	1.04	0.96	1.06	1.15	0.73
Lagerstätte Qiaojiaoshang																						
QQ-10	Granit-Gang		22.00	38.00	3.80	17.00	3.60	0.81	3.00	0.40	2.30	0.40	0.82	0.13	0.80	0.12	93.2	0.75	0.97	18.58	3.85	3.04
Q-TR1**	Granit		4.40	15.40	1.88	8.00	4.40	0.40	1.56	0.25	1.48	1.00	0.78	0.50	1.28	0.15	41.5	0.47	1.25	2.32	0.63	0.99
Q-TR6**	Granit-Gang		26.00	58.00	5.20	22.00	5.80	1.18	4.30	0.43	2.80	0.64	1.24	0.30	1.84	0.20	129.9	0.72	1.17	9.55	2.82	1.89
QQ-14	Realgar-Erz		27.00	48.00	4.80	21.00	3.90	0.83	3.20	0.52	3.20	0.63	1.80	0.27	1.60	0.25	117.0	0.72	0.99	11.40	4.36	1.62
QQ-2	Schiefer-Erz		47.00	82.00	8.10	34.00	5.80	1.10	3.70	0.64	3.80	0.70	1.80	0.28	1.70	0.26	190.9	0.73	0.98	18.68	5.10	1.76
Q-TZ8	Py-Erz		66.00	110.00	13.00	41.00	7.60	1.20	4.00	0.64	2.80	0.40	1.10	0.16	1.00	0.15	249.1	0.67	0.88	44.60	5.47	3.24
Q-TR8**	Erz-Brekzien		58.00	113.00	11.90	56.00	9.60	1.81	7.00	1.10	6.50	1.36	3.90	0.73	4.30	0.39	275.6	0.67	1.01	9.11	3.80	1.32
Q-TR13**	Erz-Brekzien		51.00	95.00	9.60	44.00	8.40	1.60	6.60	1.04	6.30	1.24	3.70	0.68	4.30	0.41	233.9	0.66	1.01	8.01	3.82	1.24
Q-TR14**	vererzte Brekzien		45.00	78.00	8.40	39.00	7.20	1.34	5.40	0.80	4.80	1.06	2.50	0.56	3.40	0.26	197.7	0.66	0.94	8.94	3.93	1.29
QIII-40	Realgar-Erz		34.71	69.60		36.00	6.88	1.53		1.00					1.13	0.10	174.0	0.77	0.95	20.76	3.18	3.82
QCR-2	Erz		57.00	115.60		48.20	8.27	1.33		0.83					2.88	0.45	262.0	0.66	1.00	13.37	4.34	1.27
Q-TR2**	alter Schiefer		58.00	96.00	11.40	40.00	10.60	1.82	8.00	1.20	7.40	1.48	4.40	0.80	4.40	0.61	246.1	0.60	0.87	8.91	3.44	1.47
QQ-4	alter Schiefer		74.00	150.00	12.00	47.00	7.60	1.20	4.00	0.64	3.80	0.70	1.80	0.28	1.70	0.26	305.0	0.67	1.18	29.41	6.13	1.91
Q-TR3**	alter Brekzien		33.00	65.00	6.00	26.00	5.60	1.11	3.90	0.71	4.20	0.98	2.50	0.52	3.10	0.22	152.8	0.73	1.08	7.19	3.71	1.02
Q-TR9**	C-reiche Brekzien		54.00	94.00	11.00	48.00	8.00	1.40	4.70	0.68	3.80	0.96	2.40	0.55	3.20	0.24	232.9	0.70	0.90	11.40	4.25	1.19
QIII-27	Py-Tonschiefer	T	50.01	109.61		50.00	11.01	3.18		1.23					2.64	0.35	262.4	0.99	1.02	12.80	2.86	2.71
Q-TR10**	dolom. Schiefer	T	38.00	74.00	7.90	36.00	6.80	1.38	5.20	0.88	5.10	1.10	3.10	0.56	3.90	0.35	184.3	0.71	1.00	6.58	3.52	1.08
Q-TR11**	Cc-Schiefer	T	44.00	78.00	9.00	40.00	7.60	1.48	5.90	0.94	5.20	1.12	3.36	0.58	3.80	0.28	165.3	0.68	0.92	7.82	3.64	1.26
Q-TR12**	dolom. Schiefer	T	41.00	68.00	6.60	33.00	7.40	1.12	5.20	1.02	5.00	1.24	3.40	0.62	2.80	0.46	176.9	0.55	0.97	9.89	3.49	1.51
Q-TR7**	Cc-Schiefer	T	34.00	70.00	7.20	35.00	6.80	1.18	5.00	0.82	4.40	1.02	2.60	0.53	3.40	0.31	172.3	0.62	1.05	6.76	3.15	1.19
QIII-5	silt. Schiefer	T	31.21	60.82		29.80	4.95	1.25		0.71					2.18	0.33	150.7	0.85	0.95	9.67	3.97	1.51
QIII-9	Sc-Qz-Schiefer	T	38.31	69.60		33.90	6.27	1.49		1.00					2.28	0.40	177.4	0.79	0.92	11.35	3.85	1.87
QIII-10	silt. Schiefer	T	41.30	76.61		36.60	5.70	1.20		0.79					2.29	0.35	187.0	0.75	0.93	12.19	4.56	1.48
QIII-14	Tonschiefer	T	32.61	57.31		30.50	5.80	2.90		0.85					2.11	0.32	156.0	1.36	0.89	10.44	3.54	2.82

Tabelle 4 (Fortsetzung).

Nr.	Probe	Alter	La	Ce	Pr	Nd	Sm	Eu	Gd	Tb	Dy	Ho	Er	Tm	Yb	Lu	Σ REE	δ Eu	δ Ce	(La/Yb) _n	(La/Sm) _n	(Gd/Yb) _n
QIII-14	Tonschiefer	T	32,61	57,31		30,50	5,80	2,90		0,85					2,11	0,32	156,0	1,36	0,89	10,44	3,54	2,82
QIII-16	Tonschiefer	T	44,00	81,60		40,80	6,99	1,78		0,81					3,05	0,45	204,5	0,90	0,92	9,75	3,96	1,40
QIII-19	Tonschiefer	T	38,31	71,22		33,50	5,74	1,47		0,74					2,56	0,36	175,6	0,88	0,93	10,11	4,20	1,44
QIII-23	Sc-Qz-Schiefer	T	45,11	85,40		35,00	5,61	1,36		0,58					2,37	0,35	196,6	0,89	0,97	12,86	5,06	1,34
QIII-30	Tonschiefer	T	40,48	74,89		35,30	6,09	1,64		0,86					2,46	0,42	185,8	0,89	0,93	11,12	4,18	1,70
QIII-32	silt. Tonschiefer	T	40,29	69,91		38,90	6,89	1,91		1,00					3,06	0,44	188,7	0,91	0,87	8,90	3,68	1,59
QIII-34	Cc-Tonschiefer	T	38,71	71,80		37,00	5,90	1,50		0,83					2,60	0,38	181,9	0,86	0,92	10,06	4,13	1,50
QA1-3	sand. Schiefer	T	44,75	65,75		29,13	5,96	0,96		0,93					2,61	0,38	172,6	0,59	0,84	11,59	4,73	1,29
QIII-39	Tonschiefer	T	33,19	61,56		23,90	5,00	0,81		0,60					2,19	0,34	144,6	0,64	0,97	10,24	4,18	1,11
QA6-6	Schiefer	T	42,38	72,17		31,04	7,24	0,95		0,96					2,67	0,35	180,9	0,53	0,91	10,73	3,68	1,28
QA2-7	Schiefer	T	39,88	67,00		34,43	5,75	0,87		0,76					2,48	0,31	172,1	0,59	0,87	10,87	4,37	1,16
QA3-7	Schiefer	T	39,39	63,61		24,68	6,25	1,10		0,95					2,51	0,35	160,7	0,64	0,90	10,60	3,97	1,43
QA3-5	silt. Schiefer	T	43,66	71,12		31,31	6,94	1,25		0,79					2,66	0,36	179,9	0,70	0,89	11,09	3,96	1,30
QA3-1	Schiefer	T	41,84	66,62		34,21	6,91	1,36		0,88					2,77	0,41	178,0	0,73	0,85	10,21	3,81	1,38
QA4-5	Schiefer	T	40,06	63,98		34,31	6,34	0,92		0,92					2,37	0,30	171,2	0,56	0,84	11,42	3,98	1,38
QA4-2	silt. Schiefer	T	41,48	68,64		33,37	7,08	1,31		0,90					2,73	0,36	179,0	0,70	0,88	10,27	3,69	1,39
QA5-3	sand. Schiefer	T	39,90	64,14		30,96	5,98	1,01		0,72					2,47	0,34	165,4	0,66	0,86	10,92	4,20	1,21
QIII-1	Siltstein	T	27,52	47,82		22,00	4,30	0,68		0,56					2,09	0,26	120,3	0,61	0,91	8,90	4,03	1,04
QIII-3	kalk. Siltstein	T	35,21	64,01		31,60	5,57	1,34		0,81					2,40	0,40	162,7	0,82	0,92	9,91	3,98	1,52
Q-TR4**	Sandstein	T	41,00	72,00	6,40	24,00	7,60	1,02	4,40	0,75	4,40	1,34	2,00	0,68	2,00	0,20	167,8	0,54	1,04	13,85	3,40	1,78
Q-TR5**	Sandstein	T	41,00	79,00	7,70	30,00	5,00	0,78	2,20	0,53	3,60	0,87	2,00	0,44	2,30	0,22	175,6	0,72	1,04	12,05	5,16	0,78
QIII-7	Siltstein	T	27,77	49,27		20,40	4,39	0,71		0,60					1,79	0,24	120,4	0,62	0,93	10,48	3,98	1,28
QIII-20	Sandstein+Qz-Gang	T	22,74	41,43		16,70	2,27	0,32		0,23					1,17	0,18	94,0	0,60	0,95	13,13	6,31	0,81
QIII-8	Sandstein+Qz-Gang	T	18,92	35,98		18,70	4,18	1,30		0,76					2,32	0,40	100,0	0,94	0,93	5,51	2,85	1,50
QIII-11	Siltstein	T	31,23	55,86		25,90	4,73	0,74		0,63					1,79	0,25	137,7	0,60	0,92	11,79	4,16	1,34
QIII-43	Sandstein	T	17,00	30,60		13,14	3,22	0,09		0,71					1,61	0,28	79,7	0,11	0,94	7,14	3,32	1,02
QA2-2	Sandstein	T	29,54	48,34		26,10	4,24	0,61		0,47					1,72	0,25	125,3	0,60	0,85	11,61	4,39	1,09
QIII-36	Sc-Qz-Sandstein	T	18,67	35,78		16,40	3,54	0,73		0,67					1,56	0,24	91,9	0,68	0,95	8,09	3,32	1,59
QA5-1	Sandstein+Schiefer	T	29,89	49,23		22,46	4,44	0,78		0,72					2,02	0,28	126,9	0,63	0,88	10,00	4,24	1,31
QA6-3	Siltstein	T	38,29	63,42		26,28	6,17	1,04		0,72					2,22	0,31	157,6	0,66	0,90	11,66	3,91	1,36
QIII-44	Kalkstein	D	28,71	53,40		23,90	3,78	0,92		0,74					2,35	0,31	132,4	0,77	0,94	8,26	4,78	1,23
QIII-46	Kalkstein	D	20,12	35,61		19,30	3,50	0,94		0,53					1,57	0,23	95,3	0,88	0,89	8,66	3,62	1,58
QIII-55	Kalkstein	D	9,80	17,61		13,80	2,59	0,73		0,48					0,90	0,14	56,1	0,87	0,82	7,36	2,38	2,30
QIII-50	Kalkstein+Schiefer	D	25,75	37,33		21,85	5,43	1,21		0,96					2,57	0,35	115,5	0,74	0,79	6,77	2,98	1,47
QIII-52	Kalkstein	D	6,26	9,49		7,60	1,61	0,38		0,31					0,95	0,15	33,2	0,75	0,75	4,45	2,45	1,27
QA8-1	Kalkstein	D	5,66	7,37		8,91	0,78	0,19		0,17					0,40	0,07	27,5	0,74	0,62	9,56	4,57	1,59
QA7-11	Kalkstein	D	6,34	4,42		8,97	1,35	0,33		0,28					0,71	0,11	28,1	0,76	0,38	6,03	2,96	1,51
QIII-60	dolom. Kalkstein	D	7,95	6,95		9,30	1,54	0,32		0,22					0,69	0,11	32,2	0,74	0,49	7,79	3,25	1,34
QIII-62	dolom. Kalkstein	D	4,29	3,00		5,00	0,83	0,19		0,12					0,45	0,07	16,8	0,79	0,41	6,44	3,25	1,17
QIII-57	Kalkstein	D	5,86	4,59		6,20	1,09	0,23		0,18					0,60	0,10	22,8	0,72	0,46	6,60	3,38	1,19
QIII-48	silt. Schiefer	D	25,74	41,69		17,50	4,09	0,68		0,60					1,92	0,30	107,0	0,62	0,89	9,06	3,96	1,17
QIII-54	kalk. Schiefer	D	17,13	33,54		15,20	2,56	0,46		0,38					1,63	0,24	81,7	0,65	0,97	7,10	4,21	0,90
QIII-56A	silt. Schiefer	D	47,97	101,91		43,40	7,24	1,52		1,17					3,66	0,54	238,2	0,72	1,02	8,86	4,17	1,28

Tabelle 4 (Fortsetzung).

Nr.	Probe	Alter	La	Ce	Pr	Nd	Sm	Eu	Gd	Tb	Dy	Ho	Er	Tm	Yb	Lu	Σ REE	δ Eu	δ Ce	(La/Yb) _{int}	(La/Sm) _{int}	Gd/Yb _{int}
QA7-13	Schiefer mit Py	D	23.40	48.80		18.45	3.90	0.74		0.53					1.74	0.22	112.0	0.70	1.03	9.09	3.78	1.26
QA7-10(2)	Schiefer mit Py	D	23.75	46.61		21.58	3.97	0.88		0.64					1.96	0.26	115.7	0.75	0.96	8.19	3.77	1.34
QA7-5	Siltstein	D	18.70	49.38		23.70	2.96	0.73		0.50					1.68	0.25	112.3	0.80	1.11	7.52	3.98	1.26
QA7-1	Schiefer	D	40.75	61.81		28.46	5.77	0.88		0.78					2.11	0.30	160.3	0.59	0.85	13.05	4.45	1.38
QQ-2	Quarz im Erz		0.52	0.94		1.50	1.00	0.61		1.00					2.31	0.31	22.8	0.97	0.66	0.15	0.33	1.30
QPD9-1	Calcit im Erz		0.47	2.59		4.10	3.08	2.29		2.48					4.40	0.56	56.0	1.23	1.16	0.07	0.10	1.95
QTZ-3	Pyrit im Erz		8.80	7.01		10.60	2.34	0.27		0.42					0.95	0.12	38.1	0.43	0.45	6.26	2.37	1.35
QTZ-1	Py im Triasgestein		8.49	7.00		11.70	2.30	0.36		0.33					1.50	0.24	39.4	0.59	0.44	3.82	2.32	0.81
Lagerstätte Zheboshan																						
Z-2	Sandstein	T	33.79	60.33		28.10	5.66	0.91		0.68					2.06	0.29	150.1	0.63	0.92	11.08	3.76	1.34
Z-3	tuff. Sandstein	T	36.83	65.15		28.41	6.13	1.08		0.69					2.08	0.32	159.7	0.69	0.92	11.97	3.78	1.45
Z-9	Sandstein-Erz	T	33.47	59.82		30.15	5.00	1.34		0.64					2.22	0.33	151.9	0.91	0.90	10.19	4.21	1.48
Z-4	Schiefer	T	41.43	69.50		32.38	6.19	0.87		0.77					2.57	0.38	174.9	0.57	0.89	10.89	4.21	1.12
Z-8	Schiefer mit Py	T	35.15	59.89		30.53	6.12	1.27		0.79					2.42	0.30	157.1	0.76	0.88	9.82	3.62	1.45
Z-5	Si-Kalkstein	T	14.00	23.93		10.52	2.56	0.79		0.39					0.88	0.13	62.5	0.97	0.91	10.75	3.44	2.23
Z-6	Fe-Karbonatgestein	T	10.80	16.14		9.69	2.21	0.52		0.31					0.92	0.13	48.1	0.81	0.80	7.93	3.08	1.53
Z-1	Granodiorit		40.69	71.89		29.62	4.53	1.42		0.68					2.25	0.29	171.7	0.98	0.93	12.22	5.65	1.55
Z-10	Dazitgang-Erz		42.78	73.07		30.95	3.91	1.17		0.44					1.30	0.19	170.3	1.01	0.91	22.24	6.89	2.01
Z-7	Intrusive Brekzien		48.01	80.76		38.45	4.83	1.25		0.49					1.78	0.28	194.8	0.93	0.89	18.23	6.26	1.59
Z-11	Skarn		4.21	6.21		6.80	0.89	0.24		0.13					0.47	0.07	22.5	0.89	0.68	6.05	2.98	1.32
Lagerstätte Manaoke																						
K-1	Schiefer-Erz		26.80	54.76		30.75	6.70	1.32		1.36					3.17	0.44	152.6	0.64	0.94	5.71	2.52	1.51
K-2	Schiefer in Erzzone	T	26.14	42.58		22.33	4.32	0.97		0.53					1.25	0.17	112.3	0.81	0.86	14.13	3.81	2.01
K-3	kalk. Siltstein	T	38.11	68.10		29.56	6.44	1.03		0.82					2.44	0.37	167.9	0.62	0.93	10.55	3.72	1.32
K-5	Sandstein	T	24.45	42.47		19.84	4.03	0.62		0.53					1.86	0.27	107.9	0.60	0.90	8.88	3.82	1.08
K-4	Kalkstein	T	22.37	42.46		18.18	3.74	0.70		0.73					1.73	0.25	105.9	0.62	0.96	8.74	3.76	1.48
Lagerstätte Tuanjie																						
T-1	Kleinsandstein	T	42.12	73.11		32.35	6.65	1.18		0.86					2.05	0.30	180.6	0.67	0.91	13.88	3.99	1.72
T-2	Sandstein	T	26.44	42.00		20.49	4.42	1.09		0.69					1.55	0.23	112.9	0.82	0.86	11.53	3.77	1.95
T-6	Sandstein-Erz	T	50.56	89.26		44.71	6.50	0.89		0.83					2.91	0.43	220.5	0.55	0.90	11.74	4.90	1.05
T-9	kalk. Sandstein	T	37.22	71.21		32.22	7.41	1.26		1.11					2.85	0.42	179.2	0.62	0.95	8.83	3.16	1.46
T-12	Kleinsandstein	T	54.66	95.75		45.11	8.83	1.41		1.03					2.95	0.48	238.3	0.64	0.91	12.52	3.90	1.43
T-5	Diorit-Gang		36.58	59.07		32.32	5.61	1.40		0.93					3.25	0.46	163.1	0.81	0.84	7.61	4.10	1.23
T-13	Lamprophyr		28.04	42.78		22.84	3.71	1.15		0.45					1.91	0.27	115.4	1.02	0.83	9.92	4.76	1.36
T-15	Diorit		31.71	52.65		26.68	4.39	1.27		0.48					1.54	0.23	134.4	0.99	0.87	13.91	4.55	1.84
Vorkommen Nanggal																						
NI-1	Tonschiefer	T	61.70	67.09		39.35	8.97	0.89		0.69					2.29	0.31	201.4	0.49	0.68	18.21	4.33	1.20
NI-3	Kleinsandstein	T	39.62	69.10		30.18	6.10	0.91		0.78					2.22	0.30	169.5	0.59	0.92	12.06	4.09	1.34

Tabelle 5.

Spurenelemente (in ppm bzw. %) triassischer Sedimente im Ostgebiet als Kennwerte für geotektonische Entwicklungsstadien (Analytik: NAA, Chengdu College of Geology).

* = Aussagekräftige Konzentrationen und Parameter. Großtektonische Entwicklungsstadien: A = ozeanischer Inselbogen, B = kontinentaler Inselbogen, C = aktiver Kontinentalrand vom Andentyp, D = passiver Kontinentalrand (nach BHATIA & CROOK, 1986).

	Grauwacke		Schiefer		Entwicklungsstadien			
	(n = 21)		(n = 24)		A	B	C	D
Ba	258.0	D	254.0	D	370.0	444.0	522.0	253.0
Rb	77.0	B (D)	139.0	C	18.0	67.0	115.0	61.0
Sr	253.0	B	113.0	C	637.0	25.0	141.0	66.0
K(%)	1.4	B	2.6	C	0.9	1.4	2.2	1.1
Th*	10.7	B	11.9	B	2.3	11.1	18.8	16.7
U	2.3	B	2.9	B (D)	1.1	2.5	3.9	3.2
Zr*	1.8	C	153.0	C	96.0	229.0	179.0	298.0
Hf*	5.0	(B)	3.8	(A)	2.1	6.3	6.8	10.1
La*	33.8	CD	38.1	(C D)	8.7	24.4	33.0	33.5
Ce*	59.4	B	66.9	C	22.5	50.5	72.7	71.9
Nd*	27.6	C (D)	31.9	(D)	11.4	20.8	25.4	29.0
Sc*	10.0	C	14.7	B	19.5	14.8	8.0	6.0
Cr	132.0		93.0		37.0	51.0	26.0	39.0
Co*	14.0	B	15.0	B A	18.0	12.0	10.0	5.0
Ni	16.0	(B)	12.0	B A C	11.0	13.0	10.0	8.0
Zn*	28.0	D	62.0	CB	89.0	74.0	52.0	26.0
K/Rb	181.0	CD	195.0	BC	578.0	219.0	189.0	178.0
Rb/Sr*	0.7	B	2.0		0.1	0.7	0.9	1.2
Ba/Rb	3.8	(C)	2.0		21.3	7.5	4.5	4.7
Ba/Sr	2.5	(B C)	3.4	B (C)	1.0	3.6	3.8	4.7
K/Th*	1288.0	B (C)	2160.0		4055.0	1296.0	1252.0	681.0
K/U	6129.0	C	8926.0	A	8682.0	5631.0	5956.0	3950.0
Th/U*	4.8	C	4.1	BC	2.1	4.6	4.8	5.6
Zr/Hf*	35.9	B	41.7	(A B)	45.7	36.3	26.3	29.5
Zr/Th*	18.6	D (B)	13.2	(C)	48.0	21.5	9.5	19.1
La/Th*	3.2	(B A)	3.2	(B A)	4.3	2.4	1.8	2.2
La/Sc*	3.6	(C)	2.7	B	0.6	1.8	4.6	6.3
Th/Sc*	1.1	B	0.8	B	0.2	0.9	2.6	3.1
Ni/Co	1.4	D (B)	0.8	C (A)	0.6	1.2	1.0	1.4
Sc/Ni	0.7	C	1.7	(B)	2.3	1.4	0.8	1.9
Sc/Cr*	0.1	(D)	0.2	D	0.6	0.3	0.3	0.2

die zur NNE-SSW- bis N-S-streichenden Minjiang-Störungszone gehört, trennt die triassischen Gesteine von den karbonisch-permischen Gesteinen, die am unterschiedlich steil W-fallenden Verwerfer von W nach E auf die jüngeren triassischen Schichten hochgeschoben wurden. Durch dieses bemerkenswerte tektonische Ereignis ist die Triasserie in ihrer Mächtigkeit um unbestimmte Ausmaße reduziert worden. Gerade dieser stratigraphische, jedoch tektonisch gestörte Grenzabschnitt enthält aber die Erzkörper.

Es sei an dieser Stelle nochmals an die zwangsläufig verwendete Bezeichnung m-o-(mittel-ober-) triassische Sedimente erinnert, welche die stratigraphische Unsicherheit zu erkennen gibt. Die Au-Erzkörper sind nämlich im unmittelbaren oder grenznahen Bereich der „Unterscholle“ („Liegendscholle“) der Quasiya-Verwerfung zu finden. Es handelt sich beim erzführenden Gestein innerhalb der Trias um das stratigraphisch Jüngere.

Das Grubenfeld liegt bei großräumiger Übersicht am Ostrand einer etwa 10 km breiten tektonischen Schuppenzone, in welcher

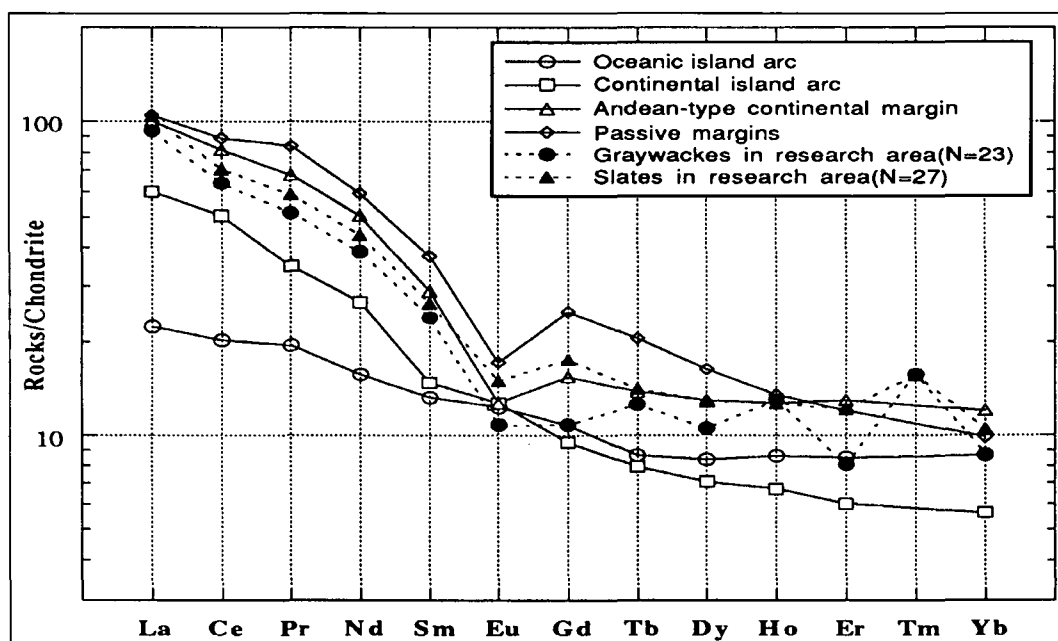


Abb. 11.
Chondrit-normiertes
SEE-Diagramm



Abb. 12.
Einer der schichtgebundenen Erzkörper in der Goldlagerstätte Dongbeizhai.
Feinlagenbau durch Wechsellagerung von Realgar (weißgrau) und pyritreichem, kohlig-grafitischem Sericit-Quarzit-Schiefer.
Aufschluß unter Tage: Ulmbild.

trotzdem zusammenhängende Abfolgen von Karbon, Perm und Trias erhalten sind (Abb. 5, 13).

6.5.2. Petrographie der Nebengesteine

In der Lagerstätte bieten sich Anteile einerseits des steil aufgeschobenen Karbon-Perm-Komplexes, andererseits der Mittel-Obertrias-Abfolge, insbesondere des eigentlich erzführenden Hangendabschnittes an. Die lithostratigraphische Einteilung beruht auf den zur Zeit noch wenig detaillierten paläontologischen Aussagen.

Die jungpaläozoischen Sedimente des Grubenfeldes bestehen makroskopisch gesehen aus grauem und weißgrauem, dichtem, also sehr feinkörnigem, aber auch feingeschichtetem Kalkstein, in welchem gewöhnlich Parallel- und Schrägschichtung mit frühdiagenetischen Faltungszonen und Erosionsdiskordanzen in Erscheinung treten. Mitunter verstärken dunkelgraue, tonige und Pyritmikrolithe-führende, linsenförmige Zwischenschichten die freisichtig wahrnehmbare Schichtung. Der Mineralbestand umfaßt hauptsächlich Kalklutit, während Quarz in Form von Quarziteinlagen (mit Pflastergefüge und teilweise verzahnten Konturen, häufiger Korngröße 0,03–0,7 mm) und Sericit nur Nebengemengteile darstellen. Authigene Kristallite von zwillinglamelliertem

Calcit, Rhomboederchen-Dolomit und Quarzit in subparallelen und s-diskordanten Haarrissen vervollständigen den einfachen Mineralbestand, in dem lokal auch Pyrit in Form diffus verteilter Mikrolithe oder gehäuft in s-paralleler Anordnung zu finden ist. Aber dieses jungpaläozoische, offenbar nur sehr schwach metamorphe Karbonatgestein steht mit der Erzführung in keinem ursächlichen Zusammenhang.

Hingegen gilt diesbezüglich die ganze Aufmerksamkeit dem m-o-triassischen Sedimentpaket als Erzträgergestein. Das fast durchwegs polymikt-feinitritische, deutlich geschichtete, oft bis zur Verschieferung oder Phyllonitisierung durchbewegte Gestein enthält als allothigenes Komponentenangebot überwiegend Quarz, Quarzit, Sericitquarzit, Kalk, hellen Glimmer, besonders viel Sericit in grob- bis feinschichtigem Wechsel, oft auch mit Schrägschichtung (Abb. 17, 18, 19). Bei der Kalkkomponente handelt es sich um Lutit und Spatit, seltener ist Dolomit vertreten. Eine kennzeichnende Rolle spielt die häufige Beteiligung von C-Verbindungen. Sie liegen in Form von inkohltem Phytodetritus vor und erweisen sich zum Teil als körnige oder linsenförmige Steinkohlen des Inkohlungsgrades Fett- bis Magerkohle mit R_r (Öl, 546 nm) = 1,64–2,79 % (R_r -Mittelwert = 1,94 %), zum anderen Teil aber interessanterweise um feine Blättchen und Aggregate von Meta-Anthrazit bis Semigrafit, mit R_{max} = 4,45–6,04 % (Mittelwert R_{max} = 5,05 %). Dieses Problem der Kohlekomponenten beschäftigt uns vor allem deshalb, weil sich nicht nur hier in Dongbeizhai, sondern auch andernorts der Phytodetritus der m-o-Triassedimente in zwei verschiedenen Inkohlungsstadien zu erkennen gibt. Die genauere Beschreibung und Erklärung hiezu geben wir im anschließenden Teil 6.5.2.1.

Ergänzend zum allothigenen Kornbestand sei noch auf akzessorische Schwerminerale, z.B. Turmalin, Apatit, Zirkon, Titanit und Rutil aufmerksam gemacht, die am häufigsten zu erkennen sind.

Als authigener Mineralbestand sind Pyrit und Markasit, beide in Form von ca. μ m-großen, idiomorphen Kriställchen sowie Kleinaggregaten bis Idioblasten, aber auch als relikte Pyritframboide, zu erwähnen. Spurenhaltig kann man Kupferkies als Einschluß in Pyrit identifizieren. Aber ganz wesentlich ist Calcit, häufig als zementierende Matrix, und gelegentlich Dolomit zu nennen. In diesem Rahmen kann man als typisch sekundär syn- bzw. postdiagenetische Sammelkristallite als schichtkonkordante Entmischungen und fugenverheilenden Calcit, Quarz bzw. Quarzit, Pyrit und Markasit erkennen. Limonitminerale wie Samtblende und Lepidokrokit, teils als Pseudomorphosen, teils noch in Verwachsung mit Pyrit, kennzeichnen Verwitterungsbereiche.

Aus der Beteiligung dieser Komponenten, und je nach der homogenen oder inhomogenen Anordnung im Gefügebau ergeben sich folgende Gesteinstypen, die selbstverständlich durch Übergänge miteinander verbunden sein können: Mergeliger Kalkstein, Mergelkalk, Kalkmergel, Mergel, Tonmergel, Mergeliger Ton; bzw. durch den Gehalt von detritischem Quarz: quarzsandiger „Mergel i.w.S.“, sericitisch-quarzsandiger Tonschiefer, toniger und mergeliger Quarz-Sericit-Sandstein und Quarz-Glimmer-Sandstein, toniger Quarzsandstein, kalkiger Sericit-Quarz-Sandstein. Mit der Beteiligung von detritischen Feldspäten nähert sich die Zusammensetzung der von Arkosen. Im übrigen ist der Sammelbegriff „Grauwacke“ doch für viele der beteiligten Sedimente zutreffend.

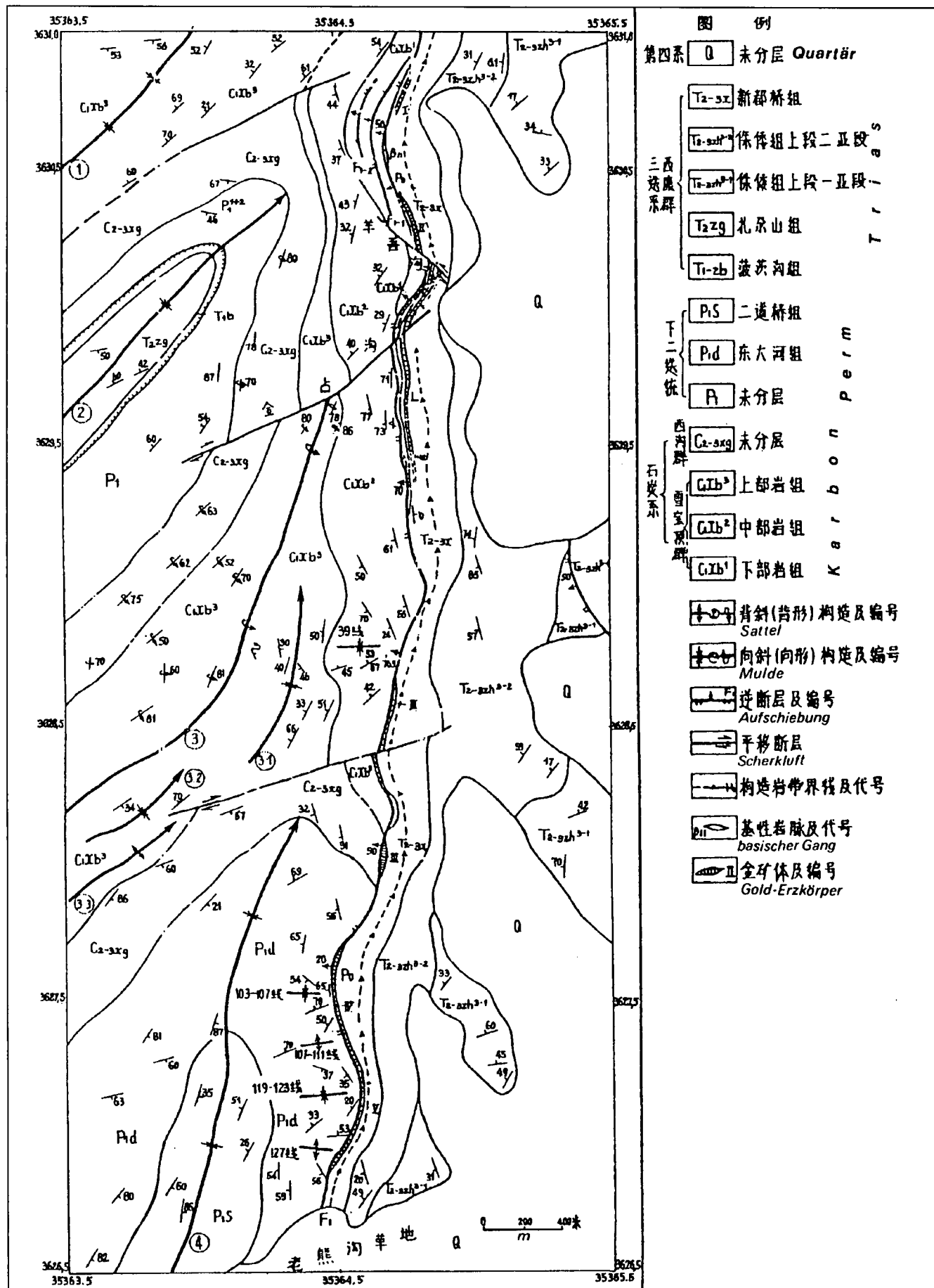


Abb. 14.

Geologische Grubenskizze eines Schurfstollens auf 3.424 m ü.d.M. (vereinfacht nach den Vorlagen des Geologischen Schurfteams von NW-Sichuan, 1987; unveröffentlicht).

1 = Oberkarbon, 2 = mittel-obertriassische Xinduqiao-Abfolge, 3 = feingebänderter mergeliger Kalkstein, 4 = kataklastischer, feingebänderter mergeliger Kalkstein, 5 = Sericitphyllonit, 6 = Sericitphyllit, 7 = phyllitischer Sericitschiefer, 8 = Psammit, 9 = Numerierung der Erzkörper, 10 = Au-reicher Erzkörper, 11 = Au-armer Erzkörper, 12 = Lagerungsform der Gesteine, 13 = Grenze des Sericitphyllonits mit starker Realgar-Pyrit-Erzführung, 15 = Quasiya-Verwerfung, 16 = Verlauf von Klüften.

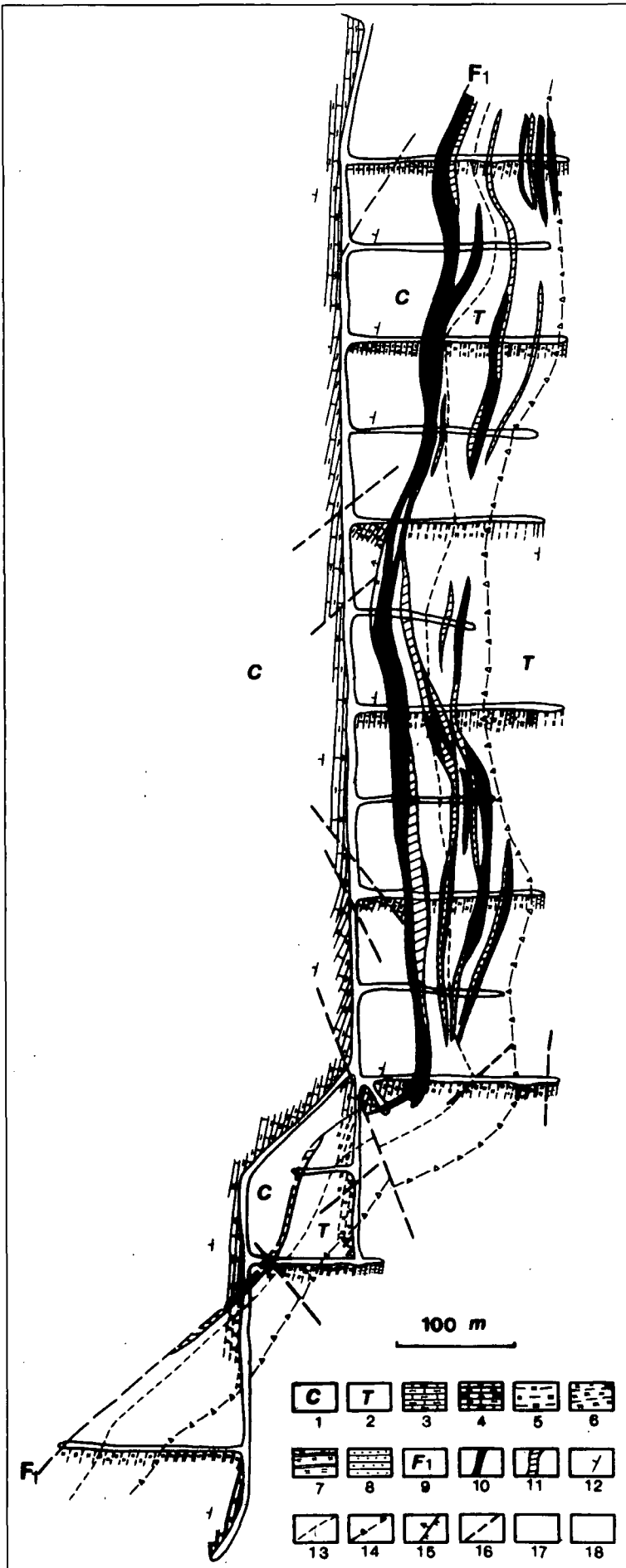
Berücksichtigt man auch noch die häufigen Akzessorien Pyrit, Kohle, Grafit, die oft Nebengemengteile, ja lokal auch Hauptgemengteile darstellen, so werden Wortzusätze wie grafitisch, kohlig, pyritig, -reich u.a. die Variabilität des Gesteins einigermaßen errahnen lassen.

Selbstverständlich spielen opake Komponenten wie vor allem Pyrit, Markasit, Kohle und Grafit in der Gesteinsfärbung und ihre Verteilung im Gestein für die makroskopische Gefügebewertung eine maßgebliche Rolle.

Schließlich könnten auch Gefügeeigenschaften in der Terminologie Berücksichtigung finden, was im Anblick von manchmal deutlich geprägten Schieferungsflächen (s) und sogar phyllonitischer Durchbewegung berechtigt wäre: Mergelschiefer, Tonschiefer, Sericitschiefer, kohliges Schiefer, Grafitschiefer, u.ä.. Die tektonische Beanspruchung des Gesteins scheint vor allem im Nahbereich der spitzwinklig bis parallel zur Schichtung verlaufenden Hauptstörungszone (Quasiya-Verwerfung) ausgeprägt zu sein, was an B-Lineation (B-Fälteungsachsen) auf s-Flächen und Harnischstriemung a ($\perp$ b) auf s nachweisbar ist.

Dieses vom Mikro- bis Aufschlußbereich ausgeprägte Schichtungsgefüge mit sedimentologischen Details des primären Sedimentationsablaufes, wie wechselndes allothigenes Materialangebot, Parallel-, Schräg-, Kreuzschichtung, Erosionsflächen, gradierte Feinschichtung, syndiagenetische Verformungen, ist vor der petrographisch-gefügekundlichen Bewertung der Erzkörper unbedingt zur Kenntnis zu nehmen.

Diese Gesteine im unmittelbaren Nahbereich der Erzkörper zeigen wesentliche Merkmale ihrer primären Anlagerung und Weiterentwicklung durch Kristallisationen und tektonische Durchbewegung bis zum gegenwärtigen Zustand. So dürfen die mechanischen Einflüsse auf das Mikrogefüge nicht übersehen werden; und die auffallenden tektonischen Entschungen im Mikro- und Makrofugennetz: wenn jüngere Mineralgenerationen von Calcit und Quarz als Verheilung von Rupturen und Rupturennetzen in diesen Sedimentgesteinen aufscheinen, wenn schichtparallele „reinigende“ Neubildungen von Calcit bzw. Quarz als Abbildungskristallisation der Schichtung vorliegen, so kann es sich nur um eine chemische Mobilisation aus dem



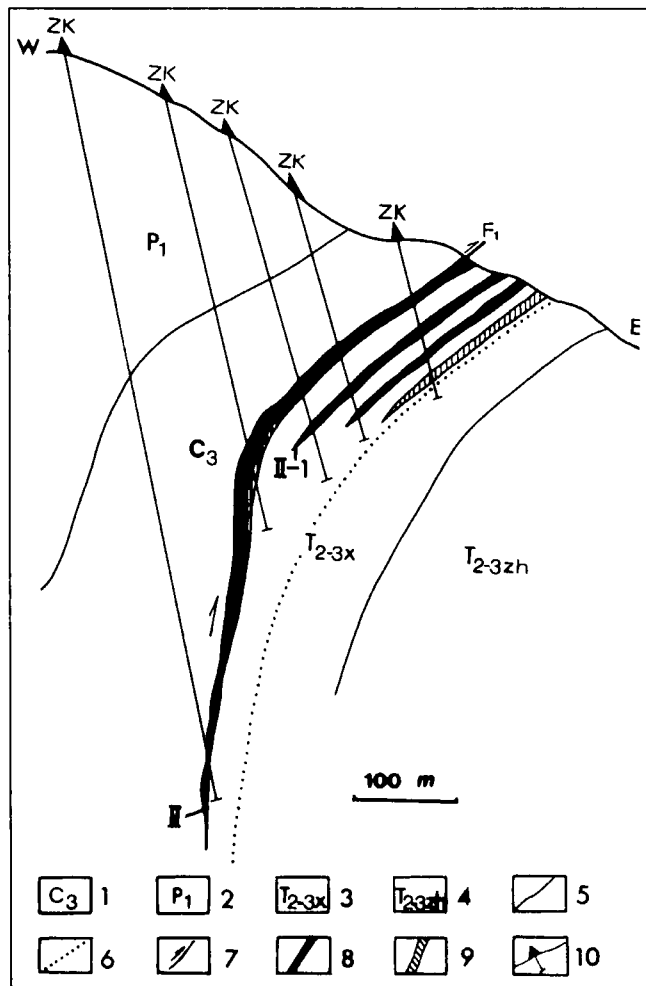


Abb. 15. Schematisiertes Profil durch die Lagerstätte Dongbeizhai unter Mitwertung von Bohrbefunden (nach Darstellung des Geologischen Schurfteams von NW-Sichuan).

1 = Oberkarbon, 2 = Unterperm, 3 = mittel-obertriassische Xinduqiao-Abfolge mit schichtgebundenen Erzkörpern, 4 = mittel-obertriassische Zhuwo-Abfolge, 5 = stratigraphische Grenze, 6 = Grenze der Erzmineralisation, 7 = Quasiya-Verwerfung mit Relativbewegung, 8 = Au-reiche Erzkörper, 9 = Au-arme Erzkörper, 10 = Bohrung.



Abb. 16. Blick vom Stollenmundloch in 3.424 m Höhe entlang des dem Streichen der Schichten und des Quasiya-Verwerfers nach S verlaufenden Tales. Im Hintergrund der nahe Songpan gelegene Goldberg (S-Abhang), an dessen N-Fuße nach Seifengold geschürft wird. Im Bilde die chinesisch-österreichische Forschergruppe.

Gestein selbst handeln, die mit belteroporer Kristallisation geendet hat (Abb. 19).

Als Besonderheit muß noch das lokale Vorkommen von, wie von chinesischer Seite vermerkt wird, z.T. alterierten Diabasgängen im Bereich der Quasiya-Verwerfung ergänzt werden. Altersbestimmungen weisen auf Ende Trias bis Unterjura (Tab. 21).

6.5.2.1. Kohle i.w.S., einschließlich grafitische Substanzen

Eine Besonderheit des Sedimentes stellt das im Gestein farbgebende Pigment „Kohle i.w.S.“ dar. Der Phytodetritus ist in allen hier vorkommenden Sedimentgesteinen enthalten, am meisten in den Psammiten, und ist für den C_{org} -Gehalt der chemischen Analysen verursachend. Die auflichtmikroskopische Diagnose bringt die Erkenntnis, daß grundsätzlich zweierlei Typen von inkohlten Pflanzenpartikeln vorliegen, die sich gestaltlich und nach den optischen Parametern unterscheiden. Es handelt sich einerseits um eher isometrische, angerundete bzw. eckige Körnchen (wenige μm bis max. 0,3 mm groß) oder um feine (0,04 mm) Lagen bzw. Linsen einer höher inkohlten Steinkohle, andererseits um heterometrische, zum Teil gestauchte, nach dem optischen Eindruck grafitähnliche Täfelchen und blättrige Aggregate. Nach den mikroskopisch-optischen Daten ist eine rangmäßige Einstufung beider Phytodetritusarten möglich.

Isometrisch-körnige, angerundete Komponenten und grauweiß reflektierende Linsen und Lagen sind nach der kohlenpetrographischen Nomenklatur als Collinite, also Macerale der Vitrinitgruppe, zu bezeichnen. Sie bestehen aus homogener, strukturloser, gelifizierter Substanz, deren Reflexionsvermögen mit dem Inkohlungsgrad weitgehend korrelierbar ist und somit als wichtigster physikalischer Inkohlungsparameter gilt. Serienmessungen an diesen Partikeln nach den Vorschriften der Internationalen Kommission für Kohlenpetrologie (1963, 1971) ergeben bei 546 nm Wellenlänge und Ölimmersion R_r von 1,64 % gestreut bis 2,79 %, bzw. einen R_r -Mittelwert von 1,94 %. Dies spricht nach der deutschen Einteilung für einen Rang von Fett- bis Magerkohle (Abb. 20–23).

Unter dem pflanzlichen Detritus befinden sich außer collinitischen Vitrinitkomponenten verbreitet auch Macerale der Inertinitgruppe (Abb. 22, 23). Ihr R_r liegt in der Spanne 3,25–5,42 %. Allerdings sind die Inertinitwerte zur Bestimmung des Inkohlungsgrades nicht aussagekräftig. Auf Grund ge-

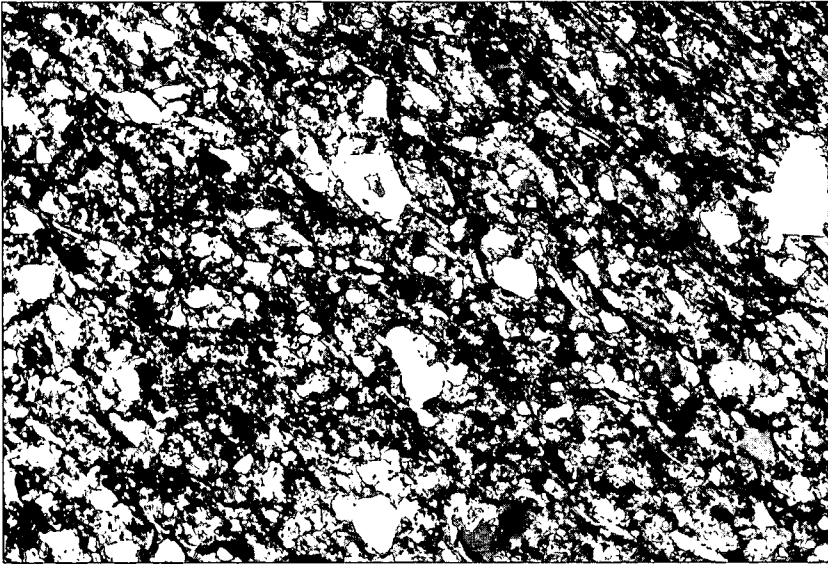


Abb. 17.
Polymikter Psammit (Grauwacke) mit detritischen Komponenten von Quarz, Quarzit, Sericitquarzit, Sericit, Biotit, Muskovit in Calcit-Ton-Matrix. *s*-Lage diagonal (links oben–rechts unten).
Dünnschliff, Nicols $\times$.
Bildausschnitt 3,3 x 2,2 mm.

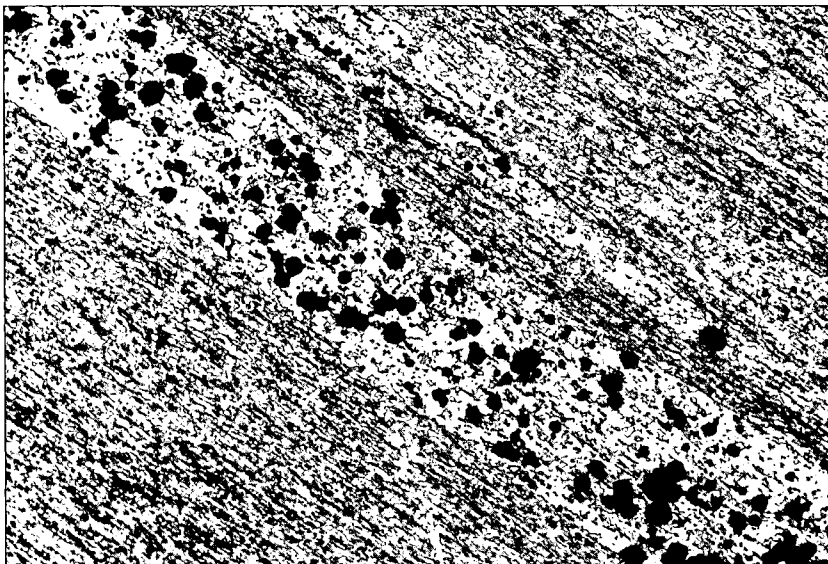


Abb. 18.
Sericitschiefer mit Feinlage aus Sericitquarzit mit Pyrit.
Quarz: weiß, Sericit: verschieden grau, Pyrit: schwarz.
Inhomogenes Parallelgefüge durch unterschiedliches Mineralangebot, homogenes Parallelgefüge durch gestaltliche Einregelung formanisotroper Teilchen in die *s*-Fläche. Schichtung = Schieferung.
Dünnschliff, 1 Nicol.
Bildausschnitt 3,3 x 2,2 mm.

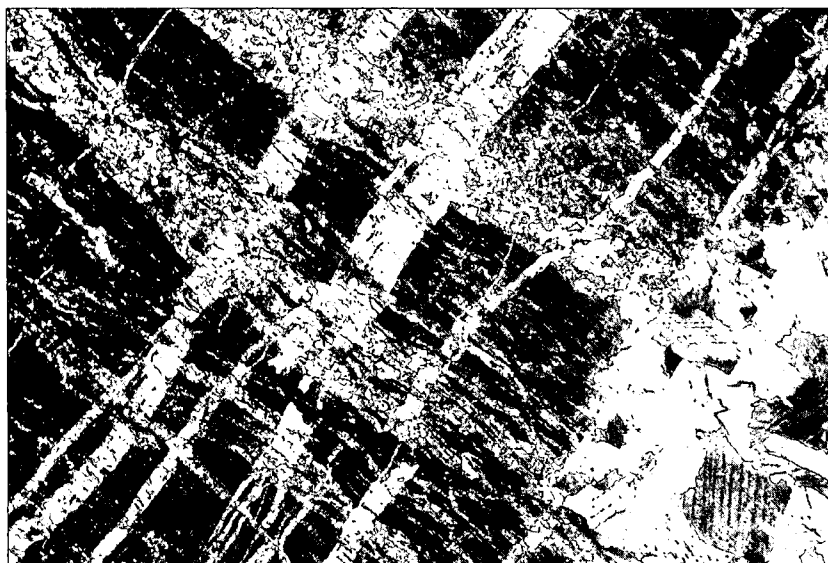


Abb. 19.
Quarzitischer Tonschiefer mit alternierenden Feinschichten von „Ton“: schwarzgrau und Quarzit: weiß und verschiedenen grau.
Orthogonal zu *s* verlaufende Zerrfugen mit Calcit verheilt. Diese Zerrfugen haben den inhomogenen Lagenbau der Feinschichtung nicht durchgehend unterbrochen.
Dünnschliff, Nicols +.
Bildausschnitt 3,3 x 2,2 mm.

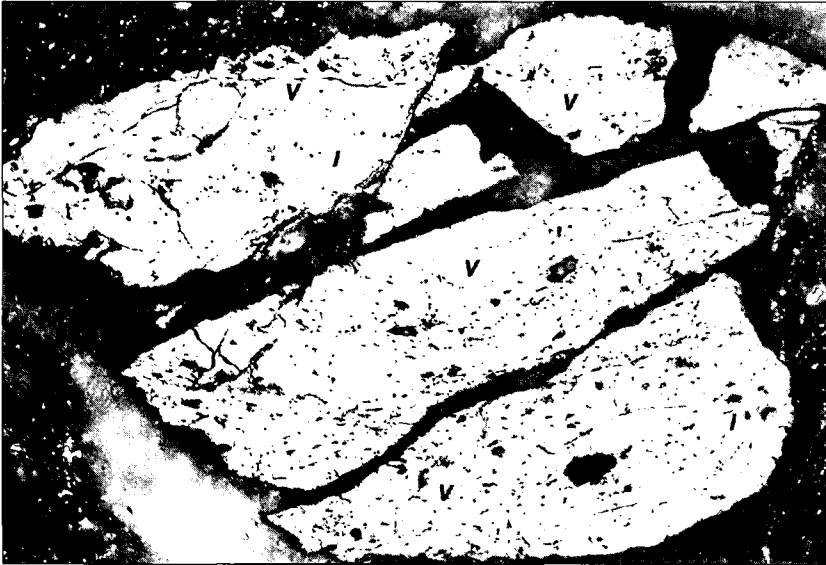


Abb. 20.
Inkohler Phytodetritus im feinklastischen, quarz-
tisch-tonigen Nebengestein der Au-Lagerstätte
Dongbeizhai.
Der ruptuell deformierte Kohlepartikel (vom Rang
Fett- bis Magerkohle) zeigt feinlaminieren Mace-
ralaufbau durch Vitrit (V, grau) und Inertinit
(z.T. Inertodetrinit) (I, grauweiß).
Polierter Anschliff, Ölimmersion, 1 Nicol.
Bildausschnitt 0,3 x 0,2 mm.

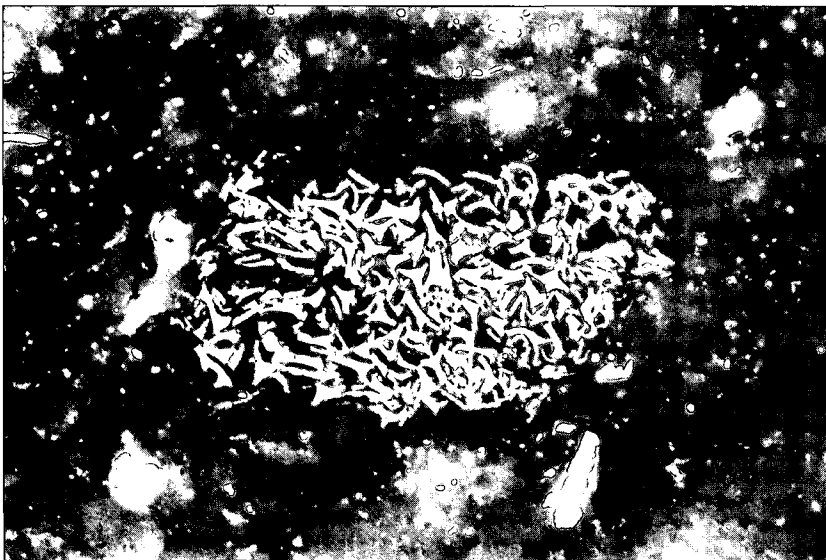


Abb. 21.
Deformierte Fusinit-Komponente als Teilbestand
des triadischen Phytodetritus im triassischen quar-
zitisches Nebengestein der Lagerstätte Dongbei-
zhai.
Polierter Anschliff, Ölimmersion, 1 Nicol.
Bildausschnitt 0,24 x 0,17 mm.

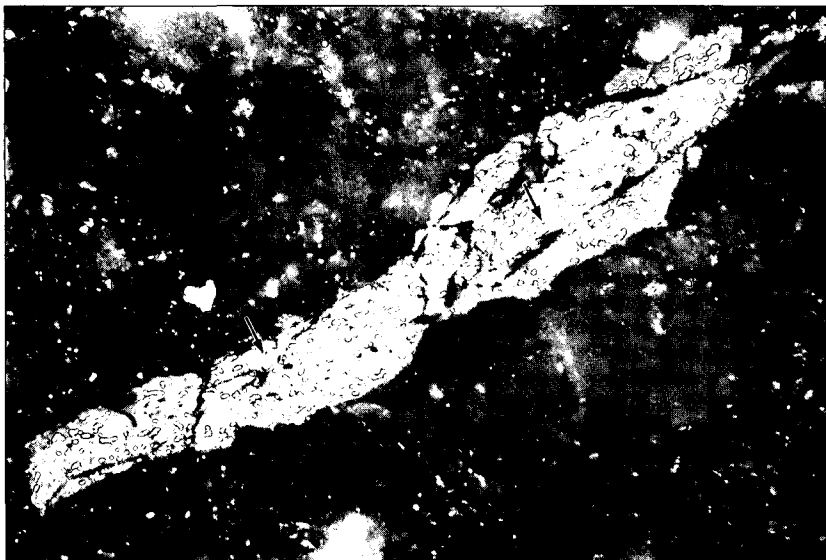


Abb. 22.
Heterometrischer, lagenförmiger Pflanzenhäcksel
(Inkohlungsstadium „Fettkohle“) bestehend aus
Vitrit (weißgrau), wenig Inertodetrinit (grauweiß,
Pfeil), mit viel Pyriteinschlüssen (weiß), umgeben
von quarzitischer Matrix (grau-schwarzgrau).
Im Quarzit Mikrolithe von Pyrit (weiß) und massen-
haft Rutil (grauweiß).
Polierter Anschliff, Ölimmersion, 1 Nicol.
Bildausschnitt 0,3 x 0,2 mm.



Abb. 23.
Dieser in Quarzit (Q) eingebettete Kohlepartikel (Rang: „EbKohle“) mit Feinlagenbau besteht aus anisotropem Vitrinit (unterschiedlich grau) und einem Inertiniteinschluß (I, grauweiß).
Polierter Anschliff, Ölimmersion, Nicols $\times$.
Bildausschnitt 0,3 x 0,2 mm.

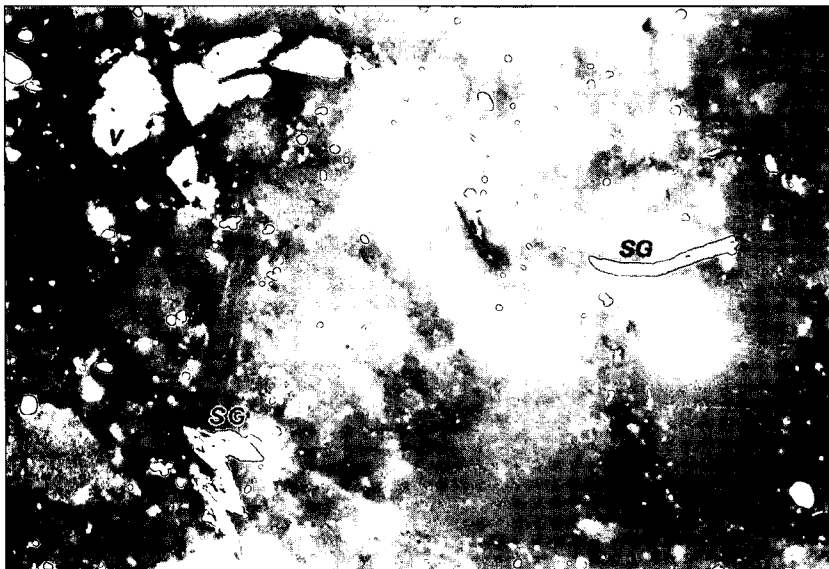


Abb. 24.
Neben triassischem Phytodetritus, der zu Fett- bis Magerkohle karbonifiziert vorliegt, sind im feinklastischen, sericitisch-quarzitischen Nebengestein der Lagerstätte auch vortriassisch inkohlte Semigraphit-Blättchen als Detritus enthalten.
V = Vitrinit (grau), kataklastisch, prädeformative Karbonifizierung. SG = Semigraphit (grauweiß), prätriassisch karbonifiziert und posttriassisch deformiert. Der RV-Unterschied der altersmäßig sehr verschiedenen Kohlepartikel kommt deutlich zur Geltung. Feinstkörnige helle Pigmente: meist Rutil.
Polierter Anschliff, Ölimmersion, 1 Nicol.
Bildausschnitt 0,24 x 0,17 mm.

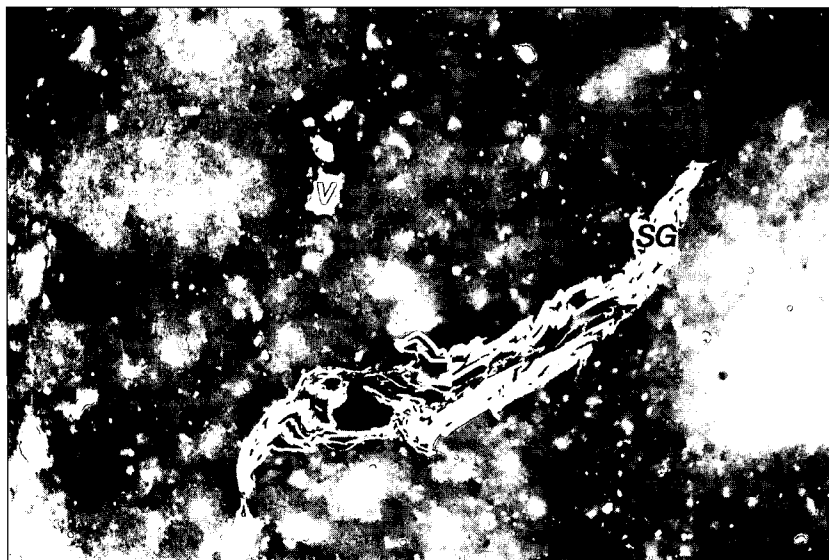


Abb. 25.
Im sericitisch-quarzitischen Begleitgestein der Lagerstätte Dongbeizhai sind als Organodetritus neben Steinkohlepartikeln (V = 3 kleine Vitrinit-Macerale, grau) auch zahlreiche vortriassische Semigraphit-Blättchen (SG, grauweiß) enthalten. Durch die hohe Reflektanz sind subtile Details der Deformation in der Quarzitmatrix erkennbar.
Polierter Anschliff, Ölimmersion, 1 Nicol.
Bildausschnitt 0,3 x 0,2 mm.

staltlicher Kennzeichen lassen sich verschiedene Inertinit-macerale unterscheiden. Bei den gelblichweiß reflektierenden, eckigen Bruchstücken, isoliert oder eingebettet in collinitische Vitrinitlagen, mit Korngrößen <30 mm handelt es sich um Inertodetrinit, Körner >30 mm sind als Macrinite zu interpretieren. An den typischen, meist nur fragmentarisch erhaltenen Bogenstrukturen ist die Herkunft eines Teiles der inertodetrinitischen Komponenten aus Fusinit abzuleiten. Andere wiederum sind auf Grund ihrer ovalen Kornform als Sekretionssklerotinite zu deuten, die mitunter von schwächer reflektierenden und daher dunkleren, oxidierten Säumen umkrustet sind.

Macerale der Liptinitgruppe wurden nicht gefunden, was freilich auch damit zusammenhängt, daß die R-Werte dieser H-reichen Pflanzenreste mit dem dritten Inkohlungssprung an der Grenze Gas- zu Fettkohlestadium denen der Vitrinite angeglichen werden, wodurch eine Unterscheidung von diesen ab dem Fettkohlenstadium schwierig und vor allem in Bruchstücken nicht mehr möglich ist.

Es steht außer Zweifel, daß das Pflanzenmaterial zusammen mit dem anorganischen Mineral- und Gesteinsdetritus in das Sediment gelangt ist, und darin während der Diagenese seine Inkohlung stattfand. Der Fusinitdetritus allerdings hatte, sei es als Pyro- oder Degradofusinit, bereits bei seiner mechanischen Anlagerung einen höheren C-Gehalt und damit ein höheres Reflexionsvermögen mitgebracht. Die Vitrinitreflexion als empfindlicher Inkohlungsparameter zeigt eine bereits über die Diagenese des Sedimentes hinausgehende Beeinflussung durch beginnende, sehr schwache Metamorphose (Anchizone). Nach der Kohlenwasserstoff-Chemie entspräche diese etwa der „Trockengas- bis Methanzone“ bzw. der Metagenese.

Für eine weitere genetische Beurteilung der postdiagenetischen Entwicklung des Sedimentes könnte man eine ungefähre Berechnung der Inkohlungstemperatur nach der Formel von BARKER & PAWLEVICZ (1986) durchführen. Eine Vitrinitreflexion von $R_r = 1,64\text{--}2,79\%$ (R_r -Mittelwert = $1,94\%$) ergibt demnach Inkohlungstemperaturen von $217\text{--}285^\circ\text{C}$ (238°C). Nach KRUMM et al. (1988) läßt jedoch eine Vitrinitreflexion von $R_{\max} = 1,8\text{--}3,0\%$ (abgeleitet aus $R_r = 1,64\text{--}2,79\%$) nach Forschungen in den Nördlichen Kalkalpen und bezugnehmend auf die Illit-Kristallinität auf Temperaturen zwischen ca. 110°C und 150°C schließen.

Im Gegensatz zu diesen Feststellungen über körnige Kohlekomponenten stehen hochreflektierende, sehr feine Blättchen bzw. kleine, verfilzte Aggregate davon, welche durch deutliche Bireflexion und Anisotropieeffekte gekennzeichnet sind (Abb. 24, 25). Entsprechend ihrer Form erscheinen diese Partikel mitunter eingeklemmt zwischen detritischen Sandkörnern und sogar grotesk verkrümmt. Manchmal ist eine relative Häufung dieser Teilchen bis zu nahezu suturartiger Verbreitung zu finden, welche sichtlich die Sedimentbauzone markiert und als Farbpigment bei freisichtiger Betrachtung des Gesteins als dunkler Streifen zur Auswirkung kommt. Auf Grund der Reflexionswerte mit $R_{\max} = 4,45\text{--}6,04\%$ (Mittelwert $R_{\max} = 5,05\%$) sind diese kohligten, grafitähnlichen Gebilde als Meta-Anthrazit bis Semigrafit nach der deutschen Klassifizierung zu bezeichnen.

Das überraschende Ergebnis zweier, deutlich verschiedenen inkohlter, pflanzlicher Partikel im Verbands detritischer Sedimentgesteine, kann genetisch nur dahingehend interpretiert werden, daß zur Anlagerung in den Triassedimenten zwei verschieden veränderte pflanzliche Substanzen vorlagen. Im einen Fall pflanzliche Teile, die mit Ausnahme von Fusinit-Maceralen noch keine C-Anrei-

cherung durch Inkohlung aufwiesen; die Kleinheit und Gestalt der Kohlekörnchen spricht für starke Zerstörungen und weiteren Transport durch Wasser oder Wind bis zum Sedimentationsbecken. Im anderen Fall kann es sich bei den stark inkohlten Meta-Anthrazit- bis Semigrafitblättchen nur um Komponenten handeln, die bereits vor der Sedimentation diesen hohen Inkohlungsgrad aufgewiesen hatten.

Eine nachträgliche, weitere Inkohlung, zusammen mit dem triadischen Pflanzendetritus, kann bei den nachtriadischen Inkohlungstemperaturen nicht erwartet werden. Die erdgeschichtliche Entwicklung der Meta-Anthrazit- und Semigrafitblättchen muß dementsprechend länger zurückliegen und daher bis heute komplizierter sein.

6.5.3. Das tektonische (s-, B-, Kluft-) Gefüge

Im Zuge der Befahrung des Schurfbergbaues über und unter Tage war es möglich, einige Meßserien von tektonischen Daten durchzuführen. Wir stellen diese hier statistisch dar und versuchen dann, unsere Ergebnisse in den Rahmen der tektonischen Übersichtskarte von Dongbeizhai zu stellen.

Eine Meßserie stammt aus dem 3.424 m hoch gelegenen, von N nach S vorgetriebenen Schurfstollen mit E-Querschlägen (Abb. 14). Die von der Hauptstrecke nach E geführten Querungen durchörtern zunächst so wie die Stollengrundstrecke die karbonische Kalksteinserie bis zum Erreichen des N-S-Verwerfers (Quasiya-Störungszone) und verlaufen von da ab in der m-o-triassischen Schieferserie. Das hangendste von mehreren Erzlagern mit wenigen Metern Mächtigkeit im hier jüngsten erhaltenen stratigraphischen Abschnitt der Trias ist vom Verwerfer mittelbar oder unmittelbar abgesichert und um unbestimmte Ausmaße reduziert.

Die Lagerungsverhältnisse sind für zwei, etwa 70 m voneinander entfernte Querschläge gemeinsam dargestellt. Die Aufmerksamkeit gilt zunächst den Daten aus der Trias im Diagramm Abb. 26, weil dieses Gestein möglicherweise von einem einfacheren tektonischen Schicksal betroffen wurde.

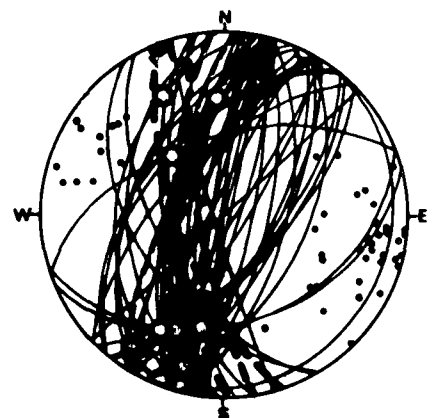


Abb. 26.
50 Schichtflächen (s) aus der triassischen Sedimentabfolge in zwei E-W-Querschlägen des Schurfstollens der Lagerstätte Dongbeizhai in 3.424 m Höhe in Großkreisdarstellung mit Lotpunkten.
B-Fältelungsachsen (große volle Punkte) sowie β -Achsen (Ringe) als Maß für die Tautozonalität von s-Flächenscharen. Scherflächenlagen (dicke strichlierte Großkreise) am Quasiya-Hauptverwurf.
Lagenkugeldarstellung: Lambertsche flächentreue Azimutalprojektion (Schmidtsches Netz), Äquatorprojektion, untere Halbkugel.

Die Schicht-(=Schieferungs-)Flächen streuen allgemein mit NNE–SSW-Streichen (N–S- bis NE–SW-Streichen) bei steilem Einfallen nach beiden Seiten, bevorzugt aber nach W. Einige im Aufschluß lokal geprägte Falten ergeben konstruktiv z.B. $\beta = 194^\circ 4' S, = 202^\circ 30' SSW, = 217^\circ 13' SW, = 195^\circ 15' SSW, = 324^\circ 54' NW, = 333^\circ 27' N, = 357^\circ 34' N$. Vergleichsweise liefern einige auf s geprägte β -Lineationen als Kleinfältelungsachsen gewisse Anhaltspunkte über die mechanische Beanspruchung von Kleinbereichen. Demnach und in der Zusammenschau der Triasgesteine markieren die s-Flächenscharen mit ihrem steilen Pendeln von WNW-Fallen und ESE-Fallen eine NNE–SSW- β -Achse, deren Einschieben man mit beträchtlicher Streuung sehen kann: mit flachen Einfallsrichtungen nach beiden Seiten, aber mit einer Bevorzugung der s-Schnittpunkte bei etwa 30° Neigung im SSW der Lagenkugel.

Die s-Statistik im jungpaläozoischen Schichtanteil des Grubenbereiches zeigt im Diagramm Abb. 27 ein doch etwas anders aussehendes Lagebild, nämlich eine starke Lagedivergenz der s-Flächen, was in sehr verschiedenen, man könnte meinen verwirrenden Streichrichtungen zur Geltung kommt. Doch besteht eine auffällige Tautozonalität der Flächen zu mittelsteil W- und NW-einschiebenden β -Achsen. Einzel- β in Teilabschnitten sind konstruktiv auf dem Schmidtschen Netz mit $\beta = 221^\circ 45' SW, = 297^\circ 45' NW$ und $= 321^\circ 35' NW$ zu ermitteln, während das statistische Gesamtbild von zwei Querschlägen $\beta =$ um $317^\circ 50' - 60' NW, 293^\circ 70' NW$ und $227^\circ 65' SW$ streuend zeigt.

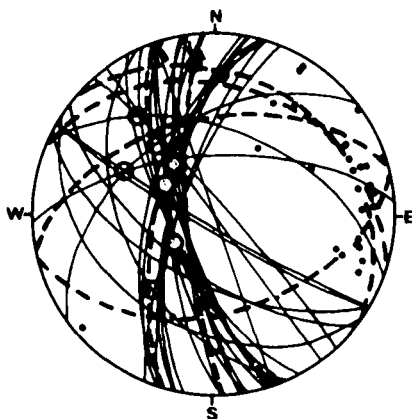


Abb. 27.
28 s-Flächen als Großkreise mit Lotpunkten und 6 Kluftscharen (strichlierte Großkreise) aus dem Oberkarbon-Komplex im Nahbereich westlich der Quasiya-Verwerfung unter Tage.
 β -Achsen (Ringe) und Harnischrillung auf den Scherklüften (mitteltroße Punkte, z.T. mit Relativsinn der Bewegung).

In der Zusammenschau der Daten aus der Grube fallen folgende Grundzüge der tektonischen Formung auf:

- Die dominierende Prägung von NNE–SSW-Streichrichtungen mit steilachsiger Verbiegung derselben.
- Im Rahmen dieser s-Flächenstreuung aber eine statistische Bevorzugung von mit 30° Neigung nach SSW (202°) einschiebenden β -Häufungen, woraus die für den Nahbereich der Quasiya-Störung maßgebliche Faltenachse β zu erkennen ist.

In diesem Zusammenhang erscheint ein Vergleich mit tektonischen Daten aus einer Grundrißdarstellung des Bergbaugesbietes (vereinfachte Wiedergabe Abb. 13) wichtig zu sein. Die Lagenkugeldarstellung der s-Flächen von Permschichten einer Synklinale mit km-Ausmaß im südlichen Grubenfeld macht eine 40° nach SSW (201°) einfallende Achse deutlich (Abb. 28), die auch in der getrennt

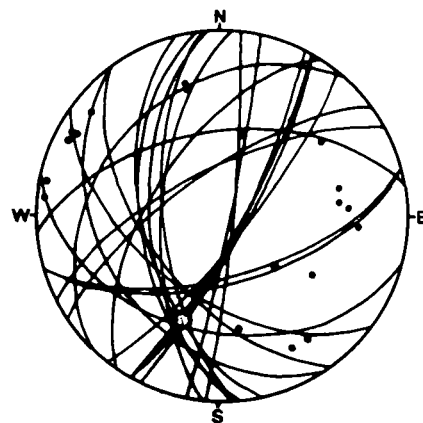


Abb. 28.
20 s-Flächen als Großkreise mit Lotpunkten und β -Häufungen von Permschichten einer Synklinale mit km-Ausmaß im südlichen Lagerstättenfeld von Dongbeizhai.
Nach der Geologischen Übersichtskarte (Abb. 13).

dargestellten Situation der Karbonschichten im selben Südgebiet zur Geltung kommt (Abb. 29).

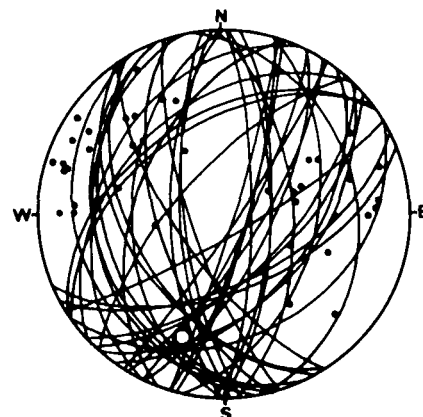


Abb. 29.
41 s-Flächen als Großkreise mit Lotpunkten und β -Häufungen von Karbonschichten der Synklinale (wie Diagramm Abb. 28).

Der im Lagerstättenareal des Quasiya-Systems verformte Triaskomplex auf der Ostseite des Hauptverwurfes, der auch die schichtgebundene Vererzung enthält, ist mit seiner gestreut und verschieden steil nach W und NW fallenden s-Flächenschar ungefähr in derselben Prägung zu sehen, allerdings mit der Tendenz zu NNW-fallenden β -Achsen (Abb. 30).

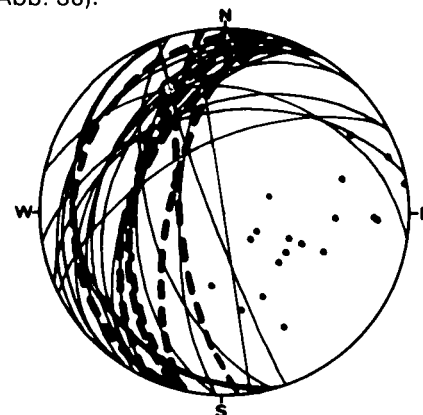


Abb. 30.
20 s-Flächen als Großkreise mit Lotpunkten und einer β -Achse aus dem erzführenden Triaskomplex auf der Ostseite des Quasiya-Verwerfers. Verschiedene Lagen des Verwerfers durch starke strichlierte Großkreise hervorgehoben.
Daten nach der Geologischen Übersichtskarte Abb. 13.

Im Nordabschnitt des auf 6 km Länge bekannten Lagerstättenfeldes ist zwar im störungsnahen Abschnitt der Karbongesteine eine Angleichung der s-Lagen an das erwähnte NNE–SSW-Achsensystem geprägt, aber unter Einbeziehung des bis 1,5 km entfernten Gebietes fällt eine Umschwenkung der Achsen auf NE–SW bzw. ENE–WSW auf (Abb. 31). Dieses angedeutete Abschnen der flächigen und achsialen Formelemente aus dem Minjiang-Quasiya-System und die Angleichung an das Maxin-Lüeyang-System vollzieht sich offenbar schon wenige Kilometer westlich der Quasiya-Störung.

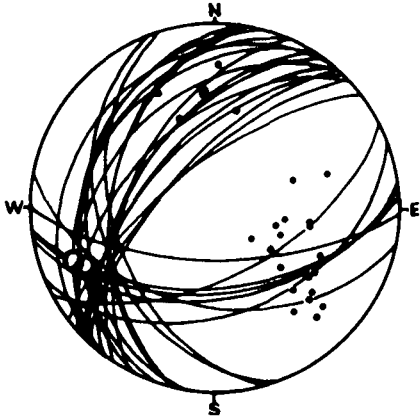


Abb. 31.
26 s-Flächen als Großkreise mit Lotpunkten und β -Achsen aus Karbon-, Perm- und Triasgesteinen im N-Abschnitt des Lagerstättenfeldes westlich der Quasiya-Störung.
Daten nach der geologischen Übersichtskarte (Abb. 13).

Als Analogon sind die tektonischen Verhältnisse etwa 3 km östlich der Qasiya-Verwerfung zu erwähnen. Wir haben dort Daten aus einem Kalkschiefer-Aufschluß mit Triasgesteinen gemessen und zeigen die stark gefalteten s-Lagen in der Lagenkugeldarstellung (Diagramm Abb. 32). In diesem Faltenknäuel kommt deutlich die Tautozonalität der Schichtflächen zu einer mit 55° Neigung nach ENE (67°) einschiebenden Achse zur Geltung, deren Streichrichtung für dieses Xueshan-System charakteristisch ist.

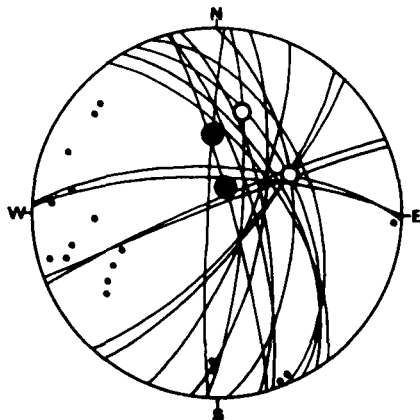


Abb. 32.
17 s-Flächen als Großkreise mit Lotpunkten, β - und B -Achsen aus einem Triasaufschluß etwa 3 km östlich der Quasiya-Verwerfung.

Hinsichtlich der Scherklüfte im Bergbauggebiet bringen wir einige Flächenlagen der lagerstättenmäßig wirksamen Quasiya-Störung und einiger damit gleichschariger Verwerfer zur Darstellung (Abb. 26). Es zeigt sich, daß diese in $h0l$ -Lage zur steil SW-fallenden β -Achse stehen und sich infolge aufgeprägter rechtwinkelig zu b verlaufender Harnischstriemung auch genetisch als solche erkennbar machen. Zu eben diesem β sind auch Zerrklüftscharen

entwickelt, so daß für solche β -Achsen eine Bewertung als B -Faltenachsen sichergestellt ist.

Aus der tektonischen Gefügeübersicht der Grundrißkarte von chinesischen Kollegen (vereinfacht in Abb. 13) und unseren lokalen Messungen wollen die österreichischen Mitarbeiter folgende Auffassung beitragen: Im Großraum der NW(WNW)–SE(ESE)-achsialen, beherrschenden Tektonik stellt das Minjiang-Störungssystem eine außergewöhnliche, über 110 km lange, aber nur bis zu 10 km breite Störungszone dar, an welcher eine W–E- bis WNW–ESE-Einengung mit der Aufschiebung bzw. Überschiebung „Westliches über Östliches“ unmittelbar wirksam wurde. Diese Einengungs- und Störungszone aber scheint die Auswirkung einer vom Basement erzwungenen ungleichen tektonischen NNE–SSW-Einengung im großräumigen Gebirgsbau abzufangen, wobei sich in der Minjiang-Zone aus einer linksseitigen tangentialen Lateralverschiebung eine an sie räumlich gebundene schräg- bis steilachsige Zergleitung der Gesteinszonen entwickelte. Im Bereich dieser Zone vermochten die tektonischen Kräfte die Schichtflächen der paläozoischen samt den triadischen Abfolgen in ihre charakteristische Lage (NNE–SSW) umzuschwenken. Dies verlief westlich der Störungszone offenbar kontinuierlich, östlich davon aber größtenteils unvermittelt durch Abscherung. Zum Verständnis der tektonischen Formung in der Minjiang-Zone sind nicht nur die klufttektonischen Ereignisse, sondern auch die faltenden Verformungen zu beachten. Sie implizieren die Vorstellung von jüngsten b -achsialen Verfaltungen mit NNE(N)–SSW(S)-Achsen, wodurch im Längsverlauf der Zone sämtliche paläozoischen und triassischen Sedimentabfolgen teils in stratigraphischer Reihung, teils verschuppt existent sind. Die klufttektonischen Dislokationen sind dem tektonischen Formungssystem der Minjiang-Zone symmetrisch zuzuordnen: nach der von chinesischer Seite zur Verfügung gestellten Kartierungskarte (vereinfacht in Abb. 5 und 13) sind in den letzten tektonischen Phasen hauptsächlich $h0l$ -Scherklüfte als Auf- und Abschiebungen bzw. Überschiebungen wirksam gewesen, sowie kleinräumigere ungleichscharige $hk0$ -Verwerfer mit horizontaler Verwurfstendenz.

Nach Meinung der österreichischen Mitarbeiter sollte auch diskutiert werden, ob nicht das weiträumig gesehen nach W abtauchende Xueshan-Faltensystem in der Tiefe an der Minjiang-Zone synklynal gefaltet und an einer Flexur hochtransportiert wurde. Das würde auch die inverse Lagerung der von E nach W stratigraphisch geordnet zutage tretenden paläozoischen und triadischen Gesteine erklären.

Bezüglich der bergbaulichen Situation in der Lagerstätte ergibt sich die wichtige Aussage, daß die bis jetzt erbohrten und aufgeschlossenen Erzlager von allen faltenden und zerscherenden Verformungen betroffen wurden. Sie sind als Körper daher zweifelsfrei prätektonisch angelegt worden. Das bezieht sich aber nicht unbedingt auf den heutigen Mineralbestand und das derzeitige Gefüge des Erzes.

6.5.4. Die Erzkörper

6.5.4.1. Aufschlußbefund

Das bis jetzt auf einer Grundrißfläche von 6 km (N–S) x 0,1 bis 0,3 km (E–W) und mit einer Höhendifferenz von ca. 600 m durch Bohrungen, Schurfgräben und Stollenausfahrungen erschlossene Lagerstättengebiet enthält in der

N-S-streichenden, möglicherweise obertriassischen Grauwacken-, quarzsandigen Kalkmergel-Tonschiefer-Abfolge fünf Metallanreicherungs-zonen mit zusammen 13 schichtparallelen bzw. quasischicht- und störungsparallelen sowie linsenförmigen Erzkörpern. Die Haupterzzone liegt in einem nördlichen Teilbereich, ist 1000–1600 m lang, 260–600 m tief und 1,3–5 m mächtig. Die Metallanreicherung besteht aus der Erzmineralparagenese Pyrit, Markasit, Arsenkies, Realgar, Antimonit und Gold.

Im südlichen Teilbereich des Lagerstättenfeldes beträgt die streichende Länge der Lagererzkörper 240–1000 m, die Tiefe 140–395 m, die Mächtigkeit 1–5 m.

Die Erzkörper sind allgemein infolge der intensiven Rot- bis Orangefarbe der stark vertretenen Realgaraggregate sowie auch durch das Fe-Bisulfid makroskopisch gut wahrnehmbar, was freilich in den Schwarz-weiß-Bildern (Abb. 12, 33) der Grubenaufschlüsse nicht zur Geltung kommt.

Allenfalls deuten aber diese Erzkörper schon im Aufschluß durch ihre Lagerposition im Sedimentverband, durch ihr laminares Gefüge im unbeschädigten und auch im verformten Zustand mit allen Feinheiten stetig-faltender und unstetig-ruptureller Umformungen gemeinsam mit dem Erzträgergestein, ganz wesentliche Teilbewegungen von Anlagerung und Umgestaltung an. Wenn auch die Abgrenzung der Erzlager im Aufschluß bei fehlendem Realgar unscharf und in der Praxis problematisch ist,



Abb. 33.
Feinschichtiger Lagenbau in Realgar-Erz im C-reichen Sericit-Quarzit-Schiefer von Dongbeizhai mit steiler Lagerung.
Grubenaufschluß, Ulm im Schurfstollen in 3.424 m Höhe.

so kann doch generell im N-Feld weitgehend der Quasi-Parallelismus von Erzlager und Störungszone, im S-Feld aber ein gewisser Abstand von Erzlager und Störung bemerkt werden.

Die derzeit besten Aufschlüsse der Erzkörper sind im Grubenbau des Schurfbergbaues zu sehen. Im Falle der offenbar häufig starken Beteiligung von Realgar in der Paragenese fallen Lage und Begrenzung des Erzes durch die feuerig orange bis rote Farbe hervorragend auf; andere Erzminerale hingegen viel weniger. Der deutliche erste Eindruck eines Erzlagers mit Parallelismus oder zumindest Quasi-Parallelismus im Schichtverband des schieferig-phyllitischen Triasgesteins (Abb. 12, 33) wird bei genauerer Beobachtung infolge eines feinschichtigen Lagenbaues Realgar/Schwarzschiefer/Quarzit und der offensichtlich gemeinsamen faltenden und rupturrellen Verformung noch erhärtet. Infolge der schon makroskopisch auffallenden Kristallinität des Haupterzbildners Realgar, kann allerdings noch keine genetische Aussage gewagt werden, und es wird die Bewertung des Mikrogefüges entscheidend sein.

Bisherige Aussagen von Seiten des Bergbaues über Form und Ausdehnung einiger größerer Erzkörper im Grubenbau lauten wie folgt:

- Erzkörper I: Orientierung: 11°, 49° W. Streichende Länge 320 m, Mächtigkeit 1–2 m, nachgewiesene vertikale Teufe 80 m; großlinsenförmig; 49 m östlich der Hauptstörung verlaufend.
- Erzkörper II: Orientierung: allgemein N-S-Streichen, W-Einfallen oben flacher, nach unten zu steiler. Streichende Länge 1.200 m, Mächtigkeit durchschnittlich 3,9 m, nachgewiesene vertikale Teufe 420 m; quasischichtförmig, deformiert.
- Erzkörper III: Orientierung: 354° bis 5°, oberflächennah 50°, in der Tiefe bis 86° W-einfallend; lagerförmig unmittelbar an der Hauptstörung verlaufend. Streichende Länge 450 m, Mächtigkeit durchschnittlich 2,4 m, nachgewiesene vertikale Teufe 400 m; großlinsenförmig.
- Erzkörper IV: Orientierung: allgemein 30°, 12°–75° W-Fallen. Streichende Länge 240 m, Mächtigkeit 2,65 bis 5,65 m, nachgewiesene Teufe 300 m; großlinsenförmig.
- Erzkörper V: Orientierung: 358° bis 3°, 30° bis 60° W-einfallend. Streichende Länge 800 m, Mächtigkeit 0,84 bis 5,43 m, nachgewiesene Teufe 266 m; großlinsenförmig.

Besondere Bedeutung kommt aber noch weiter dem Aufschlußbefund zu, wonach mechanisch-abgescherte und vom Erzlager weggedriftete Schollen im tauben Nebengestein separiert eingebettet sind (Abb. 34). Solche tektonische Zergleitungen, vor allem in *h0l*-Lagen des Gefüges, erklären somit auch lokale schwache Diskordanzen zwischen Teilen des Erzlagers und des Nebengesteins, die zum Quasi-Parallelismus führen; Befunde übrigens, die sich auch im erzfreien Nebengestein ergeben. Dieses Zergleiten in den Hauptschieferungsflächen und in *h0l*-Flächen des Erzgefüges ist also nicht auf das Erzlager beschränkt.

Nicht unerwähnt kann ein Befund nach Li Xiaozhuang et al. (1989) und ZHENG Minghua (1989) bleiben, wonach in der Quasiya-Verwerferzone in Verbindung mit dem alterierten Diabas schwache Goldvererzung gefunden wurde.

Von chinesischen Wissenschaftlern wurden entlang einer Meßlinie Gesteine vom Bereich des Quasiya-Verwerfers quer zum Schichtverband 60 m weit entnommen und auf Au, As und C analysiert. In Abb. 35 kommt mit den korrelierbaren Au- und As-Werten eine relative Anreicherung in drei goldhöffigen Schichten bzw. Erzlagern zur Geltung.



Abb. 34.
Von einem schichtgebundenen Erzkörper tektonisch abgescherter Teilbereich mit Realgar-Erz.
Die im C-reichen Sericit-Quarzit-Schiefer separierte kleine Erzschohle zeigt Biegegleitfaltung und Zerbrechung.
Grubenaufschluß, Firste im Schurfstollen des Bergbaues Dongbeizhai.

Aber auch ein gewisser Zusammenhang zwischen Au, As und C_{org} kommt zum Ausdruck.

6.5.4.2. Mikroskopische Befunde

Die Bewertung der Handstückanschliffe unter verschiedener Vergrößerung bestärkt den Verdacht eines weitgehend gemeinsamen Entwicklungsablaufes von Begleitgestein und Erzlager (Abb. 36, 37, 38). Das derzeit vorliegende Gestein und Erz zeigt die Merkmale eines Tektonitgefüges, sodaß dessen Mineralbestand und Gefüge nichts oder nicht mehr viel mit dem primären Stadium gemeinsam haben muß. Es zeigt sich aber im Befund des dm-Größenbereiches, daß nicht nur vererzte Deformationsbrekzien und Mylonite, sondern am häufigsten ein nach s zerglittenes Gefüge vorliegt, in welchem alternierend Realgar, pyritreicher Quarzit sowie Sericit-Quarzit-Schiefer und psammitische Feinschichten den Lagenbau gestalten. Es treten auch die tektonischen Entmischungen ähnlichen Aggregate im verschieferten und phyllonisierten Erzkörper (Abb. 37, 38) und die über weite Erzanteile dominierend zementierende Rolle des Realgars in Rupturnetzen (Abb. 39, 40) in Erscheinung.

Somit ist es wichtig, die sichtlich komplexe Entwicklung des Erzgefüges zu analysieren und schrittweise nach womöglich mehreren relikten Vorgängerstadien zu suchen. Zum Beispiel lassen feinlaminierte Pyritanreicherungen mit strenger Wahrung ihrer Lage im inhomogenen Parallelgefüge der Gesteins- und Erzabfolge ihre Bedeutung als Relikte von ursächlichen Sedimentgefügen erkennen.

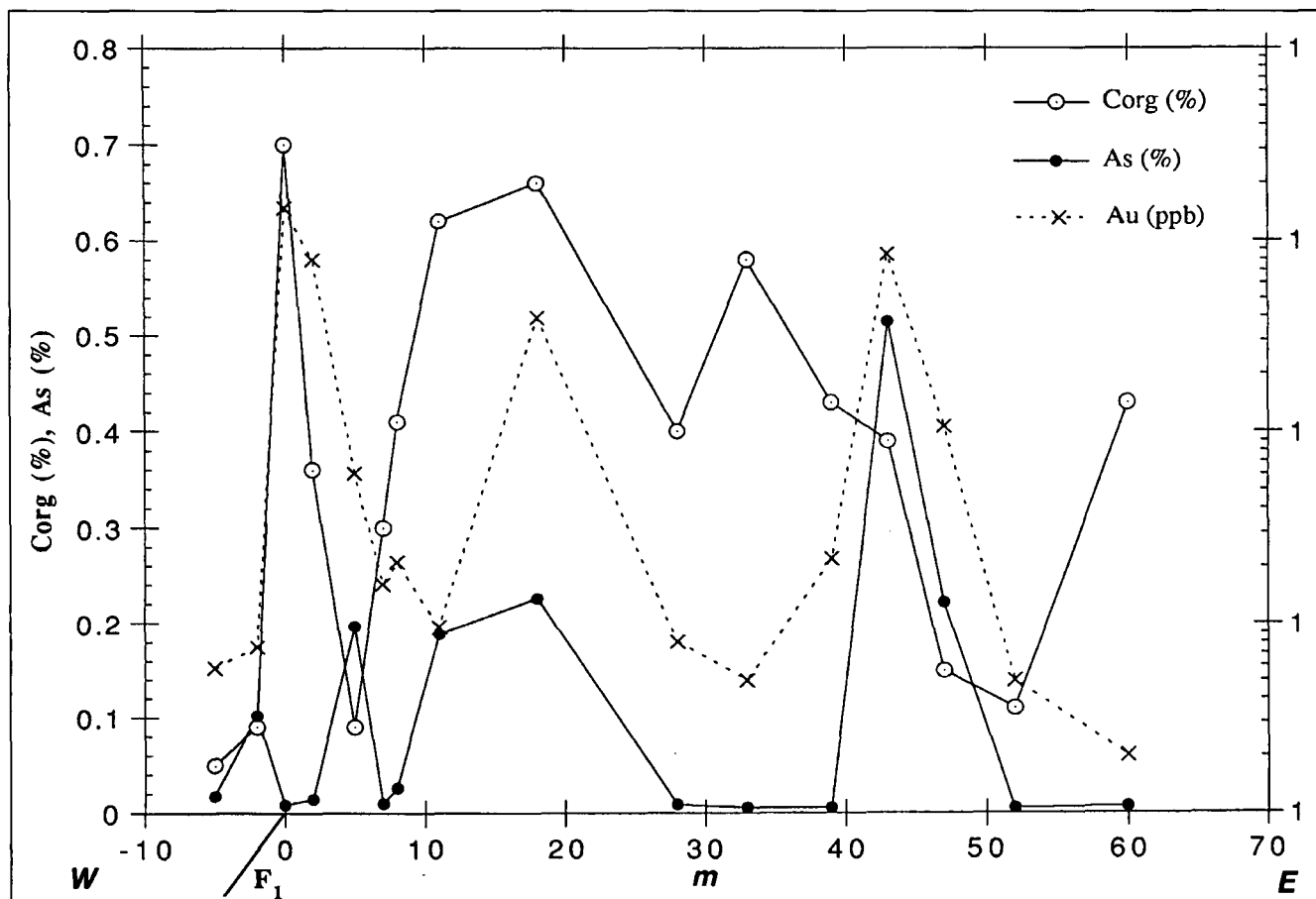


Abb. 35.
Räumliche Beziehung der Au-, As- und C_{org} -Gehalte quer zum ca. N-S-streichenden triassischen Schichtverband und zum Hauptverwurf an der N-S-streichenden Quasiya-Störung (F1).
Abstand in m.



Abb. 36.
Die teils präzise, teils statistisch lagenförmige Anordnung der Realgar-Aggregate (grau) entspricht dem Feinlagenbau des sericitisch-quarziti-schen Triassedimentes (grauschwarz).
Dongbeizhai. Erz-Großanschliff. Maßstab: mm-Papier.



Abb. 37.
Linsenförmige Entmischungen von Realgar (grau) in der feinlagigen Realgar-Sericitschiefer-Abfolge (grauschwarz) mit Quarzdetritus in einem schichtgebundenen Erzkörper von Dongbeizhai.
Großanschliff. Maßstab: mm-Papier.



Abb. 38.
Gemeinsame faltende Verformung des Lagenbau-es, bestehend aus Realgar (grau), sandigem Mer-gel (schwarzgrau) und kohlig-grafitischem Tonsediment (schwarz).
Faltenknie rechts unten. Realgar in relikten Feinla-gen und entmischten, sammelkristallisierten Nes-tern. Detritische Quarzkörner: grauweiß.
Dongbeizhai. Großanschliff, Maßstab: mm-Papier.

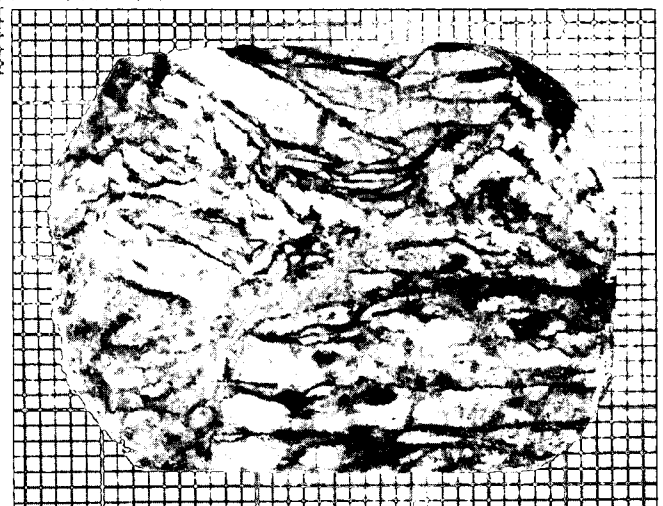


Abb. 39.
Mit Realgar vererzte tektonische Deformationsbrekzie. Feingeschichte-ter Triaskalkstein (weißgrau, s horizontal) ist belteropor nach dem tekto-nisch verursachten, s-diskordanten Zerrfugennetz mit Realgar (grau) verheilt.
Großanschliff, Maßstab: mm-Papier.

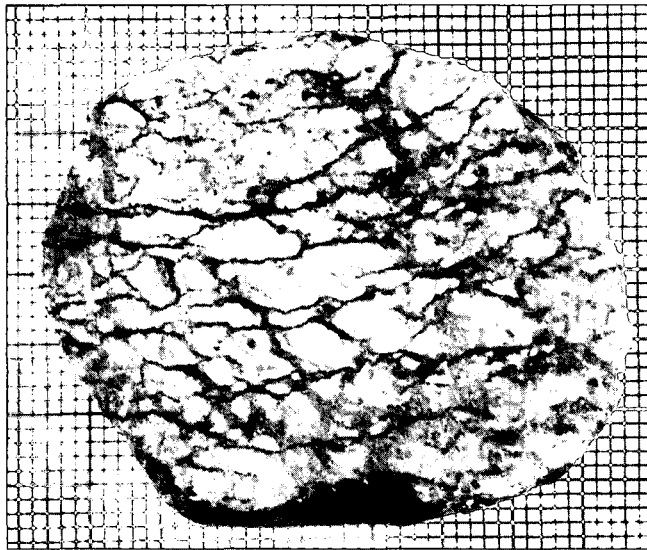


Abb. 40.
Kalksteinlage im Nebengestein der Lagerstätte Dongbeizhai. s-diskordante, syntektonische, statistisch ausgerichtete feine Spalten mit Realgar vererzt. Kalkstein weißgrau, s im Kalkstein durch Ton und Pyrit schwarz, Realgar grau.
Großanschliff, Maßstab: mm-Papier.

6.5.4.2.1. Mineralbestand der Erzkörper

Neben dem normalen, im Erzkörper mitenthaltenen Gesteinsanteil, z.B. Tonschiefer, Sericit-Quarzitschiefer, „Grafitschiefer“, fällt vor allem der Quarzreichtum auf (Abb. 41–45). Authigen treten auf: häufig Pyrit, Realgar, Markasit, Arsenkies, Antimonit, ged. Arsen, und die Lagerartminerale, also Begleiter, Quarz, Calcit; untergeordnet Magnetkies, Fahlerz (As-haltiger Tetraedrit), Zinkblende, Kupferkies; selten ged. Gold.

Diese als authigen bezeichneten, aus Lösung kristallisierten Erz- und Begleitminerale werden im einzelnen kurz beschrieben. Von chinesischen Forschern liegen sehr detaillierte Beobachtungen über Korngrößen und gegenseitige Verdrängungen vor, die zu einer mitunter umfangreichen Unterscheidung von Mineralgenerationen geführt haben. Es ist uns allerdings bewußt, daß verschiedene Korngefüge eines Minerals nicht Altersunterschiede bedeuten müssen. Wir wollen daher eine Überdeutung vermeiden und ohne vorgefaßte genetische Meinung diese Einteilung nicht mit Einzelheiten übernehmen. Wir nützen aber sichere Gefügemerkmale dann, wenn sich daraus von Fall zu Fall eine genetische Beurteilung der Kristallisation erzielen läßt.

Pyrit erscheint in mehreren Gefügevarianten, die von chinesischen Forschern in genetischer Reihenfolge für Generationen I–V gehalten werden (ZHENG Minghua, 1989). Zweifellos als älteste Generation und damit auch als syn-sedimentäres Produkt i.w.S. kann man Pyritframboide beurteilen. Sie gelten auch als Indikator für biochemische Prozesse in reduzierendem Milieu. Außer typischen Kügelchen, zusammengesetzt aus <1–2 µm kleinen Mikrolithen, sind auch in der Feinschichtung ausgerichtete Kleinkolonien zu sehen (Abb. 46). Wei-

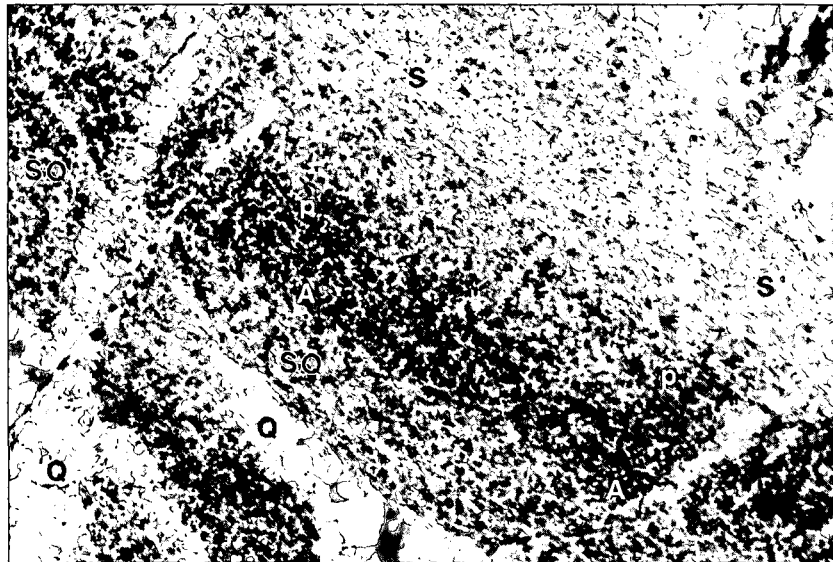


Abb. 41.
Feinlagenbau im Erzkörper von Dongbeizhai. Sericitquarzit (SQ), Arsenkies (A), Pyrit (P), Sericite-schiefer (S). In Mikrozerfugten Quarz (Q). Schichtung diagonal.
Dünnschliff, Nicols x.
Bildausschnitt 3,3 x 2,2 mm.

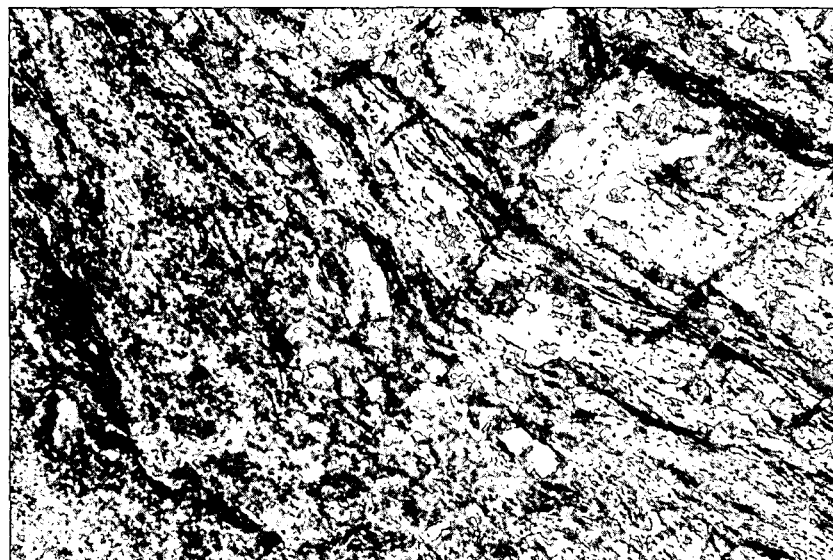


Abb. 42.
Mergeliges Tongestein mit Sericite-schiefer (linke untere Bildhälfte) und Calcit-Quarzit-Deformationsbrekzie (rechts oben). Schichtparallele Schieferung (diagonal) durch Ton-Pyrit-Suturen (schwarz) erkennbar.
Dünnschliff, Nicols +.
Bildausschnitt 3,3 x 2,2 mm.

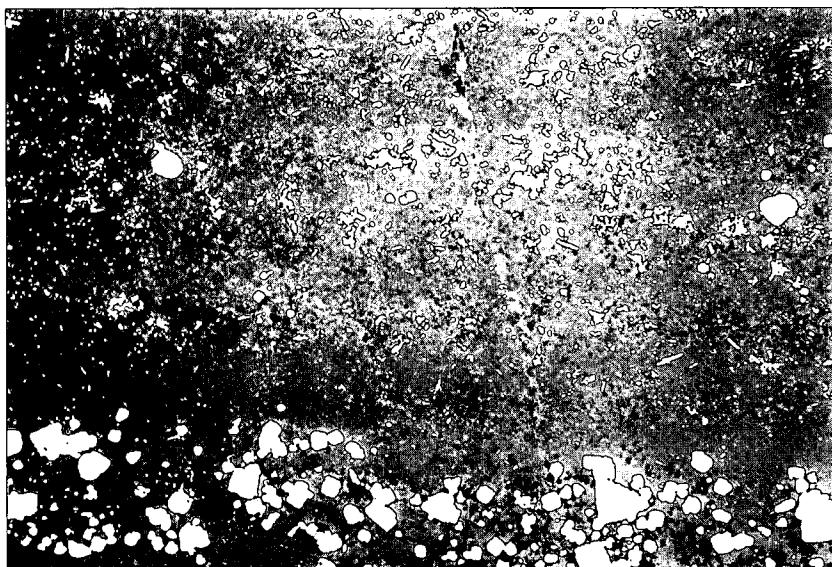


Abb. 43.
Feinlamierte Anreicherung von Pyrit-Idioblasten (weiß, unten) und Arsenkies-Kriställchen und -Aggregaten (weiß, oben).
Polierter Anschliff, 1 Nicol.
Bildausschnitt 3,7 x 2,6 mm.

ters kann man isolierte Mikrolithe von höchstens 1 μm Größe dieser ursprünglichen Generation zuordnen.

Pyrit-Globulite mit Aggregaten etwas größerer Kriställchen kann man schon als Produkte einer ersten Sammelkristallisation beurteilen. Deutlich größere idiomorphe



Abb. 44.
Realgar-zementierter Haarriß ist durch laminares Zergleiten nach den Schieferungsflächen (im Bild horizontal) S-förmig zerschert. Schieferung (s) durch dünne Sericitlagen (schwarzgrau) markiert. Quarzit (grau) im Stadium einer tektonischen Deformationsbrekzie; Realgar (grauweiß); Pyrit (weiß).
Polierter Anschliff, 1 Nicol. Ausschnitt 1,8 x 1,2 mm.

Kriställchen und hypidiomorphkörnige Aggregate, die auch Markasit enthalten können, werden als jüngere Generation syn- und postdiagenetischer Stadien gesehen. Sie treten nicht nur in den Erzkörpern, sondern auch, so wie alle diese „Generationen“, im Nebengestein auf. Im Rahmen der Kornvergrößerung fällt häufig Zonarbau durch Mikrolitheneinschlüsse beim stationär unterbrochenen Weiterwachsen der Idioblasten auf

(Abb. 47). Auch Intergefüge vom Typ *si* sind verschieden deutlich entwickelt. Sie konservieren die vorkristalline *s*-Lage im Kern des Idioblasten, der seine Außengestalt aber durch Weiterwachsen mit dem reinen, jüngsten Anwachsraum noch verbessert hat. Relativ junger Pyrit ist mitunter zusammen mit jungen Kristallisaten von Realgar, Quarz und Calcit auch im Zerrfugennetz der Erzkörper zu finden. Eine andere primäre, als synsedimentär i.w.S. einzuschätzende Pyritvariante sind kolloforme Bildungen im schichtigen Verbands. Diese ursprünglichen Gelbildungen von Melnikovitpyrit in konzentrischer Kugelchenform oder feinlagigem Aufbau bezeugen Mineralanlagerungen aus schwach temperierten Lösungen, wie sie im sedimentären Bildungsstadium bekannt sind. Geochemische Daten führen wir im nachfolgenden Kapitel 6.5.4.3 an.

Realgar (AsS) ist hier eines der wichtigsten Erzminerale. Zwei Typen von Realgar sind in den Erzen mit Sicherheit zu unterscheiden; wahrscheinlich liegen aber viel mehr vor.

- Realgar-I (Re-I) in der Form von sehr feinen, mikrokristallinen Körnern, teils im geschlossenen, xenomorphkörnigen Gefüge mit Korngrößen von 6–80 μm (Abb. 51), teils noch feinkörniger eingeschlossen in Quarz oder Calcit (Abb. 52, 53). Derart mit Realgar pigmentierter Quarz und Calcit weist dann je nach Tiefenlage der Einschlüsse orangegelbe bis gelbe Innenreflexe auf, was auch makroskopisch zur Geltung kommt.
- Realgar-II (Re-II) ist dominierend im Erz vertreten in Form von hypidiomorph- bis xenomorphkörnigen Aggregaten, mit Korngrößen um 0,1–0,2, ja auch bis 1 mm, gelegentlich mit polaren Wachstumsfronten, ist in schichtähnlichen Lagen (Abb. 12, 33, 36, 37, 38) sowie als belteropores Kristallinat in Schieferungsfugen, netzförmigen Haarrissen (Abb. 39, 40, 54) und Kluftsystemen enthalten. Metasomatische Konturenveränderungen gegen Quarz, Calcit und Antimonit sind häufig. Besonders häufig kommt Realgar als Zement im Fugennetz von Deformationsbrekzien vor (Abb. 39, 40, 54). Die schieferungsparallelen, stoffkonkordanten Realgar-Lager im großen und kleinen sind zusammen mit dem Nebengestein gemeinsam gefaltet und zerschert (Abb. 12, 34, 38, 55). Wahrscheinlich gibt es analog Pyrit, Quarz, Calcit noch mehrere Generationen von Realgar-Kristallisaten, die allerdings nur im Erzgefüge, nicht aber in ihrem Habitus unterscheidbar sind.



Abb. 45.
Reliktgefüge aus dem primären Anlagerungsstadium in Form von Mikrofeinschichten (vertikal), bestehend aus Sericit (schwarzgrau) mit Pyrit (weiße Kriställchen), Spuren von Rutil, Grafit, und Quarzit (verschieden grau) mit Calcit (verschieden weißgrau), Spuren von Realgar (grauweiß) und Rutil. Polierter Anschliff, 1 Nicol. Bildausschnitt 0,9 x 0,6 mm.

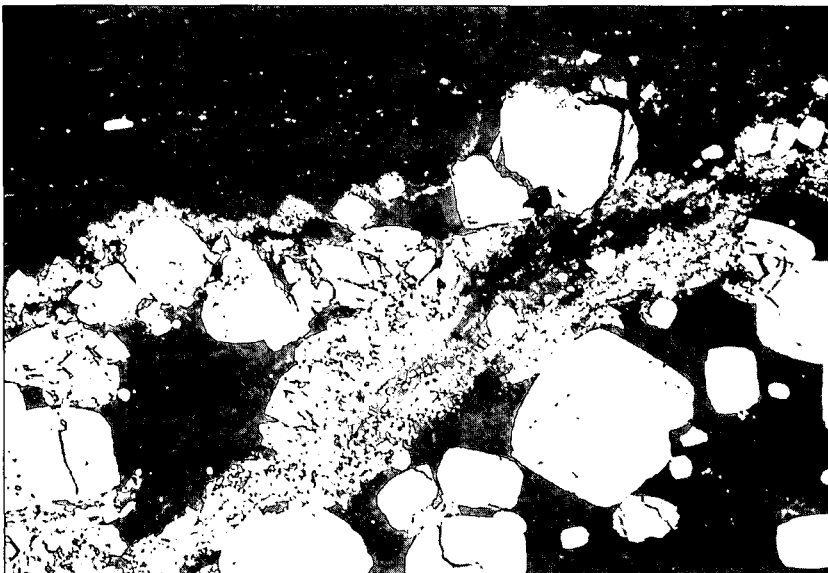


Abb. 46.
Im Mittelteil der Pyrit-Feinlage (diagonal links unten-rechts oben) s-parallele tektonische Zerschierung mit Kataklaste bis Mylonitisierung der z.T. zonar gebauten Idioblasten. Am linken oberen Rand der Pyritlage relikte Pyrit-Framboide. Pyrit: weiß, Quarzit: grauschwarz. Polierter Anschliff, 1 Nicol. Ausschnitt 0,9 x 0,6 mm.

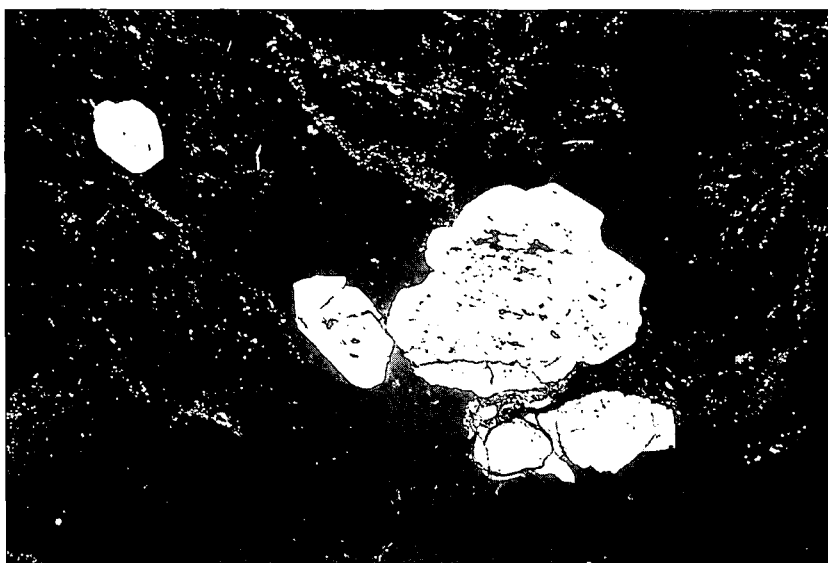
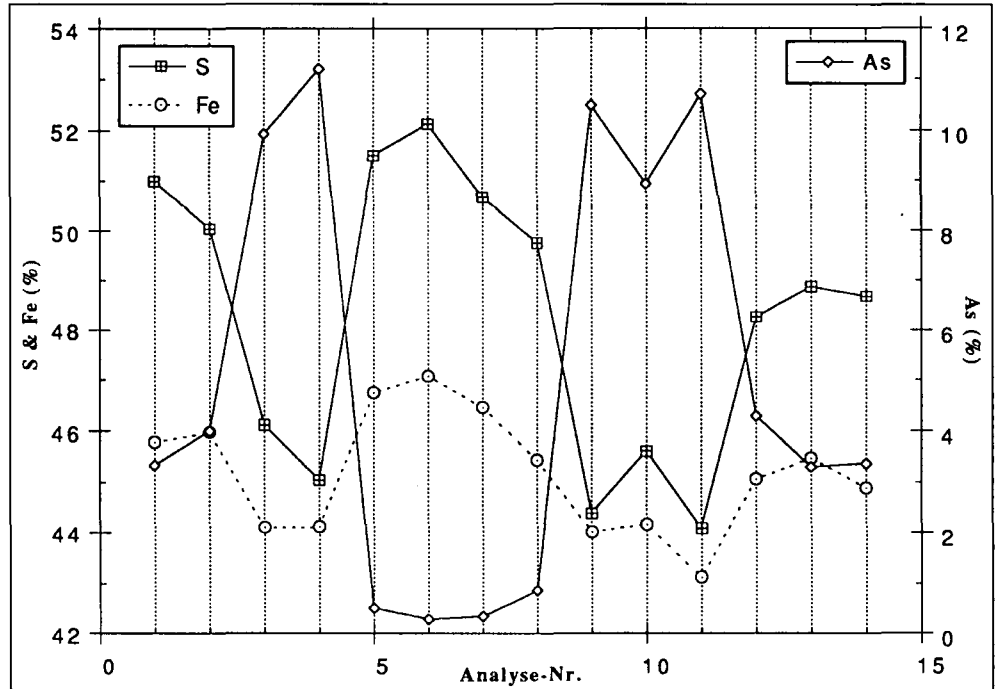


Abb. 47.
Pyrit-Idioblasten zeigen durch unterschiedliche Pigmentierung z.T. mehrere Wachstumsraten an. Im großen Pyritaggregat deutliches Intergefüge s_1 (horizontal) durch umwachsenen Altmineralbestand von Sericit und Quarz. Feinlagig angeordnete Pyritpigmente im Quarzit bilden Verlagerung der s -Fläche durch Feinfältelung ab. Pyrit: grauweiß; Quarz: grauschwarz. Polierter Anschliff, 1 Nicol. Ausschnitt 3,7 x 2,4 mm.

Abb. 48.

Elementverteilungs-Meßlinie durch einen zonar gebauten Pyrit mittels Mikrosondeanalyse macht unterschiedliche As-, Fe- und S-Gehalte deutlich: Kern fast As-frei: <1 % (Diagramm mitte, unten); Mittelzone 9–11 % As, wobei eine relativ As-reichere und As-ärmere Subzone entwickelt ist; Außenzone 3–4 % As.



Auripigment (As_2S_3), oft wegen makroskopisch gelber Farbe des Erzes vermutet, erweist sich aber offenbar nur in der Oxidationszone als junge Sekundärbildung vorhanden.

Antimonit = Stibnit (Sb_2S_3) liegt nach Aussagen chinesischer Mitarbeiter in mindestens zwei Generationen vor:

- Antimonit-I (St-I) ist in Form isometrischer und heterometrischer Aggregate, meist mit den typischen Zerknitterungslamellen und mit Mikrofältelungen in Quarzit-, Quarz-Calcit- und Realgar-Kristalliten, insgesamt aber eher selten zu sehen (Abb. 56, 57, 58);
- Als Antimonit-II (St-II) wird von chinesischer Seite eine Aggregatform aus langsäuligen Kriställchen, radialstrahlig, z.T. in Realgar eingeschlossen bezeichnet.

Man muß aber auch auf feinkörnige Rekristallite in Scherungszonen aufmerksam machen, die zweifellos eine der jüngsten Bildungen darstellen.

Markasit (FeS_2) ist im Erz zwar schwach, aber als häufiger Begleiter von Pyrit, und dementsprechend auch in verschiedenen Generationen vertreten. Genetisch wertvoll sind nach einem Feinlagenbau ausgerichtete, aber zerbrochene Krusten, welche im Vergleich zu den idiomor-

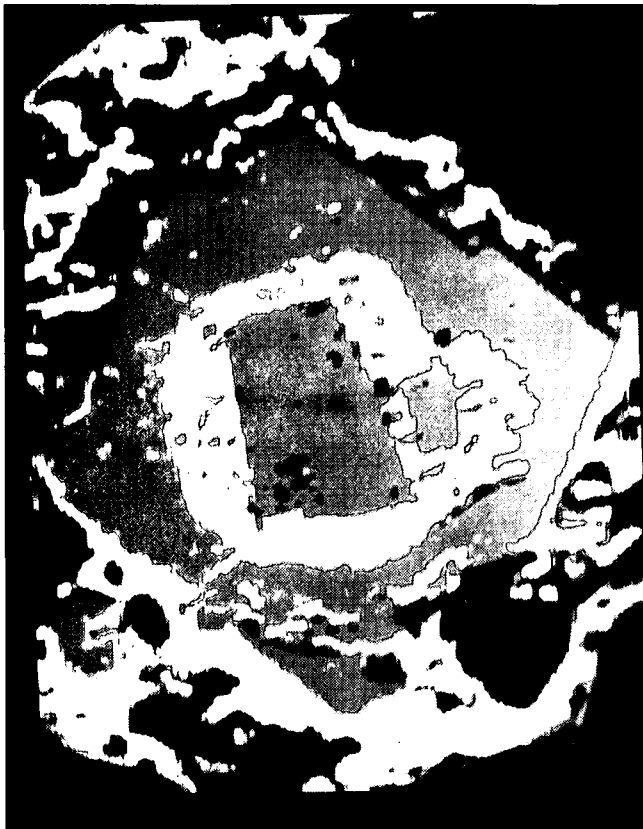


Abb. 49.

As (L_α)-Verteilungsbild eines zonar gebauten Pyritkristalls (helle Abschnitte As-reich).
Mikrosondenanalyse. Ausschnitt 0,115 x 0,09 mm.



Abb. 50.

BSE-Bild des Pyritkristalls von Abb. 49. Die verschiedenen Grauwerte zeigen in dieser chemischen Flächenanalyse den wechselnden As-Gehalt: je heller umso As-reicher.

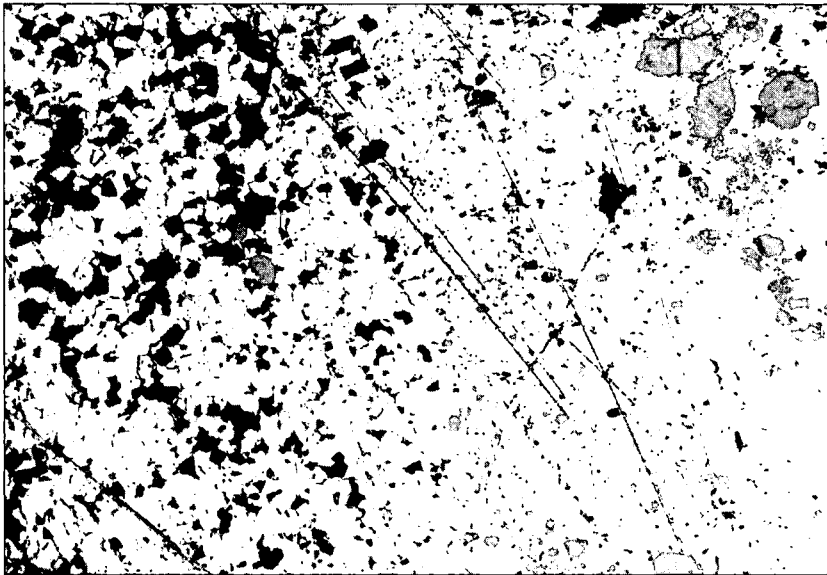


Abb. 51.
(Ausbruchgefährdetes) fast geschlossenes granoblastisches Realgar-Korngefüge mit angedeutet gefaltetem s_1 (Sericit, feindetritischer Quarz, linke Bildhälfte).
Realgar: grau; detritischer Quarz: schwarzgrau; kataklastischer Antimonit: grauweiß; Ausbrüche und Kratzer: schwarz.
Polierter Anschliff, 1 Nicol.
Ausschnitt 3,7 x 2,7 mm.

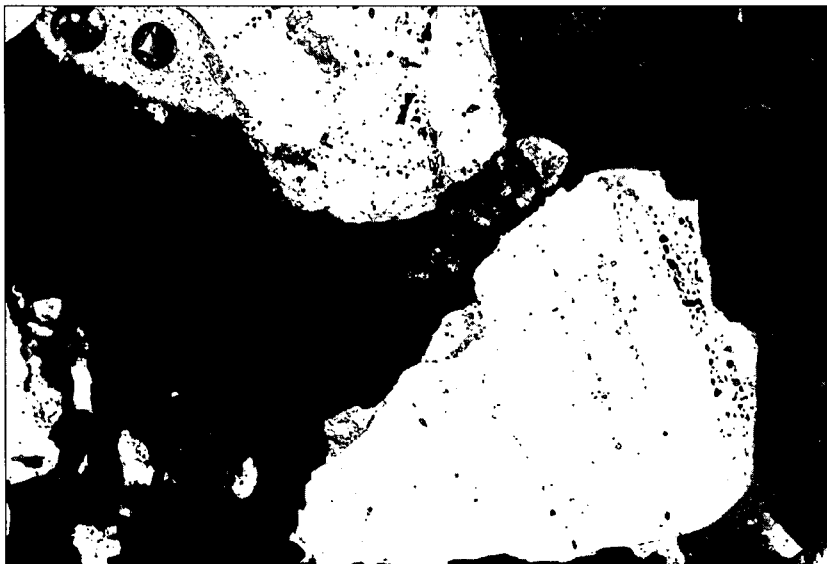


Abb. 52.
Reliktes Realgar-Internggefüge in Form von s_1 -Pigment in Quarz-Xenoblasten, welche in granoblastischem Realgargefüge verteilt sind.
Erz der Lagerstätte Dongbeizhai.
Realgar: schwarzgrau, schwarz; Quarz: weiß.
Dünnschliff, 1 Nicol.
Ausschnitt 1,4 x 0,9 mm.

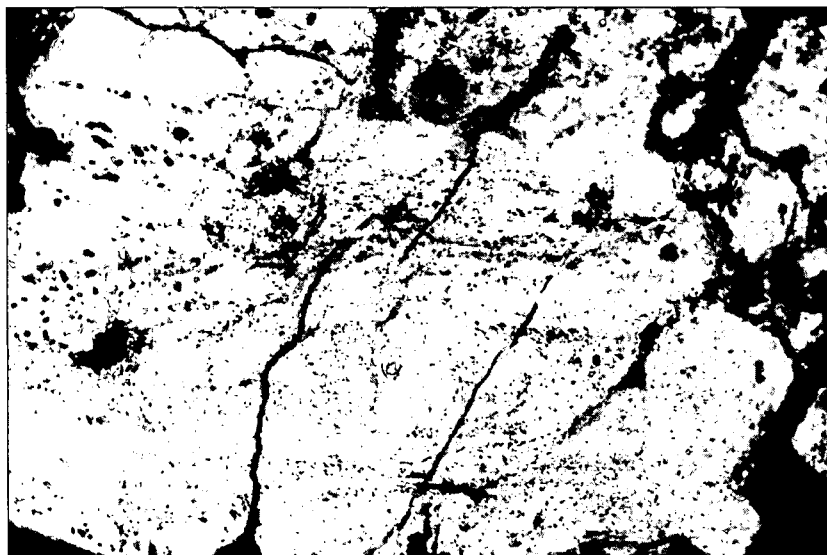


Abb. 53.
Realgar-Pigment (horizontal) als reliktes s_1 in Grobquarzit. Realgar-gefüllte Zerrisse.
Realgar: schwarz, grauschwarz; Quarz: grauweiß.
Dünnschliff, 1 Nicol.
Ausschnitt 1,4 x 0,9 mm.

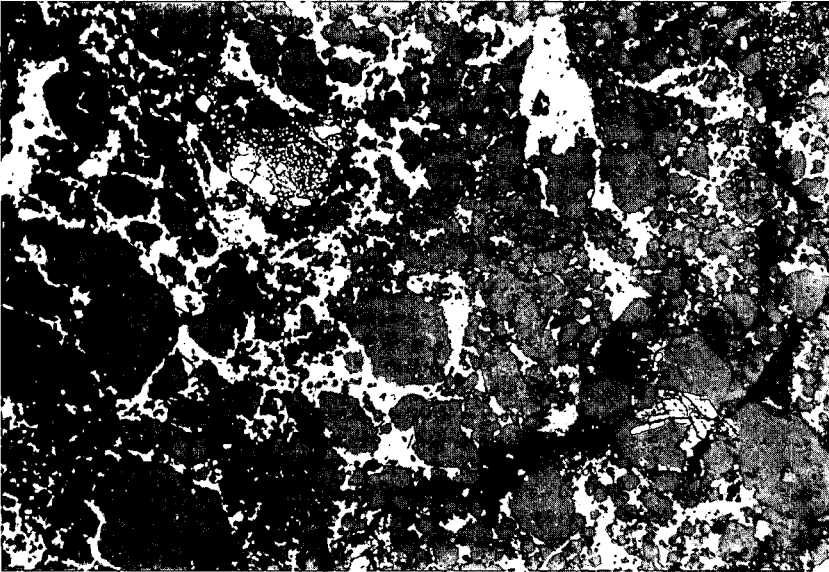


Abb. 54.
Quarz-Deformationsbrekzie mit kataklastischen Quarzkörnern, deren Konturen durch belteropore Metasomatose von Realgar angegriffen, verändert und die netzförmigen Hohlräume mit Realgar verheilt wurden.
Kataklastischer Markasit: weiß; Realgar: weißgrau; Quarz: schwarzgrau.
Dongbeizhai-Erz im polierten Anschliff, 1 Nicol.
Ausschnitt 1,8 x 1,2 mm.

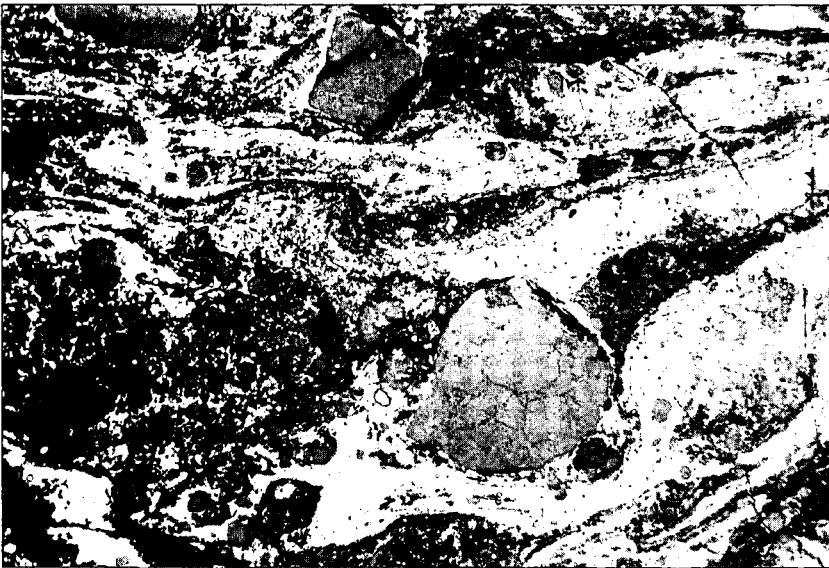


Abb. 55.
Verschieftes Sericit-Quarzit-Realgar-Erz: besteht aus detritischen Komponenten von z.T. kataklastischem Quarzit, Sericitquarzit und feinlagig gehäuftem Sericit, mit Graphit sowie authigenes Realgar-Kristallisationsgefüge.
Der mechanisch anisotrope Lagenbau, als Gefügerelikt des primären Anlagerungsstadiums, zeigt monoklin-symmetrische Biegegleitung bevorzugt in s, mit Umfließen von starren Hindernissen.
Pyrit: weiß; Realgar: weißgrau; Quarz: schwarzgrau; Sericit: feinschuppig, schlierig, schwarzgrau-schwarz.
Polierter Anschliff, 1 Nicol.
Ausschnitt 9,3 x 6,2 mm.



Abb. 56.
Einscharig deformiertes Antimonitkorn, eingeschlossen in kristallinem Realgar-Korngefüge.
Mikrorisse im Antimonit mit Realgar verheilt. Detritische Quarzkörner als Einschlüsse in Realgar und Antimonit, besonders gehäuft im unteren Bildteil zusammen mit Sericit als repräsentierende s-Fläche.
Pyritkörner: weiß; Antimonit: weißgrau; Quarz und Sericit: schwarzgrau-schwarz.
Polierter Anschliff, 1 Nicol.
Ausschnitt 0,3 x 0,2 mm.



Abb. 57.
Im Gitterbau (Knitterungslamellen) und gitterunabhängig (Mikrorisse) deformiertes Antimonitkorn in Realgar-Kristallisationsgefüge.
Sericit-*s*, (im linken oberen Bildteil diagonal links unten nach rechts oben) als dunklerer Streifen angedeutet.
Polierter Anschliff, Nicols $\times$.
Ausschnitt 0,9 x 0,6 mm.

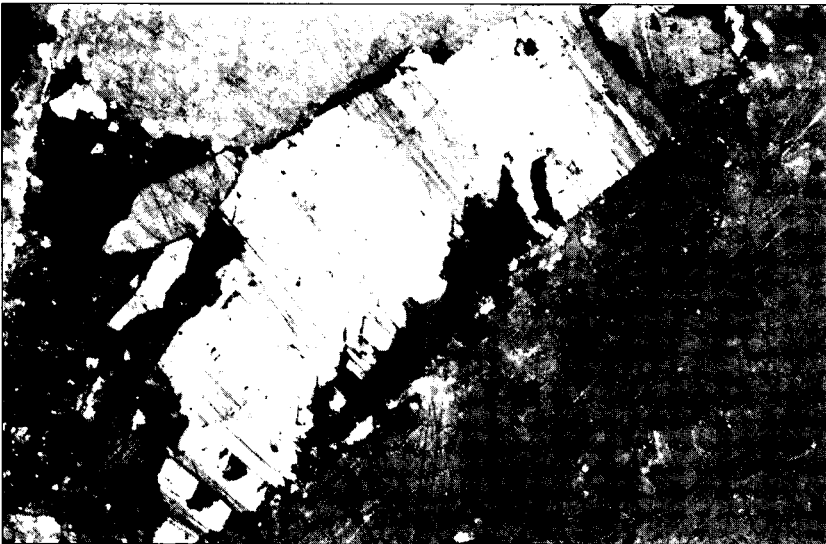


Abb. 58.
Antimonit, lamelliert, in geschlossenem Realgar-Kristallisationsgefüge. Ausbrüche schwarz.
Polierter Anschliff, Nicols $\times$.
Ausschnitt 1,8 x 1,2 mm.

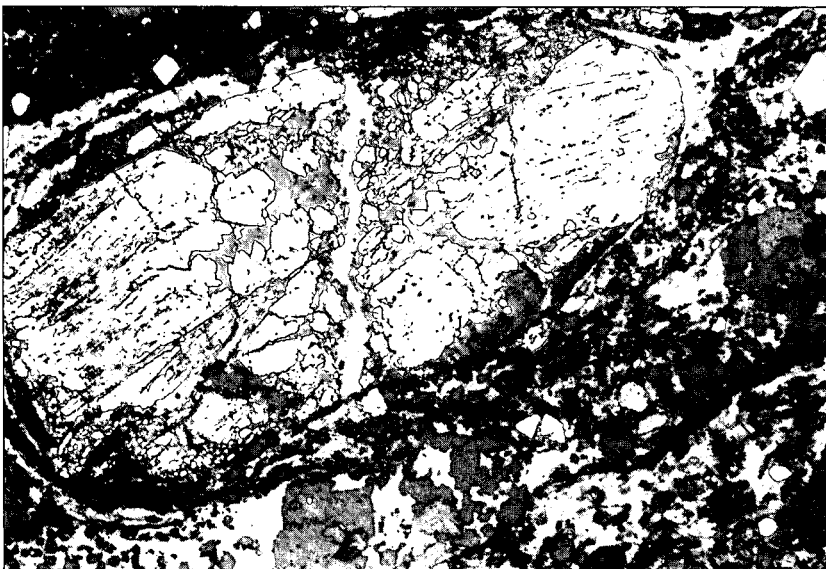


Abb. 59.
Nach *s* (im Bild diagonal) zerschnittenes Markasitfragment in Sericit-Quarz-Realgar-Schiefer.
Im Mittelteil des Bruchstückes polare und bipolare Markasit-Neukristallite. Darauf bezogene postkristalline Kataklase und teilweise Mylonitisierung des Markasits führt zu Mikrospaltenbildung und nachfolgende postdeformative jüngste Verheilung derselben mit Realgar und Quarz.
Markasit: grauweiß; Realgar: grau; Quarz und Sericit: grauschwarz bis schwarz.
Polierter Anschliff, 1 Nicol.
Ausschnitt 1,1 x 0,7 mm.

Tabelle 6.
C_{org}-, Au-, Ag-, As- und Hg-Gehalte von erzführendem Nebengestein und Erz der Lagerstätte Dongbeizhai.
C = Kohlenstoff, Cc = Calcit, Py = Pyrit, Qz = Quarz, Re = Realgar, Sc = Sericit.

Nr.	Probe	Corg(%)	Au(g/t)	Ag(g/t)	As(g/t)	Hg(g/t)
CM-78-3	C-haltiger Qz-Sc-Schiefer	0.40	0.080	1.38	90	2.2
-5.00	C-haltiger Phyllit	0.58	0.054	0.80	60	1.3
-7.00	C-haltiger Phyllit	0.43	0.215	0.88	60	2.9
-8.00	C-haltiger Phyllit mit Re	0.39	8.432	1.04	5150	13.9
-10.00	C-haltiger Sandstein mit Re	0.15	1.063	1.06	2220	8.5
-13a	Sandstein	0.10	0.048	0.96	50	0.5
-13b	C-haltiger Schiefer	0.20	0.017	1.06	40	2.6
-15.00	C-haltiger Phyllit	0.43	0.021	0.95	70	1.2
-22.00	C-haltiger Kalkstein	0.09	0.075	0.91	1020	1.1
-23.00	Kalkstein	0.05	0.058	1.00	180	1.7
-24.00	C-haltiger Ton in Klufthmylonit	0.70	14.826	0.93	90	28.2
-25.00	kieselig-toniger, C-haltiger Sandstein	0.36	7.926	0.86	150	12.8
-26.00	Sandstein mit Re und Cc	0.09	0.604	1.03	1970	9.4
-27a	graphitischer Phyllit	0.30	0.164	1.28	100	6.2
-27b	kieseliger Sandstein mit Py	0.16	0.172	0.83	1260	6.4
-28a	C-haltiger Ton in Klufthmylonit	0.74	0.393	1.09	70	2.7
-28b	Sandstein mit Qz-Cc-Gängchen	0.09	0.043	0.84	450	5.7
-29.00	C-haltiger Phyllit mit Re	0.66	3.947	0.94	2260	14.0
D-C-1	kalkiger, C-haltiger Siltstein	0.91	0.004	0.01		

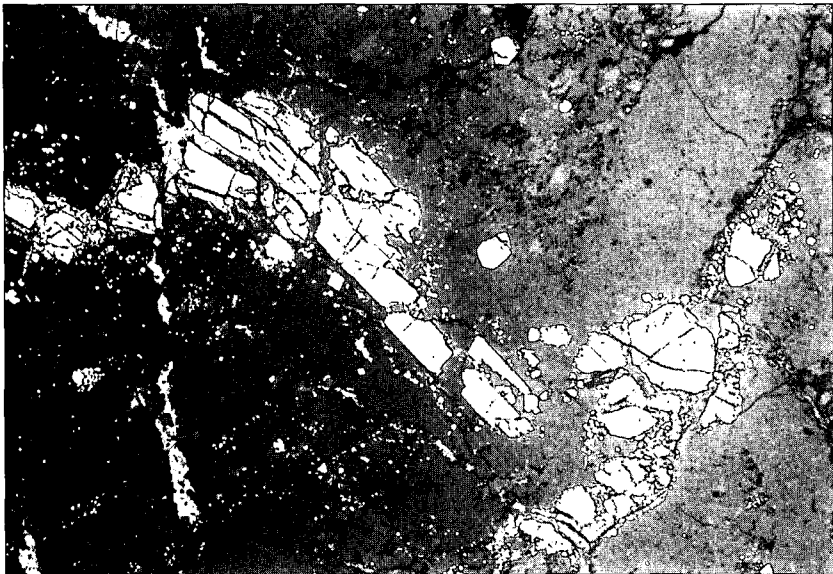


Abb. 60.
Gefaltete und zerbrochene, primär feingeschichtete Markasitscholle, begleitet von Schwärmen von Pyrit-Mikrolithen im Sericit-Karbonat-Quarzit-Schiefer des Dongbeizhai-Erzes. s-diskordante Mikrozerisse mit Realgar und Quarz verheilt. Markasit und Pyrit: weiß; Realgar: grau; Quarz und Sericit: grauschwarz-schwarz.
Polierter Anschliff, 1 Nicol.
Ausschnitt 3,7 x 2,4 mm.

Tabelle 7.
Chemische Meßdaten (% bzw. ppm) von Pyrit der Lagerstätte Dongbeizhai.
Analytik: AAS und ICP in China. Leere Zellen = nicht bestimmt.

Nr.	Au	Ag	Co	Ni	Se	Te	Ti	Cu	Pb	Zn	Hg	Sb	Bi	Fe%	As%	S%	Ni/Co
B481-I	4.0	180	6.0	10	1.5	0.02	1.1	9	32	8	0.79	31.3		46.56	0.48	51.46	1.6667
84DF22-II	13.0	150	12.0	33	1.2	0.04	1.1	13	44	24	0.69	7.1		45.55	2.46	50.17	2.7500
CM18-B17-II	554.0		7.0	12	1.1	0.00			14			30.0		41.60	0.53	47.74	1.7143
ZK01-256-II	234.0		9.0	15	0.7	0.01			24			30.0		40.40	0.71	47.66	1.6667
RZ-21-III	3872.0	111	8.4	42	4.5			69	35	22		92.2	19.9	44.93		47.86	5.0000
RZ-22-III	4283.0	100	5.5	38	4.0			58	28	25		77.6	4.3	44.20		49.31	6.9091
RZ-23-III	3718.0	112	5.3	37	3.8			49	35	15		28.9	2.8	44.30		48.74	6.9811
RZ-1-IV	11600.0	220	5.0	14	0.5	0.00	0.9	31	23	3	7.80	28.0	6.0	44.81	1.18	51.17	2.8000
CM18-B9-IV	3189.0		7.0	13	0.4	0.00			15			30.0		40.00	0.45	45.85	1.8571
CM78-5-V	3.2		14.0	34	0.7	0.00			17			430.0		40.80	1.10	46.01	2.4286
CM08-3-V	195.0		5.0	13	0.7	0.00			20			50.0		37.90	1.10	44.10	2.6000
CM78-2-V	121.0		11.0	71	1.7	0.01			120			210.0		40.00	0.80	45.95	6.4545

phen Kriställchen und Aggregaten mit kristallinem Pyrit offensichtlich ein sehr altes, möglicherweise ursächliches Relikt repräsentieren (Abb. 59, 60).

Arsenkies (FeAsS) macht nur einen sehr kleinen Anteil im Erz aus. Der Gehalt liegt normalerweise unter 1 %, aber das Erzmineral ist doch weit verbreitet zu sehen.

- Arsenkies-I (Apy-I), in der Form von sehr kleinen idiomorphen Kriställchen, bzw. rhombenähnlichen Querschnitten ($2\text{--}6\ \mu\text{m}$), liegt zwar häufig unregelmäßig im erzführenden Trägergestein verstreut, bemerkenswerterweise aber auch streng feinschichtig angereichert zusammen mit Pyrit (Abb. 43, 61), diesfalls auch mit jüngeren Individuen.
- Arsenkies-II (Apy-II), etwas gröberkristallin (Querschnitte etwa $0,09\text{--}0,2\ \text{mm}$), ist hypidiomorph und idiomorph, säulig und tafelig, sowie auch mit Drillingsformen entwickelt (Abb. 62). Er tritt ebenfalls häufig vergesellschaftet mit Pyrit auf. Der Arsenkies erweist sich chemisch als rein, ist aber, wohl durch submikroskopische Einschlüsse, einer unserer Au-Träger (Tab. 8).

Gediegenes Arsen (As) ist bekanntlich in der Natur sehr selten zu beobachten. Aber in der Lagerstätte Dongbeizhai ist es eine fast häufige Nebenkomponente des Erzes. Ged. Arsen kommt meistens mit Realgar zusam-

men vor sowie auch in Pyrit-reichen Quarz-Calcit-Aggregaten. Es zeigt isometrische, meist aggregierte, oder auch unregelmäßige Formen, mit Korngrößen um $0,005\text{--}0,15\ \text{mm}$. As ist auch als Verheilung von Mikrofugen, mit kleinen Pyrit-Einschlüssen und von Realgar-Äderchen durchzogen ab und zu zu identifizieren. Die chemische Zusammensetzung des ged. Arsens variiert stark. Meistens ist es S-, Fe- und Sb-haltig, aber ohne Gold (Tab. 8).

Gold (Au) ist in der Dongbeizhai-Au-Lagerstätte so gut wie unsichtbar, was sich durch zahlreiche Untersuchungen mit Mikroskop, Mikrosonde und Rasterelektronenmikroskop ergibt. Bis jetzt wurden nur in den oberflächennahen Teilen von Erzkörpern ca. zehn mikroskopisch sichtbare Au-Körner gefunden, die eine Korngröße von $<1\text{--}10\ \mu$ aufweisen und unregelmäßig konturiert an Kornrändern oder in Mikrorissen von Pyrit, Quarz oder Realgar vorkommen. Das Gold im Erz ist chemisch sehr rein, mit einer hohen Gold-Feinheit von 849–964. Das Gold von Dongbeizhai erweist sich also im Erz fast nur in submikroskopischer Größe gebunden an die Erzminerale Pyrit, Antimonit, Arsenkies, Realgar, sowie wahrscheinlich an Tonminerale und kohlige Substanzen. (Tab. 7, 8). Die Untersuchungen sind zwar noch nicht so weit gediehen, daß endgültige Ergebnisse vorgelegt werden können, aber es

besteht die Auffassung, daß ca. 40–50 % des Goldes, überwiegend in Pyrit, in Tonmineralen oder organischen Substanzen enthalten sind (Tab. 9).

Quarz (SiO_2) ist hier nicht nur als Gesteins-Quarzit und -Quarz allothigener Herkunft, sondern auch als wichtigstes authigenes Begleitmineral im Erz zu bezeichnen. In diesem genetischen Rahmen sind zumindest drei Quarz-Generationen unterscheidbar:

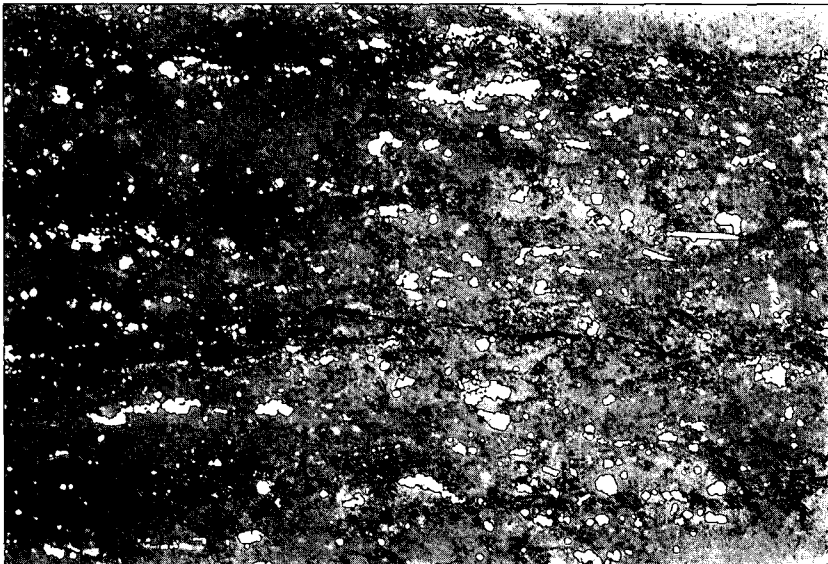


Abb. 61.
Das im Erz von Dongbeizhai erhaltene, im Kleinbereich mitunter homogene, kohlig-grafitische Sericit-Karbonat-Quarzit-Arsenkies-Pyrit-Lagengefüge erweist sich im größeren Überblick (außerhalb des Bildes) als inhomogen-schichtig.
Pyrit und Arsenkies: weiß; Karbonat: undeutlich grau; Quarz: schwarzgrau; Sericit: grauschwarz.
Polierter Anschliff, 1 Nicol.
Ausschnitt $0,9 \times 0,6\ \text{mm}$.

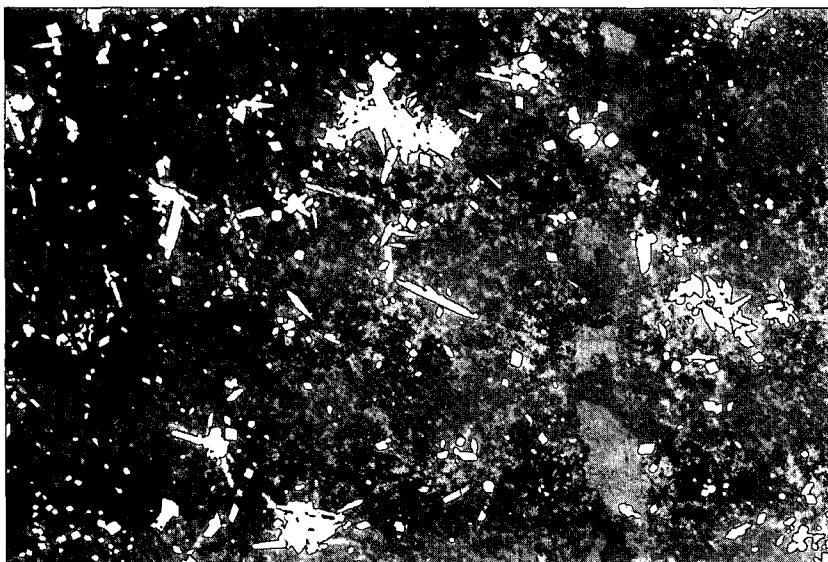


Abb. 62.
Ausschnitt einer Arsenkies-reichen Feinlage im Karbonat-Quarzit.
Arsenkies: weiß; Karbonat: grau; Quarz: schwarzgrau.
Polierter Anschliff, 1 Nicol.
Ausschnitt $0,9 \times 0,6\ \text{mm}$.

Nr.	Mineral	Au	Ag	Cu	Pb	Zn	Sb	As	Fe	Ni	Co	S	Summe	K/A
DIVk-8*	Antimonit	0.14	0.11	0.04		0.49	68.92	1.18		0.02	0.05	28.21	99.16	1.56
D(1)*	Antimonit	0.11			0.09		70.90	1.93				27.15	100.18	1.50
DIVk-8*	Antimonit	0.00	0.07	0.00		0.26	62.02	11.25		0.00	0.00	26.33	99.93	1.89
D(2)*	Antimonit	0.00	0.00				70.26	1.15				28.05	99.46	1.54
D7*	Arsenkies	0.00	0.02					41.24	35.00			20.82	97.08	1.91
DIVk-5*	Arsenkies			0.06				46.96	32.62			20.26	99.90	2.15
D4*	Arsenkies	0.06	0.05					40.50	34.98			21.53	97.12	1.93
D5*	Arsenkies	0.01	0.00					43.27	35.11			19.85	98.24	1.90
D6*	Arsenkies	0.00	0.07					40.44	35.12			21.15	96.78	1.91
D2*	Arsenkies	0.02	0.00					40.30	34.82			20.86	96.00	1.90
DG82*	Arsenkies	0.00	0.00					45.37	34.43			19.79	99.59	1.98
D1*	Arsenkies							44.57	33.61			21.95	100.13	2.12
D3*	Arsenkies	0.00	0.00					40.27	34.31			21.24	95.82	1.95
DCM48-7*	ged. Arsen						3.41	94.11	1.03			1.47	100.02	
DCM48-7*	ged. Arsen	0.00	0.09			0.13	1.48	96.67	0.06			1.52	99.95	
DCM48-7	ged. Arsen						2.56	93.65	1.20			2.57	99.98	
DCM48-7	ged. Arsen						3.65	93.64	1.12			1.58	99.99	
DYm8-78*	ged. Arsen							98.56	0.07			0.83	99.46	
Dc*	ged. Arsen							98.50	0.07			0.75	99.32	
DI*	ged. Arsen							92.74	0.05			0.05	92.84	
DCM48-7*	ged. Arsen						3.12	95.73	0.00			1.16	100.01	
DCM48-4*	Magnetkies	0.03	0.00	0.10		0.00	0.00	0.00	56.04	0.08	0.05	43.70	100.00	1.35
DCM48-4*	Magnetkies	0.00	0.00	0.00		0.18	0.00	0.51	58.96	0.03	0.05	40.61	100.34	1.20
Dcubic*	Pyrit	0.00							46.05			52.74	98.79	1.99
DB86*	Pyrit	0.03						0.62	46.35	0.05	0.04	51.12	98.21	1.93
DB92*	Pyrit	0.10						1.62	43.59			52.36	97.67	2.12
DY84-13	Pyrit			0.00	0.25	0.03	0.00	0.50	46.75			51.50	99.03	1.92
DY84-13	Pyrit			0.02	0.20	0.00	0.00	0.28	47.08			52.13	99.71	1.93
DY84-13	Pyrit			0.00	0.24	0.01	0.04	0.34	46.47			50.67	97.77	1.90
DY84-13	Pyrit			0.06	0.27	0.00	0.00	0.86	45.44			49.76	96.39	1.91
DCM48-36*	Pyrit	0.15	0.00	0.02	0.00	0.00	0.00	0.85	45.43	0.00	0.13	52.95	99.53	2.04
DCM48-24*	Pyrit	0.07	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	1.19	45.57	0.04	0.17	52.04	99.08	2.01
DCM48-27*	Pyrit	0.00	0.00	0.01	0.00	0.00	0.00	0.58	48.67	0.05	0.02	51.89	101.22	1.86
DCM48-12*	Pyrit	0.00	0.04	0.00	0.00	0.16	0.00	1.24	44.74	0.00	0.02	53.07	99.27	2.08
DCM48-19*	Pyrit	0.05	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	2.22	45.03	0.12	0.06	52.09	99.57	2.05
DB84*	Pyrit	0.13						0.69	44.38	0.06	0.03	53.43	98.72	2.11
DB91*	Pyrit	0.00							46.05			52.74	98.79	1.99
DY84-13	Pyrit			0.00	0.26	0.02	0.00	0.40	48.00			51.73	100.41	1.88
DY81*	Pyrit	0.00	0.00	0.00		0.00	0.00	0.00	46.70	0.02	0.00	53.00	99.72	1.97
DIVk-5*	Pyrit	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	46.24	0.00	0.00	52.89	99.13	1.99
DB95*	Pyrit	0.00						0.16	46.48	0.01	0.07	52.58	99.30	1.97
DCM48-4*	Pyrit	0.03	0.05	0.00	0.00	0.00	0.00	0.08	45.68	0.00	0.04	53.62	99.50	2.04
DCM48-5*	Pyrit	0.00	0.04	0.03	0.00	0.05	0.00	0.26	45.89	0.02	0.00	53.10	99.39	2.01
DG8x*	Pyrit							0.11	46.44			53.25	99.80	2.00
DCM48-36*	Pyrit-As	0.00	0.03	0.00	0.00	0.00	0.00	7.49	43.07	0.00	0.07	48.73	99.39	2.10
DG8x*	Pyrit-As							4.05	46.30			49.11	99.46	1.91
DB95*	Pyrit-As	0.00						6.85	42.74	0.05	0.05	50.06	99.75	2.16
DIVk-5*	Pyrit-As	0.00	0.00	0.20	0.00	0.00	0.00	10.20	41.36	0.02	0.04	48.02	99.84	2.19
DCM48-19*	Pyrit-As	0.00	0.03	0.50	0.00	0.50	0.00	5.18	43.61	0.00	0.00	50.54	100.36	2.06
DCM48-12*	Pyrit-As	0.00	0.00	0.08	0.00	0.00	0.00	7.88	42.47	0.00	0.08	49.16	99.67	2.15
DY84-13	Pyrit-As			0.21	0.23	0.05	0.00	11.20	44.12			45.04	100.85	1.95
DY84-13	Pyrit-As			0.21	0.30	0.00	0.00	9.93	44.11			46.12	100.67	1.98
DY84-13	Pyrit-As			0.20	0.30	0.00	0.04	10.50	44.02			44.38	99.44	1.92
DY84-13	Pyrit-As			0.34	0.14	0.06	0.00	10.71	43.12			44.09	99.46	1.95
DY84-13	Pyrit-As			0.22	0.18	0.00	0.02	8.94	44.17			45.61	99.14	1.94
DY84-13	Pyrit-As			0.03	0.22	0.06	0.04	4.00	45.98			50.04	100.37	1.95
DY84-13	Pyrit-As			0.04	0.22	0.00	0.03	3.33	45.78			50.99	100.39	1.99
DY84-13	Pyrit-As			0.04	0.25	0.01	0.08	4.30	45.06			48.27	98.01	1.93
DY84-13	Pyrit-As			0.00	0.12	0.00	0.00	3.36	44.88			48.68	97.04	1.94
DCM48-7*	Realgar	0.00	0.08			0.00	0.49	70.09	0.01	0.02	0.03	29.30	100.02	0.98
DY84-13	Realgar			0.03	0.11	0.00	0.87	63.55	0.00			33.99	98.55	1.25
DIVk-10*	Realgar	0.00	0.00			0.00	0.30	70.08	0.00	0.03	0.04	29.27	99.72	0.98
DB10*	Realgar	0.01						68.97				30.00	98.98	1.02
DB10*	Realgar	0.01						68.97				30.00	98.98	1.02

Tabelle 8.
Mikrosonde-Meßdaten
(%) von Erzmineralen
der Lagerstätte Dong-
beizhai.
* = in China analysiert;
alle anderen Proben
von Liu Jianming an
der Universität Inn-
sbruck analysiert.
Standard: Troilit, Pent-
landit und reine Me-
talle; 15 KV.
K/A = Mol-Kationen/
Mol-Anionen. Leere
Zellen = nicht be-
stimmt.

Tabelle 9.

Au-Anteil im Pyrit verglichen mit dem Au-Gehalt des Erzes in Dongbeizhai (nach Wu Guifang, 1988).

Nr.	Au im Erz (ppm)	Py im Erz (%)	Au im Py (ppm)	Py-Au im Erz (%)
1	15.95	6.19	120.25	46.45
2	9.54	4.43	91.90	42.66
3	5.97	4.40	68.25	50.25
4	4.04	4.30	20.50	21.78
5	4.64	5.91	25.30	32.33
6	9.00	5.56	91.90	56.28
7	2.86	3.35	20.50	30.07
8	1.74	4.43	13.00	33.33
9	6.47	6.46	20.00	20.00
10	10.38	6.12	95.00	55.97
11	2.01	3.81	4.25	7.96
12	5.92	4.43	68.25	51.01

- Als authigenen Quarz-I (Qz-I) kann man xenomorph-mikrokristalline, z.T. Chalcedon-artige SiO_2 -Aggregate häufig in feinschichtiger Position, und oft verunreinigt mit Sericit, inkohltm Phytodetritus, detritischen Psammitkörnern und Schwermineralen sowie mit Calcit, authigenen Sulfidmineralen, vor allem Pyrit, Markasit, Arsenkies bezeichnen. Bemerkenswert ist auch der im

kleinen und großen manchmal deutliche Lagenbau durch Wechsellagerung und unterschiedliche Beteiligung der genannten Pigmente (Abb. 63), vor allem aber die Mitbeteiligung des hier wichtigen Erzminerals Realgar. Die Erhaltung eines Feinlagenbaues ist allerdings nur in Kleinbereichen nahezu ungestört, denn im allgemeinen stört oder verdeutlicht eine intensive laminare Zergleitung die Inhomogenitätsflächen s als Schieferungsfläche, und zwar parallel und quasiparallel einer relikten Sedimentfeinschichtung ss.

- Eine Qz-II-Generation ist in Form von sammelkristallisierten, xenomorph- bis hypidiomorph-feinkörnigen Aggregaten im Verbands der Qz-I-Massen zu sehen. Eine Gefügevariante des Qz-II verheilt auch s -parallele und diskordante Mikrofugen, häufig in Paragenese mit Py-II, Cc-II und auch Re-II.
- Sehr häufig ist eine Qz-III-Generation mit hypidiomorph- bis idiomorphkörnigen Individuen, oft mit Zornarbau durch Mikrolitheneinschlüsse zu identifizieren, an denen manchmal ein Weiterwachsen mit Ausgestaltung noch vollständigerer idiomorpher Begrenzungsflächen der Idioblasten nachzuweisen ist. Als charakteristisch ist die häufige Pigmentierung des Quarzes in den Erzkörpern mit mikro- bis kryptokristallinem Realgar zu bezeichnen (Abb. 52, 53), was zur Gelb-, Orange- bis Rotfärbung des Quarzes führen kann. Außer Realgar tragen auch andere Pigmente, wie Sericit, Grafit, u.a. zum Interngefüge zonar oder als s_i bei (Abb. 64).

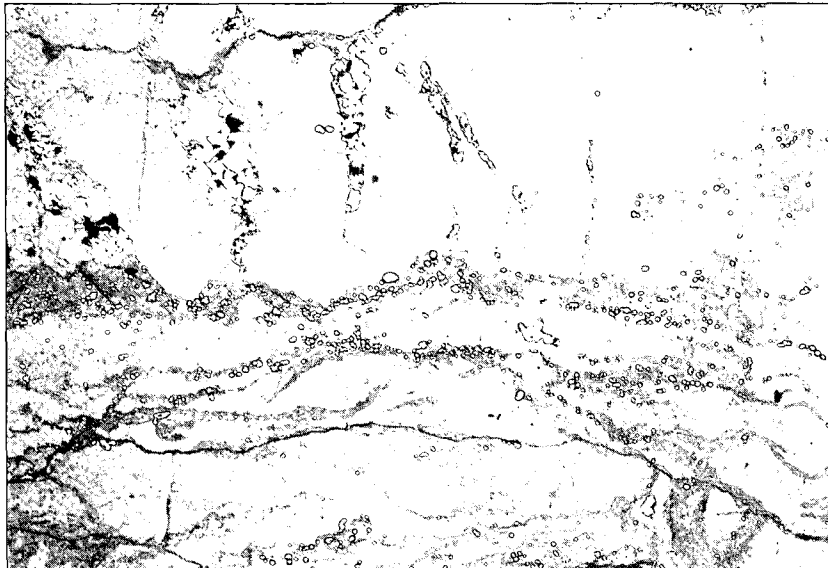


Abb. 63.
Karbonatischer, Realgar-vererzter, Pyrit-Sericit-Quarzit-Schiefer im Erz von Dongbeizhai.
Die Sericitaggregate (schwarzgrau) mit viel Pyrit-Kriställchen (weiß) bilden teils die relikte Feinschichtung ab, teils sind die Feinlagen durch die Verschiebung zerrissen und disloziert. Feinstkristallines Karbonat- (weißgrau fleckig) Quarzit-(grau) Gefüge als Matrix. s -transversale Mikrozerrfugen mit jüngstem Realgar (grauweiß) auskristallisiert.
Polierter Anschliff, 1 Nicol.
Ausschnitt 3,7 x 2,4 mm.

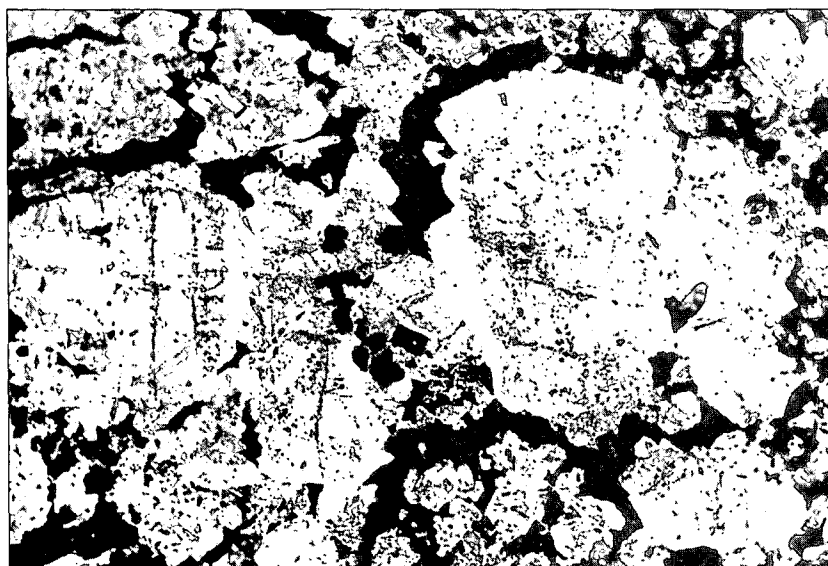


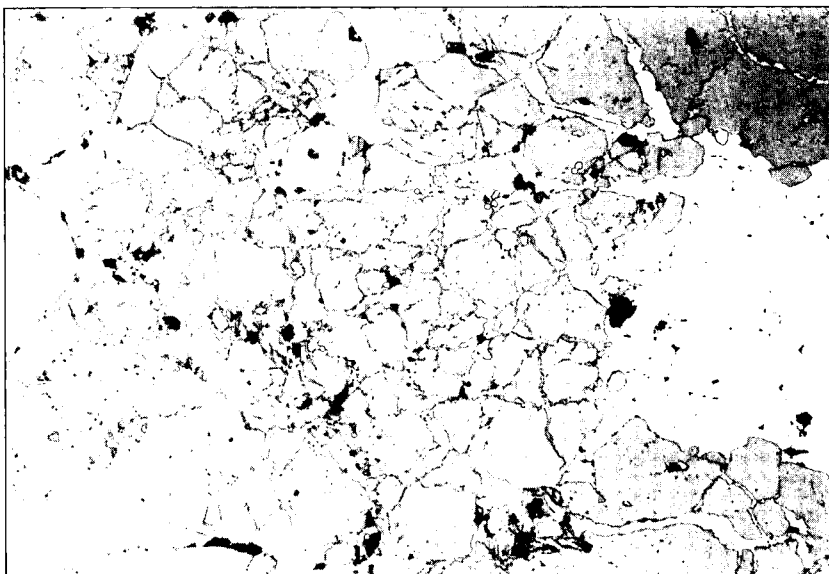
Abb. 64.
Sammelkristallisierte Quarzit mit reichlich Interngefüge, teils durch mikrokristalline Realgar-Einschlüsse als s_i , teils als Realgar-Kristallite in Mikro-Zerrfugennetz.
Man beachte die Wachstumsfronten der jüngsten Quarzkristallisation mit hypidiomorphen Konturen gegen Realgar.
Quarzit: grauweiß; Realgar: schwarz.
Dünnschliff, 1 Nicol.
Ausschnitt 1,4 x 0,9 mm.

Abb. 65.
Beginnende Zementierung von ruptuell beschädigtem Grobquarzit (in Sericit-Quarzit-Schiefer) belteropor nach dem Spaltenetz, mit mobiler Kornkonturierung durch schwache Metasomatose. Kristallisations- und Deformationsgefüge im Erz von Dongbeizhai.

Pyrit: weiß; Realgar: grauweiß; Quarz: schwarz-grau.

Polierter Anschliff, 1 Nicol.

Ausschnitt 1,8 x 1,2 mm.



Kataklastischer Quarz bzw. Quarzit ist von noch jüngerem Quarz, Calcit oder wie in Abb. 65 von Realgar verheilt.

Diese gestaltlich unterscheidbaren Formen des Quarzes, hier als „Generationen“ bezeichnet, berechtigen allerdings nicht grundsätzlich, daraus eine zeitlich-genetische Aussage zu machen. Denn wenn z.B. meroblastische Quarzgefüge und Kristalloblasten mit schubweisem Wachstum, also gewissermaßen mehrere Generationen in ein und demselben Kristall vereint sind, wird eine diktatorische Klassifizierung als Grundlage für geochemische Aussagen sehr fragwürdig.

Calcit (CaCO_3) ist ein verbreitetes Begleitmineral in der Lagerstätte. Abgesehen vom allothigenen Calcitgehalt als Kalklutit und -arenit im Begleitsediment enthält das Erz auch authigenen Calcit in mehreren Generationen.

- Cc-I bildet xenomorph-feinkörnige Aggregate in Sedimentlagen, Nestern und Haarrissen oft zusammen mit Qz-I und Sericidetritus. Man darf dieses Calcitgefüge wohl als sedimentär i.w.S., einschließlich sydiagenetischer Umkristallisation beurteilen (Abb. 41, 42).
- Cc-II ist am verbreitetsten und in Form xenomorph- bis hypidiomorphkörniger Aggregate verschiedenster Position, so auch in Zerrfugen und Gängchen, zusammen mit Qz-II, Pyrit, Realgar zu sehen.
- Cc-III ist weiß, grobkristallin und als Auskleidung kleinerer und größerer Rupturenetze und anderer Hohlraumformen, mit Quarz, mit oder ohne Realgar und Antimonit vorhanden. Unter dem Mikroskop sind die für Calcit typischen polysynthetischen Zwillingslamellen

als Druck- oder Wachstumszwillinge übrigens bei allen Individuen der Generationen II und III entwickelt (Abb. 66).

Calcit wird wie Quarz häufig von Realgar mit Konturenverlagerung angegriffen, aber das ist keine allgemeingültige Aussage.

Nebengemengteile im Erz

Magnetkies, Fahlerz, Kupferkies und Zinkblende kommen im Erz von Dongbeizhai nur untergeordnet, z.B. als Einschluß, Verdrängungssaum und Pseudomorphose, aber nicht in allen Lagerstättenbereichen vor.

6.5.4.2.2. Mikrogefüge

Das „Erz“ in der Definition als metallhaltiges Gestein enthält, wie der polymikte Komponentenbestand bezeugt, Mineral- und Gesteinspartikel. In den Erzkörpern sind viele „Gesteinsareale“ enthalten, Gesteine jener Typen, wie sie als Nebengestein identifiziert sind.

Der in diesem farbigen Erz in jeder Größenordnung zur Geltung kommende, wenn auch stark deformierte Feinlagenbau (Abb. 12, 33, 34, 36, 37, 38, 67, 68, 69) erweist sich u.d.M. als laminarer Materialwechsel von hauptsächlich Realgar, teilweise Calcithaltigem Quarzit, Sericit-Quarzit-Schiefer, die zwei letztgenannten mit charakteristischen Einschaltungen der Nebengemengteile Pyrit/Markasit, Arsenkies und

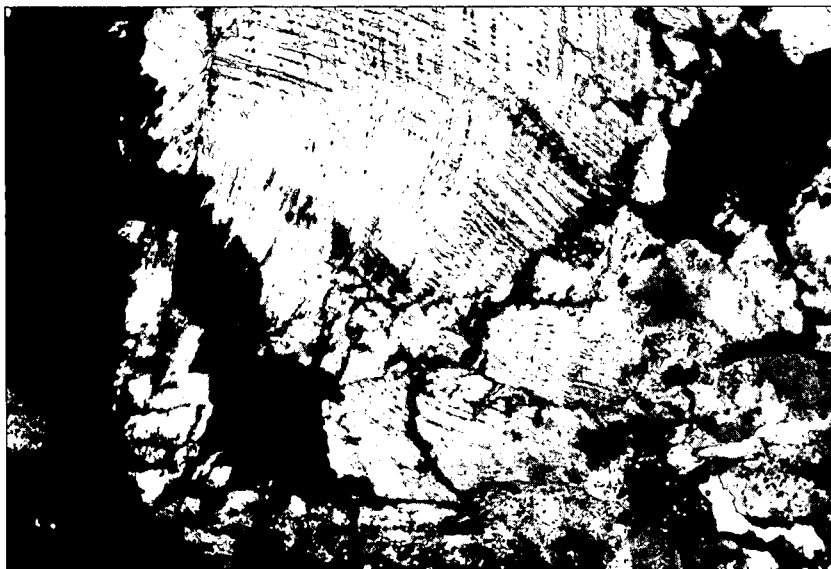


Abb. 66.

Intragranulare Deformation eines schon zwillingslamellierten Calcitkristalls durch Biegung der Lamellen und Mikrospalten.

Wegsamkeitsbedingte Realgar-Kristallisation. Nachfolgendes Zergleiten nach den Lamellen führt teilweise zu S-förmiger Verkrümmung einer Realgarspalte. Syn- bis postdeformative Kristallisation im Dongbeizhai-Erz.

Calcit: grauweiß, lamelliert; Quarz: grauweiß-grau undulös, rechts unten, mit Interngefüge von Sericit- und Realgar-Pigment; Realgar: grauschwarz.

Dünnschliff, Nicols x.

Ausschnitt 3,3 x 2,2 mm.

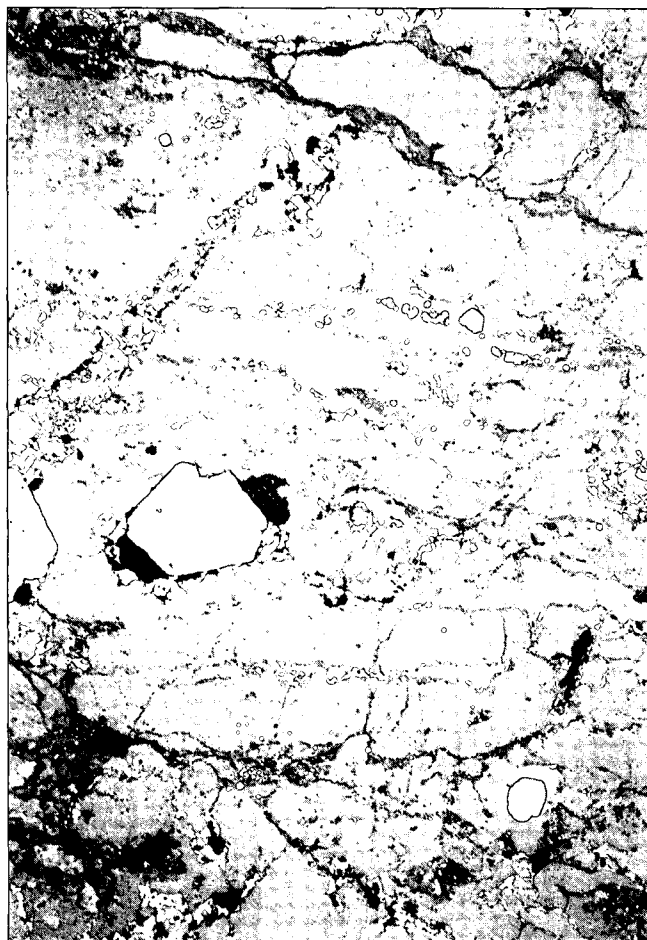


Abb. 67.
Relikter Feinlagenbau innerhalb des Sericit-Calcit-Quarzit im Erzkörper von Dongbeizhai, durch Mitbeteiligung von Pyrit und Realgar. Große Pyritidioblasten mit Quarz-Internegefüge. Diagonal zur Feinschichtung verlaufende feine Spalten mit Realgar und Quarz verheilt. Mit Ausnahme der Sericit-Anteile: grauschwarz, lagig-linsig, Kristallisationsgefüge von Quarz: schwarzgrau, Calcit: grau, Realgar: weißgrau und Pyrit: weiß. Ausbrüche: schwarz.
Polierter Anschliff, 1 Nicol. Ausschnitt 3,7 x 2,4 mm.



Steinkohle/Semigrafit. Dabei entspricht die Zusammensetzung des Quarzit- und Schieferanteils im Erz und auch das Mikrogefüge dem beschriebenen Nebengestein. Die Charakteristik des Erzkörpers aber besteht im starken Quarzitanteil, sowie in der auffallenden Beteiligung der Erzminerale Realgar und Pyrit (Abb. 43, 54, 63).

In diesem Rahmen der Paragenese bringt ausschließlich das Gefüge, insbesondere Mikrogefüge, die deskriptive Grundlage für die Beurteilung der erzmineralogischen Entwicklung, ja überhaupt der Gesamtentwicklung als Erzkörper. Dies sollte freilich auch als Grundlage für jede geochemische Interpretation genützt werden.

Mineralhärte, Verformungsbereitschaft unmittelbarer und mittelbarer Gefügepartner, Internegefüge der Erz- und Begleitminerale, vor allem s_1 -Gefüge sowie das Verhältnis von Neukristallisationen und Verformungen, bilden Aspekte für die Bewertung.

Die Tatsache, daß der Erzkörper aus einer Wechsellagerung schon bekannten Nebengesteins mit Quarzitschiefer bzw. Phyllit, und neu hinzukommenden, in der Abfolge gewissermaßen fremden Mineralen besteht, führt den Weg in Richtung einer kritischen Überprüfung: was in diesem inhomogenen Parallelgefüge kann auf eine ursächliche sedimentäre Schichtung zurückgeführt werden?

Wir geben den Vorrang den allgemein als schwer mobilisierbar bekannten Mineralen Pyrit, Markasit und Arsenkies, denn sie könnten am ehesten wichtige Reliktgefüge aus ihrer früheren Entwicklung, vielleicht sogar der primären Anlagerung vermitteln.

Da ist die Identifizierung von, wenn auch nicht häufigen, Pyritframboiden in Vergesellschaftung mit Pyritmikrolithen in Form von μm -großen Kriställchen wichtig. Ihre Verteilung ist nicht nur homogen, sondern bevorzugt inhomogen-feinlaminiert und zu Suturen gehäuft. Derartige Pyritgefüge sowohl im Quarzit- und Sericitschiefergestein als auch in Realgar-Matrix erlauben nach Ansicht der österreichischen Autoren die Aussage, daß es sich um ein Merkmal einer ehemaligen sedimentären Anreicherungsphase handeln muß. Dies umso mehr, als diese Pyritgefüge, in denen übrigens Sammelkristallisation mit entsprechender Kornvergrößerung erkennbar ist, auch gelegentlich kolloforme Pyritaggregate mitenthalten. Sie bestärken nach dieser Auffassung die Erkenntnis von der Erhaltung sehr alter Gefüge. Die ursprünglichen Gelformen werden von Kleinkügelchen mit Schalenbau und in s gewachsenen Halbkugelformen sowie in Kombination mit den Globuliten repräsentiert. Es wird sich um Melnikovitpyrit handeln.

Abb. 68.
Trotz Sammelkristallisation in einem schichtgebundenen Erzkörper von Dongbeizhai erhaltener kristalliner Feinlagenbau mit wechselnden Anteilen von Quarz (fein- und grobkristallin, grauschwarz bis grau), Calcit (fein- und grobkristallin, grau, z.T. zwillingslamelliert), Realgar (weißgrau) und Pyrit (weiß) in Sericitfeinlagen.
Sericit-Feinlage (grauschwarz) nur unten im Bild sichtbar.
Polierter Anschliff, 1 Nicol. Ausschnitt 0,9 x 0,6 mm.



Abb 69.
Pyrit- und Realgar-Erzführung aus verschiedenen Entwicklungsstadien.
Untere Bildhälfte: Pyrit-reiche Sericit-Feinlagen bilden das Gefügerelikt der ehemaligen Schichtflächen, jetzt als Schieferungsflächen s im Quarzit ab.
Obere Bildhälfte: Quarzit mit s-diskordanten Mikrozerissen, verheilt mit Realgar.
Pyrit: weiß; Realgar: grauweiß; Quarz: grau; Sericit: grauschwarz.
Polierter Anschliff, 1 Nicol. Ausschnitt 1,8 x 1,2 mm.

Auch Markasit und Arsenkies als häufige Partner von Pyrit, in Form nur μm -kleiner separierter Kriställchen und kristalliner Aggregate sowie als Verwachsung, vermitteln den Eindruck weitgehender gemeinsamer Entwicklung (Abb. 70, 71).

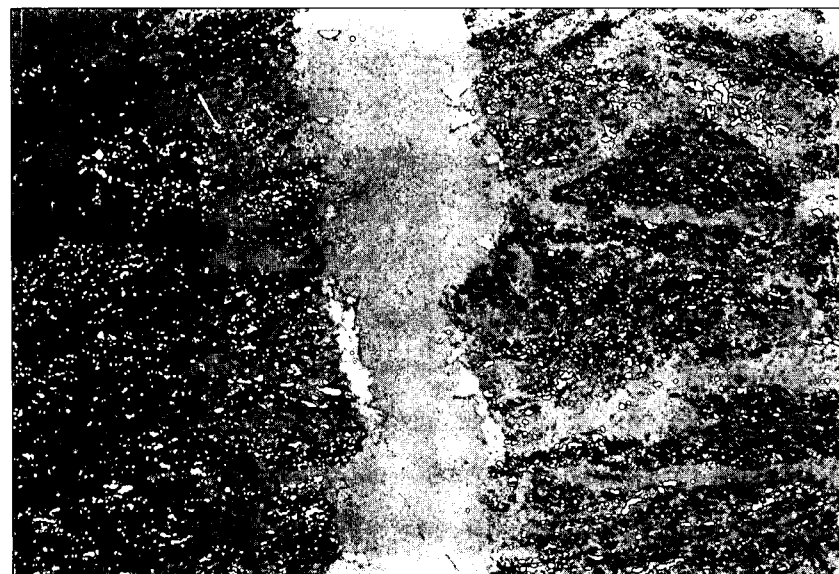


Abb. 70.
Älteres s-Gefüge mit Lagenbau durch Quarzit, Sericit, Pyrit, Arsenkies wird von jüngerem Haarriß geschnitten; der Riß ist durch Calcit und Quarz verheilt.
Die Quarz-Kristallisation im Zerriß erscheint altersgleich mit der metamorphen Umkristallisation im Sericitquarzit.
Pyrit, Arsenkies: weiß; Calcit: weißgrau; Quarz: grau; Sericit: schwarzgrau.
Polierter Anschliff, 1 Nicol.
Ausschnitt 3,7 x 2,4 mm.

Aber nicht nur das Eisensulfid-Gefüge bezeugt diese Aussagekraft, sondern ebenso auch die feinschichtige und linsenförmige Wechsellagerung von Quarz, Quarzitschiefer, Sericitquarzitschiefer mit Realgar und ihre gemeinsame Verschieferung.

Feinstlamierte Abfolgen von Sericit, Pyrit, Arsenkies, Quarzit, Calcit und Realgar vermitteln nach Ansicht der österreichischen Mitarbeiter den Eindruck eines relikten primären Anlagerungsgefüges, wenn auch Quarz, Calcit und Realgar bereits von einer Umkristallisation betroffen sind und außerdem postkristalline Deformationen nachweisbar sind.

Daß die im Fugennetz jeder Größenordnung mit Realgar vererzte Quarzit-Sericit-Deformationsbrekzie zu den jüngsten Veretzungsphasen zählt, steht ja außer Zweifel (Abb. 54, 63, 65, 73). Und diese Realgargeneration entspricht im Gefüge weitgehend der der schichtigen Realgarlagen und von Entmischungszonen. Sie erweist sich an den häufigen feingewellten und gezahnten Grenzen zu Quarz, Quarzit, Calcit als Verdränger derselben. Mobile Konturen also, die zwar die Altersfolge der sich berührenden Partner festlegen, aber keinesfalls das Verschwinden ganzer Gesteinspartien erklären können. Denn auch die Quarzite bzw. Quarze und eventuelle Calcitaggregate bezeugen eine ihrer jüngsten kristallinen Generation.

So ist vor allem an Quarzfragmenten eine Meroblastese (SANDER, 1950, 1970) erkennbar, nämlich am randlichen Weiterwachsen von Komponenten mit auffällig idiomorphen neuen Korngrenzen.

Es steht außer Zweifel, daß die meisten der heute vorliegenden Realgarkorngefüge syndeformativ kristallisiert sind und vielfach noch postkristallin mechanisch beansprucht wurden. Das zeigt sich einerseits in so mancher einschariger und mehrschariger Zergleitung von s-diskordanten Realgar-zementierten Mikrospalten in Quarzit (Abb. 44) und Calcit (Abb. 66), andererseits in geschlossenen Realgarkristalliten der feinschichtigen Erzabfolgen, etwa vom Typ „Realgarschiefer“ (Abb. 55, 74). Die intragranulare Deformation an Realgar kommt in einer deutlichen Kornlängung in den Schieferungsflächen (s) zur Geltung (Abb. 75), wie man dies analog auch in Feinquarzitlagen und in entmischten späten Calcitfeinlagen (Abb. 76) kennt.

Die österreichischen Mitarbeiter unserer Autorentams sehen im Gefügebau des Erzlagers mit seinem noch erhaltenen Feinlagenbau und seiner starken Deformation, dem Verhältnis der detritischen und der authigenen Komponenten mit mehreren Generationen und ihr Verhalten als Gefügekorn im Rahmen der mechanischen Beanspruchungen und insbesondere dem zuletzt entstandenen kristallinen Gefüge des Erzkör-

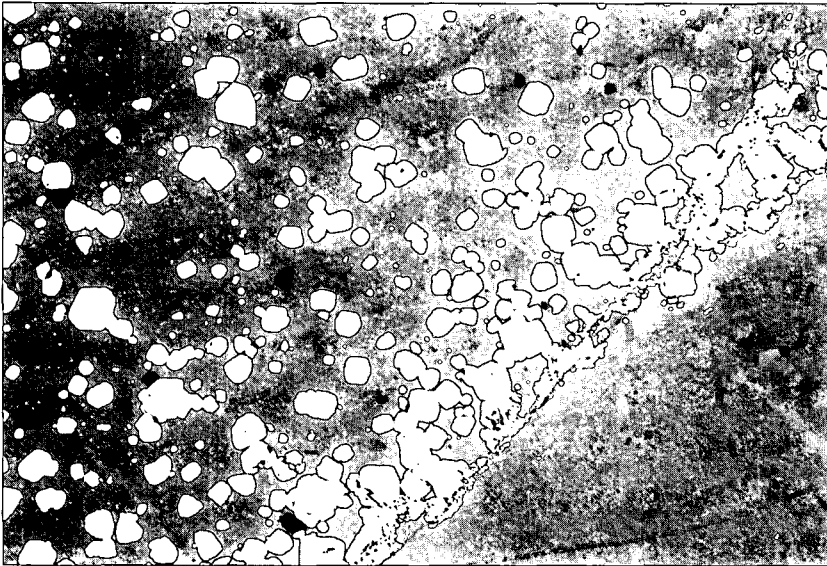


Abb. 71.
Primär sedimentäre Pyrit-Feinlage als Gefügerelikt im Karbonat-Quarzit.
An der Grenzfläche (s diagonal) durch Zerschierung Pyrit mylonitisiert.
Pyrit: weiß; Calcit: grauschwarz, mit Quarz fein ver wachsen: schwarzgrau.
Polierter Anschliff, 1 Nicol.
Ausschnitt 3,7 x 2,4 mm.

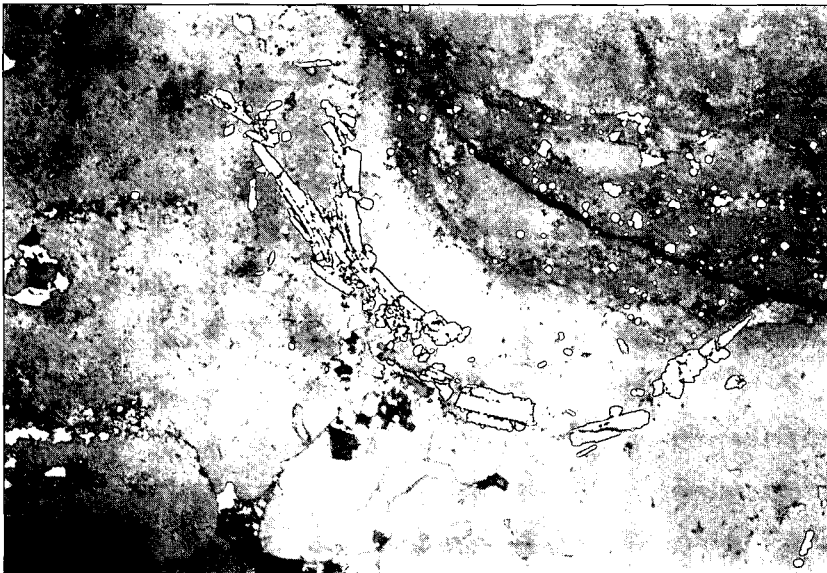


Abb. 72.
Fältelung ehemaliger Feinschichten, nunmehr repräsentiert durch gefaltete und zerbrochene Markasit-Feinlage (weiß), Quarz (verschieden grau), Sericit- (grauschwarz)-Pyrit-(Kristalle, weiß)-Calcit-(grau)-Quarzit-Lage (rechts im Bild); Realgar (weißgrau, links unten) als Fugenkristallisat.
Polierter Anschliff, 1 Nicol.
Ausschnitt 0,9 x 0,6 mm.

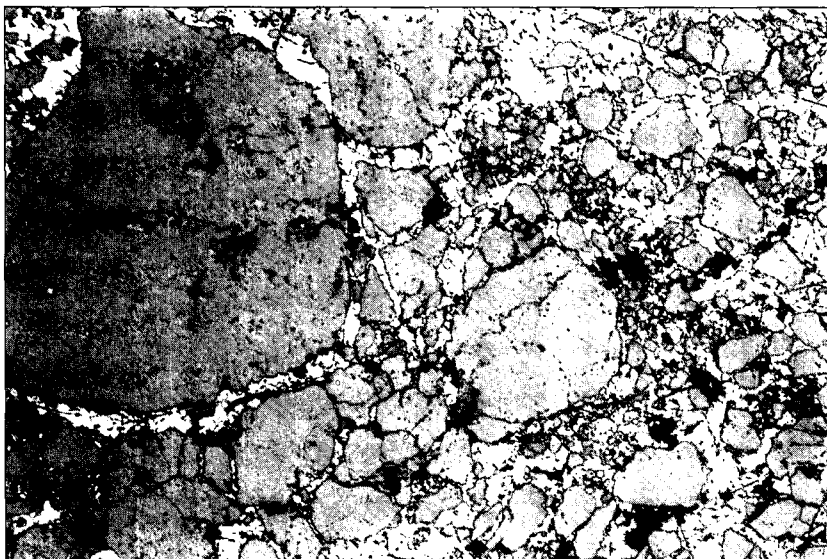


Abb. 73.
Beginnende Deformationsbrekzie durch Kataklyse von Sericitquarzit.
Belteropore Realgar-Vererzung mit schwacher Verdrängung des Quarzes, erkennbar an mobil-konturierten Komponentengrenzen.
Realgar: grauweiß; Quarz: schwarzgrau; Sericit: grauschwarz; Ausbrüche: schwarz.
Polierter Anschliff, 1 Nicol.
Ausschnitt 2,3 x 1,5 mm.

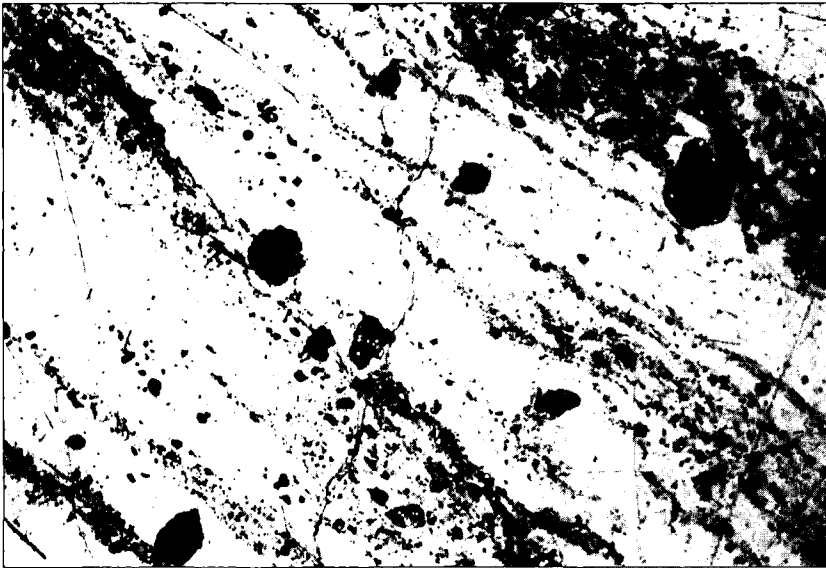


Abb. 74.

Durch Verschiebung modifizierter, aber nicht ausgelöschter relikter ursächlicher Feinlagenbau durch Wechsellagerung von detritischem Sericit, Sericitquarzit, Quarzit, authigenen Quarzidioblasten und Kristallisationsgefüge von Realgar. Angedeutete Schrägschichtung im mittleren Schichtabschnitt von rechts unten nach links oben.

Quarz: schwarzgrau; Sericit: feines Pigment dunkelgrau; Realgar: grau; Pyrit: weiß.

Polierter Anschlag, 1 Nicol.

Ausschnitt 3,7 x 2,4 mm.

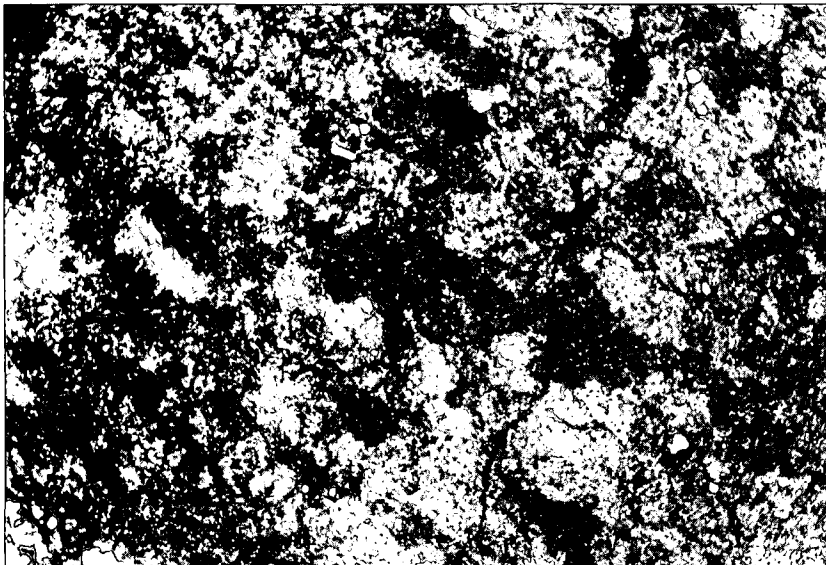


Abb. 75.

Geschlossenes Kristallisationsgefüge von Realgar mit Kornlänge in s (diagonal links oben-rechts unten). Spärlich Quarzkriställchen (weiß).

Das Realgar-Tektonitgefüge ist durch Abbildungskristallisation nach einem Realgar-Vorgängergefüge entstanden: Die Richtungsgruppe der gestaltlich nach s ausgerichtet oblongen Körner zeigt auch zeilenweise statistisch gleichmäßige Auslöschung bzw. Aufhellung der Körner, was auf eine Regelung auch nach dem Kornfeinbau hinweist. Realgar-Erz von Dongbeizhai.

Dünnschliff, Nicols x.

Ausschnitt 3,3 x 2,2 mm.



Abb. 76.

Analog zum Realgar-Tektonitgefüge (der Abb. 75) ist hier eine Calcit-Feinlage im Sericit-Karbonat-Quarzit-Schiefer kristallisiert und deformiert.

Das Kristallisationsgefüge dieser dünnen Marmor-Zwischenschicht zeigt großenteils Längung der zwillingslamellierten Körner und Gitterregelung durch Teilbereiche mit einheitlicher Auslöschung bzw. Aufhellung. s diagonal: links oben-rechts unten.

Dünnschliff, Nicols x

Ausschnitt 3,3 x 2,2 mm.

pers den zwingenden Verdacht dafür, daß der Elementbestand des Erzkörpers in einem Stadium des Sedimentierens, des Anlagerns an freien marinen Bauzonen zustande gekommen ist. Demnach ist auch der offenbar so leicht mobilisierbare Realgar auf eine ältere oder auf mehrere ältere Realgargenerationen zurückzuführen. Nach dieser Auffassung eines Teiles unserer Mitarbeiter ist auch Realgar von einer ursprünglich sedimentären Anreicherungsphase herzuleiten.

6.5.4.3. Geochemische Daten einiger Erzminerale

Pyrit

Ergebnisse chemischer Analysen und Mikrosondeuntersuchungen zeigen, daß der S-Gehalt aller Pyrite in der Dongbeizhai-Lagerstätte um ca. 2 % niedriger liegt als der theoretische S-Gehalt in Pyrit (Dongbeizhai: $S/Fe = 1,1-1,18$; durchschnittlich 1,126; besonders im „Pyrit-III“ 1,109) (Tab. 7, 8). Als Hauptursache für diesen S-Mangel im Pyrit ist der diadoche Ersatz des Schwefels durch Arsen im Kristallgitter anzusehen.

Die hier vertretenen Pyrite erweisen sich unter dem Mikroskop häufig als anomal anisotrop. Der As-Gehalt wurde mit max. 11,2 % ermittelt. Untersuchungen des Pyrit-Zonarbaues mit der Mikrosonde zeigen den zonar wechselnden Chemismus (Abb. 48, 49, 50). Das Ni/Co-Verhältnis des Pyrits beträgt 7,14–1,67 (durchschnittlich 2,63) was mit dem Ni/Co-Verhältnis im Pyrit der Nebengesteine (durchschnittlich 2,08) übereinstimmt. Das läßt auf eine enge genetische Beziehung zwischen dem Pyrit des Erzes und dem des Nebengesteins schließen.

Den niedrigsten Au-Gehalt findet man in den Pyrit-Framboiden mit 0,13–5,54 ppm. Hingegen zeigen die jüngeren Generationen die höchsten Au-Gehalte, die immer über 32 ppm Au liegen. Aber „Pyrit-V“ enthält nur sehr wenig Gold.

Die Dongbeizhai-Pyrite enthalten weiters noch Spuren von Ag, meistens nur <2 ppm, ferner 6,9–78 ppm Hg, 71–4300 ppm Sb sowie Cu, Pb, Zn, Tl, Bi, Mn, Mo, V, Ti u.a. (Tab. 7).

Realgar

Realgar erweist sich chemisch als relativ rein (Tab. 8); Die Summe von S- und As-Gehalten ist größer als 99 %. Verglichen mit dem theoretischen Chemismus erscheint der Realgar dieser Lagerstätte etwas As-ärmer bzw. S-reicher als dies der Formel entspricht. Er weist oft einen hohen Sb-Gehalt (3000–5450 ppm) auf. Dies stimmt mit der Beobachtung überein, daß hier Realgar häufig zusammen mit Antimonit auftritt. Im Realgar sind noch viele weitere Spurenelemente nachweisbar, wie Se (20–83,6 ppm), Bi (10–30 ppm), Te (0,7–4,0 ppm), Hg (1,2–3,0 ppm), sowie Co, Ni, Tl, Ag, Au etc.. Aber der Au-Gehalt des Realgars ist mit etwa 0,8 ppm sehr gering.

Antimonit

Die Summe von Sb und S im Antimonit variiert zwischen 88,35 und 98,31 % (Sb+S). Verglichen mit dem theoretischen Chemismus erweist sich der Antimonit als relativ Sb-arm bzw. S-reicher. Auffällig erscheint ein hoher Gehalt an As (1,15–11,25 %) und an Nebenelementen: Zn (0,26–0,49 %), Sn (0,17–0,26 %) und Tl (0,02–0,25 %). Vermutlich muß mit submikroskopischen Beimengungen von Fremdphasen gerechnet werden. Mikrosonde-Analysen ergeben Au-Gehalte bis 0,14 % und Ag-Gehalte bis 0,11 % (Tab. 8).

Gold

Über das fast nur als submikroskopische Einschlüsse vorliegende Gold mit einem Feinheitsgrad von 849–964 sind bisher durch Mikrosondeanalysen folgende Wirtsminerale bekannt: hauptsächlich Pyrit, weiters Antimonit, Arsenkies, untergeordnet Realgar. Vermutet werden auch Tonminerale und organische Substanzen.

Die bisherigen betriebsinternen Golduntersuchungen lassen in den Erzkörpern auf Au-Gehalte zwischen etwa 3,8 ppm und 7,7 ppm schließen.

6.5.5. Praktische Erkenntnisse für den Bergbau

Aus unserer unterschiedlichen Auffassung über die Lagerstättengenese (vgl. Teil 6.11.) resultieren z.T. auch verschiedene Ratschläge für den Bergbaupraktiker. Dennoch wollen wir auf Grund der ausgeprägten flächigen und linsenförmigen Schichtgebundenheit der Erzkörper eine gemeinsame Aussage mitteilen.

Dieses topologische Kennzeichen ist daher von großem praktischen Nutzen: Die Ausrichtung der schon bekannten Erzlager im Streichen und Fallen ist vorrangig zu empfehlen. Im Falle primären Auskeilens des Erzes sollte dennoch eine weitere Ausfaltung der erzhöflichen Schichte gewagt werden. Feinstratigraphische und petrographische Kennzeichen der erzhöflichen Sedimentabfolge wären von Nutzen.

Auch quer zum Schichtstreichen können Ausfaltungen zur Aufsuchung eventueller neuer Erzlager und zur Feststellung ihrer Frequenz in der Gesteinsabfolge vorrangig sein. Das ist vor allem an Querverwerfern empfehlenswert, weil damit sowohl eine Aufklärung der Sediment- und Erzabfolge beiderseits der Kluft, als auch das Aufsuchen des verworfenen Erzkörpers möglich wird.

Daher sind symmetrologische Kenntnisse über den lokalen tektonischen Verformungsablauf eine Voraussetzung für die erfolgreiche Suche nach verworfenen Erzkörpern. *h01*-Klüfte, wie z.B. die Quasiya-Verwerfung, dislozieren hauptsächlich mit rechtwinkelig zur Faltenachse gerichteter Verschiebungstendenz.

Lokale Dislozierungen von abgerissenen Schollen des Schichtzerzes machen es wahrscheinlich, daß durch die Zergleitung der Erzkörper an Scherklüften, z.B. an der Quasiya-Hauptverwerfung, eine mechanische Verschleppung des unmittelbar abgescherten Lagererzes erfolgt ist. Die Verwurfsweite an der Störung könnte für das Ausmaß der Verschleppung des Erzes eine Aussage erlauben. Es könnte sich auch um einen Hundertmeter-Betrag handeln.

Darüberhinaus ist auch mit einer tektonisch ausgelösten Mobilisation und syn- bis posttektonischer Lösungs-umlagerung von Metallen nach der Wegsamkeit an der Kluft zu rechnen, und in der Folge eine Neukristallisation von Erz im Störungsbereich zu vermuten. Dadurch könnte eine, wahrscheinlich aber nur unbedeutende Mineralisation in unmittelbar angrenzenden paläozoischen Gesteinen erfolgt sein. Bergmännische Aufschließungen entlang der Kluft könnten eine genetische Klärung des Sachverhaltes und damit eine Entscheidung über den wirtschaftlichen Nutzen erbringen.

Ein Blick auf die Profilskizze Abb. 15 läßt erkennen, daß die bisherigen Bohrungen und Stollenaufschließungen, aber auch die geochemischen Untersuchungen über Tage in Schurfgräben der ausgeprägt schichtigen Position der Lagerstätte Rechnung tragen.

6.6. Au-Lagerstätte Qiaqiaoshang

Qiaqiaoshang gehört als auffallend schichtgebundene Goldlagerstätte zu den Edelmetallanreicherungen des Ostgebietes und zeigt große Ähnlichkeit mit der Lagerstätte Dongbeizhai (6.5.) bezüglich Stratigraphie und Petrographie des Nebengesteins, Lage und Mineralogie der Erzkörper. Nach Ansicht chinesischer Experten sind aber die Erzkörper von Qiaqiaoshang in der feinstratigraphischen Einteilung ein wenig tiefer zu reihen (Abb. 6).

Auch liegt das Vorkommen Qiaqiaoshang in einer anderen tektonischen Zone, nämlich im Bereich der E-W-verlaufenden Xueshan-Faltungs- und Störungszone. Diese wirtschaftlich wichtige, neu entdeckte Lagerstätte wird bereits in mehreren Etagen eines Tagebaues abgebaut, und das Edelmetall in einer Lauganlage an Ort und Stelle angereichert (Abb. 77, 78).

Die Lagerstätte ist 240 km Luftlinie NNE von Chengdu, bzw. 25 km NW von Songpan entfernt und ist in einem Höhenbereich zwischen ca. 3.300 und 3.600 m ü.d.M. aufgeschlossen. Hinsichtlich der Zugänglichkeit gelten die Bemerkungen in Teil 4.

6.6.1. Geologisch-tektonischer Überblick

Im derzeitigen Tagebau und im Nahbereich der Lagerstätte stehen, ähnlich wie im Grubenfeld von Dongbeizhai, in tektonisch gestörtem Verbände Sedimente des Mittel- und Jungpaläozoikums und der m-o-Trias an. In dem aus einem W-E-Seitental nach N ansteigenden Gehänge fällt die triadische Abfolge offenbar als N-Flügel einer Antiklinale des km-Bereiches, mittelsteil bergwärts nach N ein, wird am Xueshan-Verwerfer

Abb. 77.
Überblicksbild der Au-Lagerstätte Qiaqiaoshang mit der Lauganlage im Vordergrund, dahinter ein Teil des Tagebaues in den nach N (im Bilde nach rechts) einfallenden Triasschichten. Blickrichtung W auf die E-W-verlaufenden Gebirgsketten der 4.000 m-Region.



Abb. 78.
Der höher gelegene, nördliche Abschnitt des in Aufschliebung befindlichen Lagerstättenfeldes von Qiaqiaoshang in der bergwärts einfallenden m-o-triassischen kalkig-mergelig-quarzitischen Schiefer- bis Phyllitabfolge.



z.T. annähernd schichtparallel abgeschnitten und von ähnlich orientierten Devonschichten überlagert. Karbongestein ist darüber im N-Rand des Grubenfeldes mit über 200 m Mächtigkeit bekanntgeworden. Daraus ist auf normale Lagerung des aufgeschobenen paläozoischen Schichtanteiles zu schließen (Abb. 79, 80).

Eine lagerstättenmäßig wichtige Grundlage ist die Tatsache, daß mehrere schichtförmige Erzkörper in zwei stratigraphisch getrennten Gruppen aufgeschlossen sind. Bis jetzt sind 13 Erzkörper, verbunden mit quarzitreichen Schichten, in z.T. quarzsandigen Tonschiefern und Mergelschiefern bekannt.

6.6.2. Petrographie der Nebengesteine

Die hier als Zhuwo-Gruppe bezeichnete erzhöfliche Abfolge des Abschnittes T_{2-3zh} wird mit der Sammelbezeichnung als „m-o-triadisch“ zusammengefaßt. Die sehr schwach metamorphen, gelblich anwitternden Gesteine gehören nach der gängigen chinesischen Auffassung der sehr mächtigen Turbiditserie an, mit weitgehend ähnlicher Ausbildung wie im Bereich Dongbeizhai (6.5.2., 6.4.).

Die petrographische Bezeichnung kann man auf Grund des allothigenen Komponentenbestandes mit „verschie-

ferte sandige Mergelgesteine mit variierendem Karbonat-Ton-Verhältnis“ bis zu „Tonschiefern“ zusammenfassen.

Die sericitbesetzten s-Flächen haben oft durch zusammenhängende Sericithäute und intensive Kleinfältelung phyllonitisches Aussehen. Calcitgemischungen innerhalb des stofflichen Lagenbaues und Calcit-, Quarz- und Ankeritverheilungen von kurzflächigen Zerrklüften sind häufig zu beobachten (Abb. 81).

Als Sedimentvarianten sind feinsandig bis siltig beeinflusste Ton- Mergelgesteine mit hauptsächlich Quarz-, Quarzit-, Sericitquarzit-Detritus nennenswert. Auch sericitisierte Kalifeldspäte, heller Glimmer, Chlorit, Kalkkörner sowie akzessorische Schwerminerale wie Turmalin, Rutil, Titanit, Zirkon fallen im mikroskopischen Bild auf. Eine bemerkenswerte Sonderstellung nimmt auch hier inkohlter Phytodetritus ein (vgl. 6.5.2.1.), der als wirksames Farbpigment für dunkelgraue bis schwarze Gesteinsfarben mitverursachend ist. Matrixreiche psammitische Gesteinsvarianten kann man als Quarz-Grauacke und Quarz-Feldspat-Grauacke und gesteinsfragmentführende Grauacke bezeichnen.

Dazu kommen authigene zementierende Kristallite von Calcit, Dolomit und Quarzit. Mikrokristalliner Quarz tritt oft auch feinelaminar angereichert in Erscheinung. An Erzmineralen ist Pyrit als Durchläufer akzessorisch bis feinschichtig und linsenförmig konzentriert überall zugegen. Die Kristallformen variieren von eher seltenen Framboid- und framboidähnlichen Relikten über idiomorphe Kleinkriställchen und Kristalle bis zu hypidiomorphkörnigen Aggregaten. Weitverbreitete Limonitisierung des Pyrits ist für die gelbbraunliche Gesteinsfarbe in den oberflächlichen Aufschlüssen verursachend.

Die mikroskopisch als Sericit bzw. Illit vermuteten Aggregate von Tonmineralen erweisen sich in einer Reihe von Röntgen-Diffraktometeraufnahmen überwiegend als Illit-2M1. Daneben sind Muskovit-3T, untergeordnet Kaolinit-1MD und selten Chlorit (Klinochlor) zu identifizieren.

Die interessanten Kohlekomponenten erweisen sich u.d.M. teils als krümelig körnige Fettkohle ($R_{\max}$ 1,64–1,93 %, $R_{\max}$ -Mittelwert 1,75 % bei 546 nm in Öl), teils als häufig blättchenförmige und aggregierte Gebilde mit wesentlich höherer Carbonifizierung, u. zw. mit $R_{\max}$ 2,74–3,55 % (Öl) im Rahmen von Anthrazit. Infolge dieser grundverschiedenen, inkohlten Pflanzenreste liegt eine weitgehend analoge Situation wie in den Triassedimenten

von Dongbeizhai vor (6.5.2.1.). Die Komponentengröße erreicht in den uns zur Verfügung stehenden Probestücken max. 0,03 mm. Im Fettkohlen-Detritus sind außer Vitrit auch Inertodetrinit (mit $R_{\max}$ 2,16–2,65 %, $R_{\max}$ -Mittelwert = 2,36 %) identifizierbar.

Nach dem Inkohlungsgrad der Partikel ist also auch hier auf eine nur sehr schwache Metamorphose zu schließen. So errechnet man nach BARKER & PAWLEVICZ (1986) eine Inkohlungstemperatur von rund 222°C, was der Katagene (Naßgaszone) von Kohlenwasserstoffen, also der Anchizone entspricht. Auf Grund der Überlegung, daß in diesen Sedimentgesteinen fast kein Pyrophyllit nachzuweisen ist, der aus der Reaktion Kaolinit und Quarz über 275°C entstehen würde (WINKLER, 1964; HELGESON et al., 1978; VELDE, 1985; BERMAN, 1988), kann ebenfalls auf nur sehr niedere Temperaturen einer „Laumontit-Pheunit-Quarz-Fazies“ geschlossen werden.

Im Anlagerungsgefüge bieten diese Triassedimente so gut wie alles, was schon in den Abschnitten 6.2 und 6.4.1 berichtet wurde. Hier allerdings muß noch erwähnt werden, daß neben dem allgemein verbreiteten Parallelismus von Schichtung (ss) und Schieferung (s) in Teilbereichen intensiver tektonischer Zergleitung auch Winkeldiskordanz, also Transversalverschiebung, geprägt ist. Das sind für die detaillierte geochemische Beprobung und Abbaupraxis wichtige Beobachtungen, weil im Falle Nichtbeachtens dieser Überprägungen falsche Vorstellungen über den Verlauf, auch erzhöflicher Schichten, die Folge wären.

Die unmittelbar mit der schichtförmigen Goldführung im Zusammenhang stehenden Sedimente lassen sich nach petrographischen Merkmalen in sechs Abschnitte unterteilen (Abb. 80). Von oben nach unten:

- T_{2-3}^6
Graue, feinschichtige phyllitische Tonschiefer; = Erzführender Horizont.
- T_{2-3}^5
Gelblichgraue Qz-Grauacke, Gesteinsfragmente-führende F-Qz-Grauacke mit feinschichtigen Silt- und Pelit-Einschaltungen.
- T_{2-3}^4
Grauschwarze Tonschiefer mit dünnlagigen Gesteinsfragmente-führenden Feinsandstein-Einschaltungen.
- T_{2-3}^3
Wechselagernd schwarzer C-führender Tonschiefer, dolomitischer Schiefer und Siltstein; = Erzführender Horizont.

- T_{2-3}^2
Gelblichgraue Gesteinsfragmente-führende Qz-Grauacke.

- T_{2-3}^1
Grauschwarzer Tonschiefer mit Einschaltungen von dolomitischem Siltstein und linsenförmigem Feinsandstein.

Der an der Xueshan-Störung tektonisch an die Triasgesteine angrenzende Devon-Abschnitt besteht von oben nach unten aus:

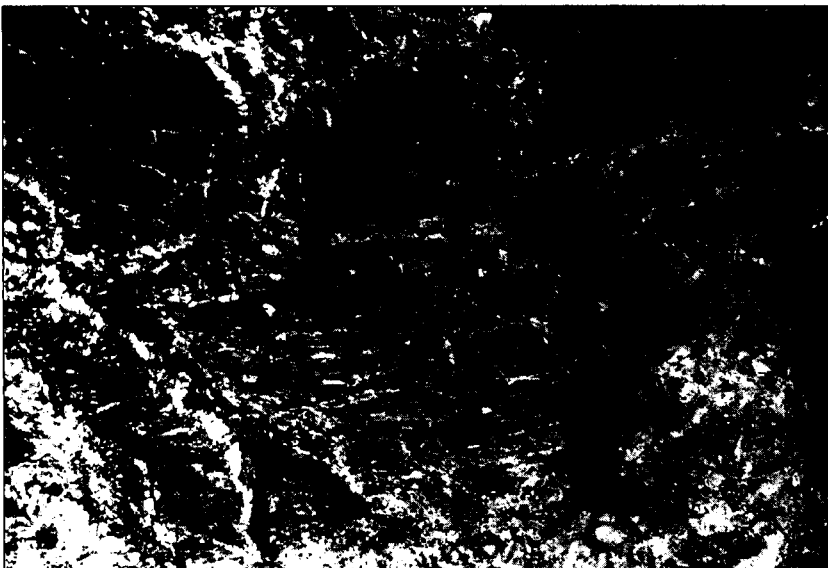
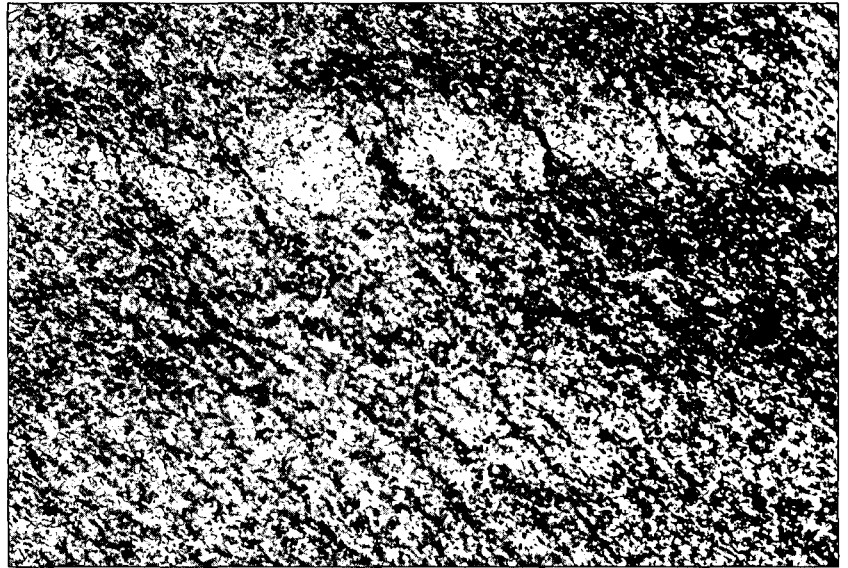


Abb. 81.
Aufschlußbild des schieferig-phyllitischen triassischen Erzträgergesteins mit s-diskordanten Quarz-Ankerit-Zerrfugen im Tagebau Qiaojiaoshang.

Abb. 82.

Primär sedimentäre Wechsellagerung von Illit-Sericit-Ton mit Pyrit-Grafit-Pigment (dunkle Feinlagen, horizontal) und Feinquarzit (helle Feinlagen). Tektonische Überprägung durch schräg zur Feinschichtung verlaufende Mikroscherflächen als Transversalschieferung mit Umscherung der Ton- und Grafitblättchen in die junge Scherflächengruppe (im Bild diagonal links oben–rechts unten). Nebengestein der Lagerstätte Qiaoaoshang. Dünnschliff, 1 Nicol. Ausschnitt 1,4 x 0,9 mm.



- D₂: dunkelgrauem, mittel- bis dick-banktem Kalk- und Dolomitstein (>100 m).
- D₁: grauem, mittel- bis dünnbankigem siltigem Pelit mit Mergel (>70 m). Fossilführend: Spongien, Brachiopoden, Lamellibranchiaten.

Innerhalb und außerhalb der Lagerstättenzone von Qiaoaoshang sind auch magmatische Gesteine, u.zw. hier in Form von Granitgängen aufgeschlossen, über deren Jura-Alter Tabelle 21 Auskunft gibt. Erzspuren wurden in solchen Magmatiten noch nicht gefunden.

6.6.3. Das tektonische (s-, B-, Kluft-) Gefüge

Die großtektonische Situation der Region Qiaoaoshang ist im Kapitel 6.1. erläutert. Die Lagerstätte liegt im Xueshan-Großfaltungs- und Störungssystem, welches hier und südlich anschließend mit hauptsächlich E–W streichenden tektonischen Mulden und Sätteln des 10 km-Bereiches und noch größeren Ausmaßen sowie mit den zuordenbaren Störungszonen und W-fallender Tendenz achsialer Elemente den Großraum beherrscht. Durch das Auf- und Absteigen der Schichtflächen sind in den Synklinalen jüngere, in die Trias reichende Schichtfolgen erhalten, während in den Antiklinalen ein fensterförmiger Einblick bis in die tieferen paläozoischen Abfolgen gegeben ist.

Für eine Annäherung an detailtektonische Probleme im Bergwerksbereich haben wir einen Kurzaufenthalt auch dazu genutzt, um aus einigen Teilbereichen des Tagebaues tektonische Daten zu messen. Es handelt sich um den bergwärts nach N einfallenden Großfaltenflügel einer Antiklinale (Abb. 80). Der Versuch zeigt, daß die Synopsis des Schichtflächengefüges aus dem Gesamtbereich so starke Variationen in der Flächenlage ergibt, daß das anscheinend verwirrende Bild keine sinnvolle Klärung zuläßt. Wir betrachten daher noch kleinere Teilbereiche.

Aus dem SE-Bereich des Tagebaues ergibt die Diagrammdarstellung von Schichtflächen eines Schurfgrabens im Einfallen zwar konträre Richtungen und variierende Neigung (Abb. 83), aber immerhin eine scharfe Tautozonalität der Flächenscharen des phyllitischen Sericitschiefers. Es handelt sich um Falten des Meter- und Zehnermeterbereiches im stratigraphischen Niveau der liegenden Serie von Schichterzkörpern. Die Konstruktion ergibt den Schwerpunkt von β -Achsen mit sehr flachem Einschieben nach WNW ($\beta = B = 297^\circ 10'$ WNW). B -Lineationen, verursacht durch Kleinfältelung der Sericit-besetzten und daher hoch teilbeweglichen s-Flächen bestätigen diesen Faltungstrend mit Streuung im Bereich NW–SE.

Gleichartig orientierte B -Fältelung mit horizontalen und flachgeneigten Achsen kommt auch im Diagramm in

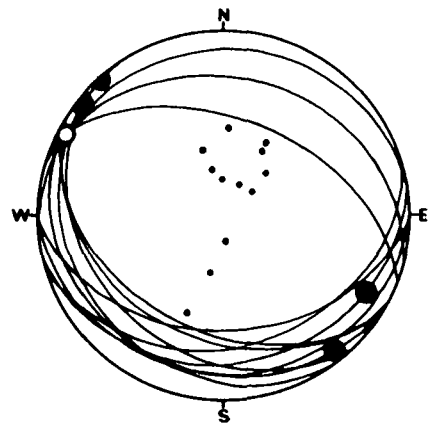


Abb. 83.

Qiaoaoshang-Tagebau.

Schurfgraben im SE-Bereich, in der Schichtfolge der unteren Erzkörpergruppe. 12 repräsentative s-Flächen (Schichtflächen) als Großkreise mit Lotpunkten (kleine Punkte), B -Lineationen (Fältelungsachsen B , große Punkte auf s-Flächen) und β -Achsen (Kreise).

Abb. 84 gut zur Geltung. Hier handelt es sich um Messungen aus einem großen Aufschluß im SW-Liegendbereich. Aber die s-Flächen besetzen die Lagenkugel mit sehr starker Streuung im Streichen und Fallen. Wohl sind β -Häu-

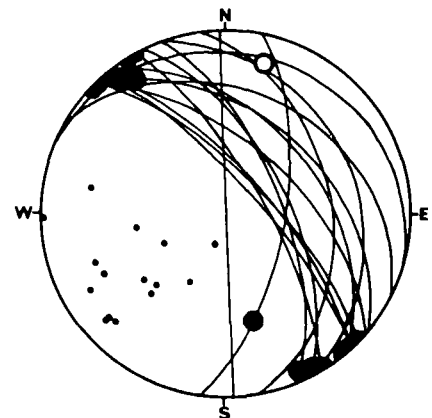


Abb. 84.

Qiaoaoshang-Tagebauetage SW im Bereich der unteren Erzkörpergruppe. 15 s-Flächen-Großkreise mit Lotpunkten, B -Fältelungsachsen und β - (= B -)Achse einer lokalen Faltung.

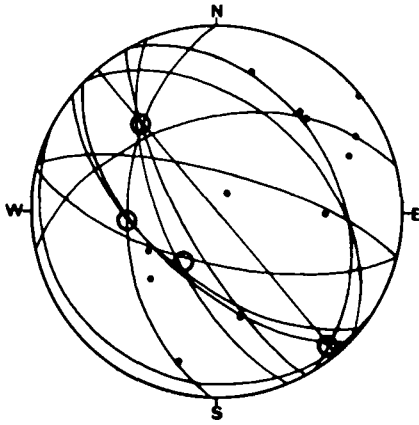


Abb. 85.
Qiaogiaoashang-Tagebau.
Anschlußbereich zu Diagramm Abb. 84.
12 s-Flächengroßkreise mit Lotpunkten und konstruktiv ermittelten β -Achsen lokaler Faltungen.

fungen auch im NW-SE- bis WNW-ESE-Sektor des Diagramms erkennbar, aber die β -Streuung reicht auch auf N. Zudem gibt es Kleinfalten mit $\beta = B$ flach nach NNE. Ein Befund, der trotz jeweils nur auf Meterzehner-Kleinbereiche bezogener Statistik auf inhomogene Verfallung hinweist. Der anschließende Nachbarbereich bringt aber überblickbare Faltungen mit $\beta = B = 319^\circ 40'$ NW und $= 264^\circ 50'$ W zur Geltung. Das zeichnet sich im Diagramm Abb. 85 durch die Großkreisschnittpunkte sehr verschieden gelagerter s-Flächen ab. Ein weiter nördlich anschließender Kleinbereich bietet mit mittelsteil bis flach NE- und SW-fallenden s-Flächen wieder die schon bekannte Lage für $\beta = 140^\circ 5'$ SE. Aber der inhomogene Kleinfaltenbau kommt mit einer anschließend abermals geänderten Faltenachsenlage $\beta = B = 14^\circ 15'$ N in Abb. 86 zur Geltung. Ein weiterer Meterzehner-Kleinbereich ist schließlich mit $\beta = 119^\circ 50'$ SE durch unterschiedliches s-Fallen gekennzeichnet, wobei diese offenbar hier doch betonte Achsenlage NW-SE auch durch 30° SE einschiebende B-Fältelung auf s-Flächen bestätigt erscheint.

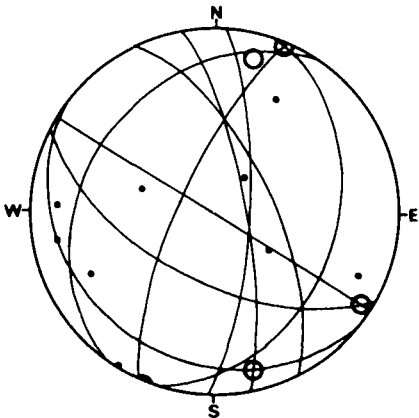


Abb. 86.
Qiaogiaoashang-Tagebau.
Anschlußbereich zu Diagramm Abb. 85.
9 s-Flächen in Großkreis- und Lotpunktdarstellung sowie β -Achsen von Teilfaltungen und konstruktiv ermittelt aus zusammengehörigen s-Lagen des Aufschlusses.

Wenige Messungen aus dem höher gelegenen, stratigraphisch gesehen etwa 270 m darüberliegenden hangenden Abschnitt mit Erzkörpern deuten im Diagramm (Abb. 87) zwar die Tendenz zur β -Lage mit flachem NW-Einschieben an, aber im Nahbereich zweier Scherkluff-

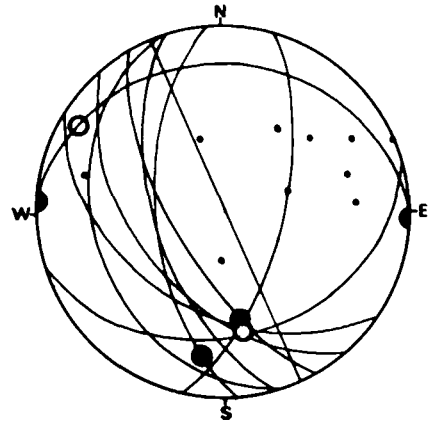


Abb. 87.
Qiaogiaoashang-Tagebauetage im N-Bereich der höheren Erzkörpergruppe.
10 s-Flächen in der Darstellung von Großkreisen mit Lotpunkten sowie mit β -Fältelungsachsen und β -Konstruktion aus Schnittlagen repräsentativ gefalteter s-Flächen.

scharen liegen die Schichtflächen in einer ca. N-s-Stellung, die für den Gesamtraum wohl nicht als typisch zu bezeichnen ist.

Soweit aus den vorliegenden flächigen und linearen tektonischen Gefügeelementen eine Aussage gemacht werden kann, muß man auf die sehr starke Faltungsbereitschaft und demnach sehr große Lagestreuung der s-Flächen innerhalb des ungefähr N-fallenden Schichtstapels hinweisen, aus der sich allerdings die NW/WWN-SE/ESE-Achsen von Fältelungen, Klein- und Großfalten mit statistischer Häufung abzeichnen.

Die Kenntnisnahme derartig kleinräumiger intensiver Verfallungen wird im Falle einer zwangsläufig selektiven Abbauphase und eventuellen Mangels einer gut erkennbaren Leitschicht von grundlegender Wichtigkeit sein. Im Falle der Nichtbeachtung dieser tektonischen Situation kann bei pauschalem Abbau des Gesteins eine beträchtliche Schwankung des Au-Gehaltes im Haufwerk die Folge sein.

Vergleicht man diese lokal gewonnenen Ergebnisse über stark achsiale Verformungen und dem Achsentrind zu WNW(NW)-ESE(SE)-Streichen mit der Grundrißskizze Abb. 79, so fallen gewisse Differenzen auf, zu denen wir wegen unserer nur kleinräumigen Messungen keine Stellung nehmen können. Möglicherweise sind weiträumige Verschwenkungen des s-Streichens und damit auch der Achsenlagen geprägt. In der Übersichtsskizze Abb. 5 kann man allerdings, vor allem im Raum nördlich von Qiaogiaoashang, in den Faltungssystemen WNW-Streichen erkennen.

6.6.4. Die Erzkörper

6.6.4.1. Aufschlußbefund

In der Grundriß- und Profildarstellung der Lagerstätte (Abb. 79, 80) ist der aussagekräftige Befund mehrerer schichtiger und schichtähnlich-linsenförmiger Erzkörper dokumentiert, die man in zwei Gruppen zusammenfassen kann. Diese stratigraphisch getrennten Gruppen mit insgesamt 13 nachgewiesenen Erzkörpern sind in der bergwärts, nämlich NNE-, N- (und NNW-) fallenden Abfolge durch etwa 270 m anscheinend taube Schichten voneinander getrennt. Es handelt sich um eine in der Landschaft nördliche, höher ausbeißende, zugleich stratigraphisch

höhere Gruppe und eine südliche, tiefer zu Tage tretende, zugleich stratigraphisch tiefere Gruppe. Die Größe der Erzlager variiert mit der streichenden Ausdehnung offenbar von Zehnermetern bis 2.000 m, in der Mächtigkeit von Dezimetern bis in den Meterbereich.

In der Gesteinsabfolge fallen verschiedentlich schieferungskonforme, lokal bankungsbildende Scherkluffscharen auf, was auf laminares Zergleiten nach Schichtfugen zurückzuführen ist. In Teilbereichen ist die Anlage von kurzanhaltenden Zerrfugen mit mm-, cm-, dm-Spaltenbreite auffallend: Sie sind nämlich mineralisiert und zum Teil nachkristallin zumindest einscharig zerschert.

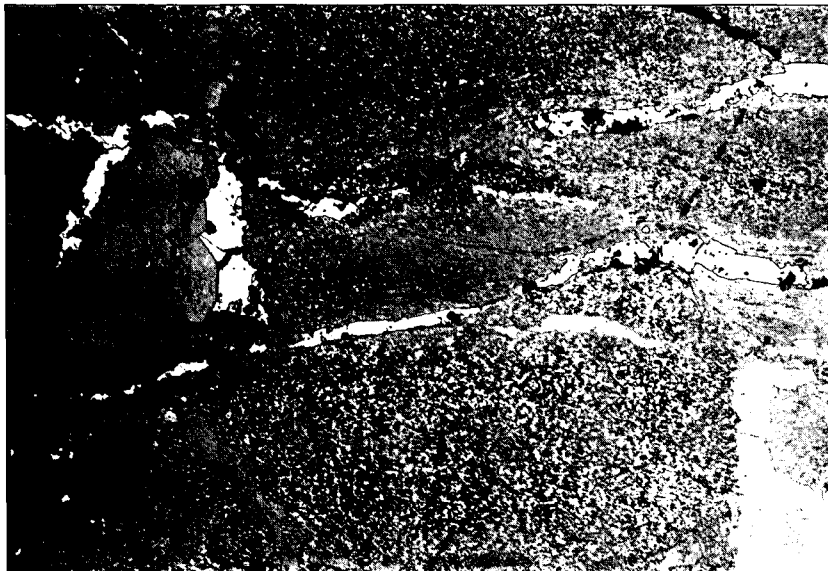
Der Lagerstättenkomplex wird nahe den stratigraphisch höchsten Ausbissen der Erzlager, etwa im Abstand von gut 100 m, von einer regional bedeutenden Störungszone abgeschnitten und von paläozoischen Schichten, unmittelbar von Devon, überschoben.

6.6.4.2. Mikroskopische Befunde

Ein bemerkenswerter Befund über die unterschiedliche Erzmineralparagenese in den hangenden und liegenden Schichterzkörpern muß als bedeutend für genetische Überlegungen vorausgeschickt werden. Bisherige Aufschließungen im Bergbau ergaben, daß die stratigraphisch höheren Erze reich an Realgar und Hg sind, was in den tieferen Erzlagern nicht auffällt.

6.6.4.2.1. Mikrogefüge

Somit weist das „Hangenderz“ in makro- und mikroskopischer Sicht in Mineralbestand und Gefüge weitgehend Ähnlichkeit mit dem Dongbeizhai-Erz (6.5.4., 6.5.4.1., 6.5.4.2.) auf. Das heißt, das auffällig rot-orange gefärbte Erzmineral Realgar hebt die Gefügestaltung der Vererzung deutlich hervor. Man sieht die am meisten vertretene fugenverheilende Kristallisationsphase nach ruptueller Deformation von Gestein bzw. Erz zu einer Deformationsbrekzie. Diese durch Realgar so auffällige belteropore Platznahme in Fugennetzen verschiedenster Größenordnung, nämlich vom mm- bis über den cm-Bereich, bezeichnen wir anschaulich als Netzwerkmineralisation. Die farblich weniger auffälligen Begleiter Quarz und Calcit sind in diesen jungen, verheilenden Kristallisaten sehr häufig mit in der Paragenese, oder auch allein zugegen.



Die Kristallisationsfolge ist im Falle wandständiger Auskleidung der Spalten oft klar abzulesen: Aber die Reihenfolge von Calcit- zu Quarz-Ausscheidung ist nicht immer zutreffend. Es gibt auch gleichzeitige und umgekehrte Kristallisationsfolgen. Realgar ist gewöhnlich die jüngste Phase im Rahmen jüngster Bildungen. Antimonit als ebenfalls oft sicher späte Ausscheidung spielt nur eine untergeordnete Rolle. Zwischen diesen Partnern zeigt sich bei der chemischen Internanlagerung in „freien“ Räumen sowohl fixe, als auch mobile Konturenbildung. Das bedeutet, daß Einzelbefunde nicht verallgemeinert werden dürfen. Aber immerhin greift jüngst kristallisierender Realgar oft Quarz und Calcit metasomatisch an. Das führt zu entsprechender Konturenverlagerung, offensichtlich aber nur in bescheidenem Ausmaß. Weit häufiger sieht man glatte Bruchkonturen im Gestein und Erz.

Wenn zunächst von den dominierenden vererzten Brekzien die Rede war, so ist das nur das Ergebnis jüngster nachweisbarer Deformationen und Kristallisationen, welche in den schichtigen Erzkörpern vorherrschen.

Wir suchen nun Details aus dem zerbrochenen Erz und Gestein. Und hier eröffnet sich bei mikroskopischer Diagnose eine Fülle von Gefügedaten, die den Einblick in die Vorgeschichte des nunmehr ruptuell beschädigten und „neu“ mineralisierten Erzes gewähren. Die Beobachtungen führen zu der Erkenntnis, daß es bereits Vorgängergefüge mit Erzmineralen in Begleitung von Quarz, Calcit, Pyrit, Markasit und Arsenkies als wichtigste Partner gegeben hat.

Solche Vorgängergefüge sind als linsenförmig schichtige, zum Teil subparallele, oder auch als gering bis kneuförmig verfaltete Teilbereiche sowie auch als schollenförmige Fragmente in der quarzreichen Matrix von Erzkörpern erkennbar. Feinschichtige Gesteinsanteile im Erz bestehen aus quarz-calcit-hältigem Sericitfilz lutitisch-pelitischer Kornfraktion, oft mit feinelaminar wechselndem Detritus (Abb. 88). Der Feinschichtaufbau wird manchmal durch präzise feinschichtige Beteiligung von authigenen Pyritkriställchen, seltener auch von Markasitaggregaten und von Arsenkieskriställchen verdeutlicht. Der Mineralbestand kann bei 500-facher Vergrößerung auch noch auf die Nebengemengteile Rutil, Titanit und Kohlegemengteile erweitert werden. Manche Feinlagen sind durch bevorzugte Sammelkristallisation ausgezeichnet (Abb. 89, 90). Das betrifft z.B. Quarz, Karbonate, Realgar und Pyrit.

Zum Teil ist Meroblastese an Quarzfragmenten zu erkennen. Gitterparalleles Weiterwachsen ist auch an Pyritidioblasten durch häufigen Zonarbau mit stationärem Pigmenteinbau sowie durch eine abschließende idiomorphe Ausgestaltung jüngster Anwachszone verworklicht. Pyritidioblasten beinhalten manchmal deutliche s_1 -Gefüge. Diese beste-

Abb. 88.
Ausschnitt aus dem Feinlagenbau (s horizontal) mit wechselnder Beteiligung von mikrokristallinem Quarz, Calcit und Tonmineralen.
s-diskordante und quasiparallele Haarris (Schichtfugen) mit Verheilung durch grobkristallinen Quarz (grau) und Realgar (grauweiß). Vererztes m-o-Trias-Sedimentgestein der Lagerstätte Qiaqiaoshang.
Polierter Anschliff, 1 Nicol.
Ausschnitt 3,7 x 2,4 mm.



Abb. 89.
Relikte sedimentäre Schrägschichtung mit Diskordanz im unteren Bildteil.

Unten feinkristalliner Karbonat-Quarzit mit in *s* (horizontal) oblongen Calcit- und Quarzkristallen; oben sehr feinkörniger Sericit-Calcit-Quarzit mit Rutil-, „Grafit“- und Pyrit-Pigment (in diagonal verlaufender Schichtung). Tektonische Entmischungen von Quarz (dunkelgrau), Calcit (unterschiedlich grau) und Realgar (grauweiß) teils *s*-parallel, teils *s*-diskordant, teils an der Grenzfläche zum schrägschichteten oberen Abschnitt.

Polierter Anschliff, 1 Nicol. Ausschnitt 0,9 x 0,6 mm.

hen aus nach *s* angeordneten Quarz- oder Sericiteinschlüssen und bezeugen somit auch in dieser Form die Existenz eines Vorgängergefüges.

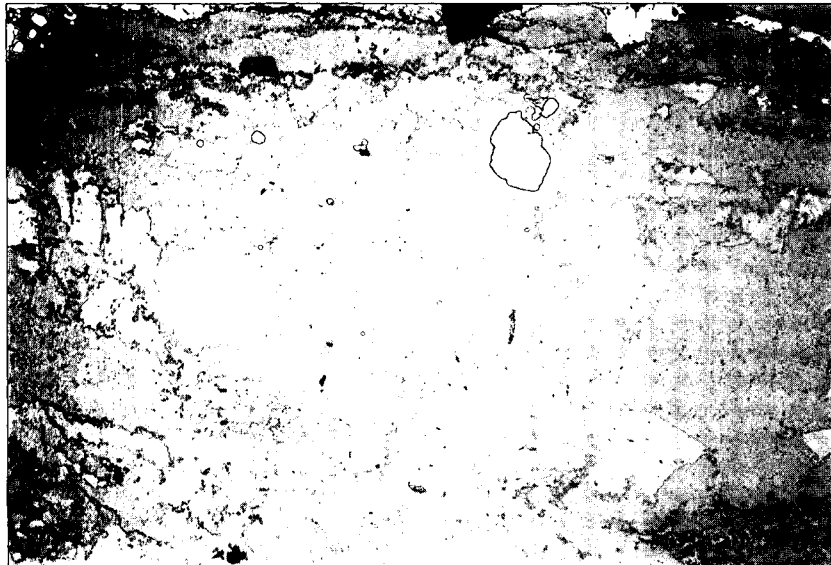


Abb. 90.
Metasomatische Verdrängung von Dolomitekristallen (z.T. Idioblasten) durch Quarz im Sericit-Karbonat-Quarzit.

Sericit-Feinlage (dunkelgrau) rechts unten und oberer Bildrand, dort begleitet von Realgar (grauweiß) als Entmischung in Schichtfüge.

Pyrit: weiß.

Polierter Anschliff, 1 Nicol.

Ausschnitt 1,8 x 1,2 mm.

Ein wesentlicher Partner in der Erzparagenese ist das auffällig gefärbte und als mechanisch und chemisch sehr beweglich geltende Erzmineral Realgar, das in der hangenden Erzkörpergruppe eine kennzeichnende Rolle spielt.

Realgar nimmt einerseits am deutlichen Lagenbau des Erzes teil und ist andererseits das, oft gemeinsam mit Quarz und Calcit, Risse verheilende, das Fugennetz im Erzkörper auskristallisierende Mineral (Abb. 91). Im Rahmen des Feinlagenbaues wirkt Realgar sowohl als eine Komponente der wachsenden Bauzonen (Abb. 92, 93, 94), als auch als Matrix, und enthält in diesem Fall eine bemerkenswerte Fülle von Interngefügen. Dieses Interngefüge bzw. die Feinschichtung läßt in hervorragender Weise die mechanischen Teilbewegungen im kristallinen Gefüge ablesen (Abb. 94). Und hier gibt es in dem mechanisch sich anisotrop verhaltenden Erz, je nach Teilbeweglichkeit der allothigenen und authigenen Komponenten, vor allem laminares einschariges Zergleiten nach den Schieferungsflächen mit Kleinfaltungen, meist vom Typ Biegegleitung, z.T. als „Schoppfaltung“ verursacht durch Stauzonen um Hindernisse wie z.B. Holoblasten, zu Bruch gegangene Fragmente starrer Gesteinsanteile und Mineralaggregate. Wie an einschariger Zergleitung von jüngsten, mit Realgar verheilten Rissen erkennbar ist, muß die letzte Quarz-Calcit-Realgar-Kristallisation als syntektonisch bezeichnet werden. Auch die häufige, wenn auch nicht grundsätzliche, intragranulare Beschädigung von Quarzkristallen, erkenntlich an starker Undulation, ist ein Beweis für eine noch nachkristalline Deformation auch im Gitterbereich des Minerals. Aber die im Erzkörper wie auch im Begleitgestein wirksamen Deformationen verursachten nicht nur Biege- und Scherfaltung sowie Katalasite, sondern auch verschiedene Typen von tektonischer Brekzie bis zur Mylonitisierung.

Somit ist der heutige Zustand der Lagererze zusammenfassend als Tektonit, im besonderen als Erztektonit zu beschreiben. Die Entwicklung ist also eine komplexe, von Deformationen und Kristallisationen gestaltet, aber doch deskriptiv so weit erfaßbar, daß daraus eine genetische Aussage ableitbar sein sollte.

6.6.4.2.2. Mineralbestand der Erzkörper

Nach dieser Dokumentation der Gefügebilder im Erzkörper, bezogen auf die Realgar-führenden Erzlager, wollen wir kurz die Erzmineralparagenese zusammenfassen und die wichtigsten Entwicklungsstadien angeben.

Die vollständige Paragenese ist, wie erwähnt, in den hangenden Erzlagern vertreten: Pyrit, Markasit, Arsenkies, Realgar, Antimonit, selten Kupferkies, Zinkblende, Bleiglanz, Bournonit, Scheelit u.a. und die wichtigen Begleit-

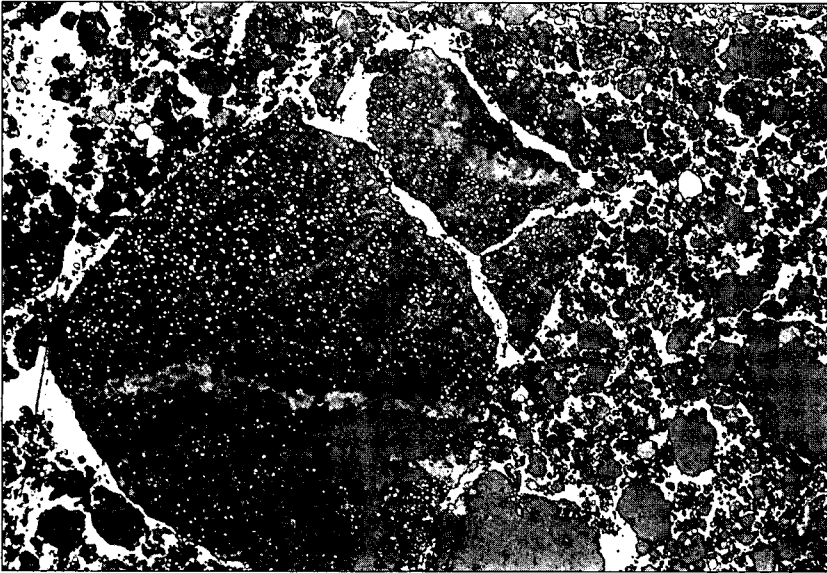


Abb. 91.
Zeitlich mehrfacher Wechsel von Deformation und Kristallisation in den Erzlagerstätten von Qiaojiao-shang.

In verschiedenen Stadien ruptuell deformierter Pyrit-haltiger Karbonat-Sericit-Quarzit zeigt Fugenverheilung mit Karbonat und Quarz sowie im jüngsten Fugennetz der tektonischen Deformationsbrekzie Realgarvererzung. Teilweise meroblastische Quarzkörner und metasomatischer Angriff von Realgar auf Quarzkonturen.

Pyrit: weiß. Realgar: grauweiß. Karbonat: verschiedenen hell- und dunkelgrau. Quarz: dunkelgrau. Sericit: schwarzgrau.

Polierter Anschliff, 1 Nicol.

Ausschnitt 3,7 x 2,4 mm.

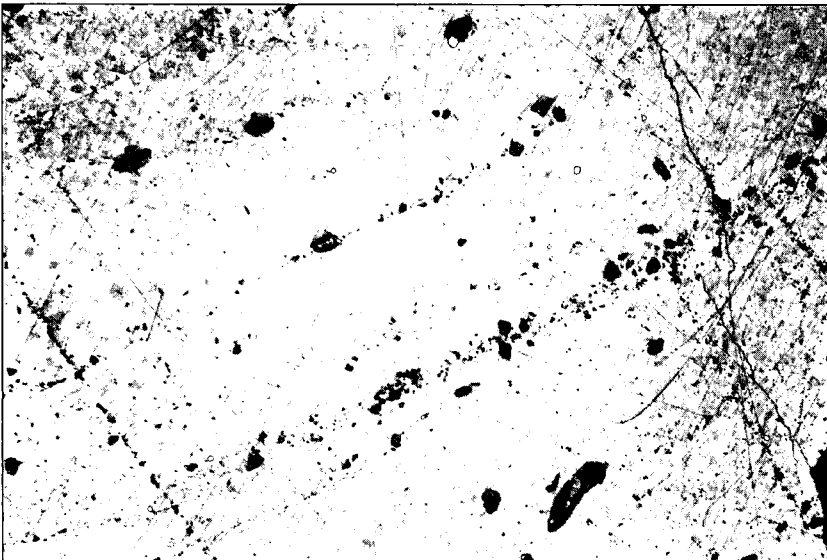


Abb. 92.
Schichtige Inhomogenität durch Korngrößenwechsel im geschlossenen Realgar-Korngefüge.

Die ehemalige Feinschichtung wird durch das Interngefüge s_1 noch verdeutlicht. Es besteht aus Detritus von Quarzit, Sericitquarzit, Karbonatquarzit mit Pyrit, selten auch mit Realgar.

Polierter Anschliff, 1 Nicol.

Ausschnitt 3,7 x 2,4 mm.

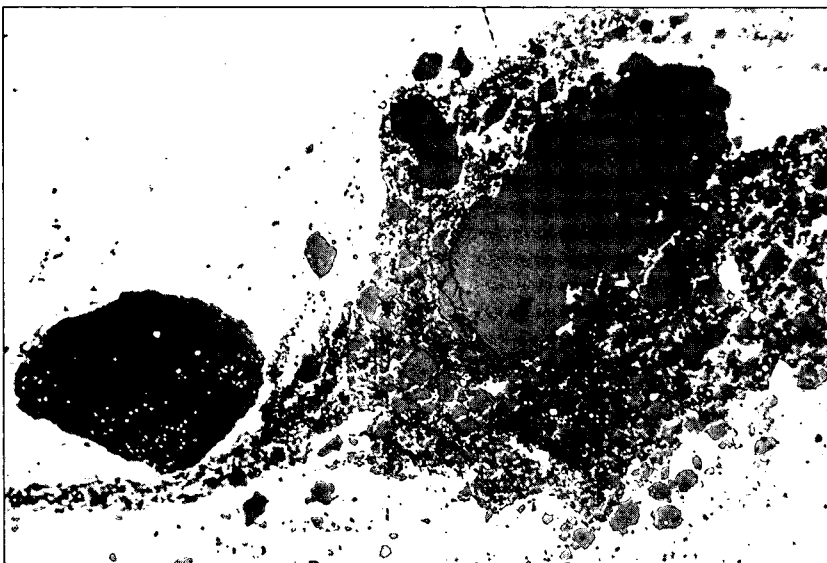


Abb. 93.
Realgar-Korngefüge an detritischer Quarzitkomponente als „Hinderniss“ im Zuge der Verschiebung deformiert.

Mechanisch anisotrope Teilbereiche bewirken teils stetige (verbiegende, zergleitende), teils unstetige (rupturelle) Verformung.

Polierter Anschliff, 1 Nicol.

Ausschnitt 3,7 x 2,4 mm.

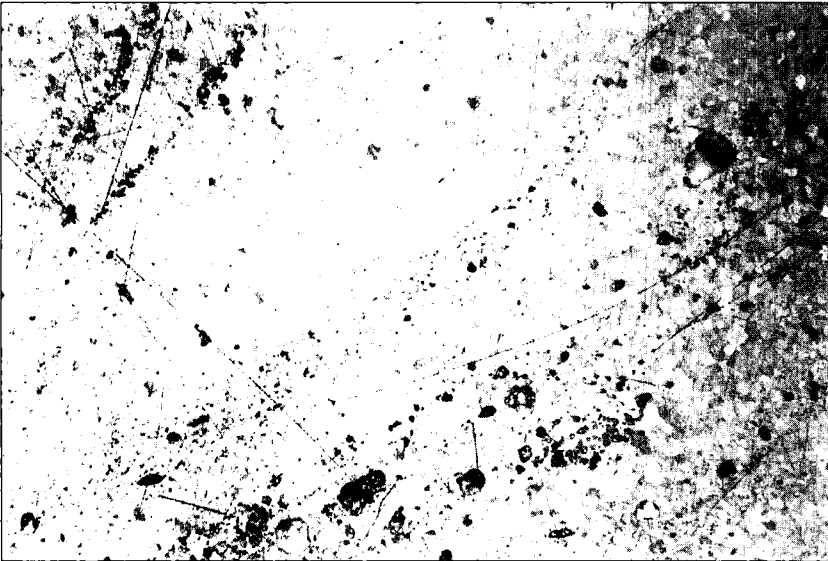


Abb. 94.
Feinlagenbau im Realgar-Erz durch laminaren
Korngrößenwechsel.
Spuren von Pyrit (weiß).
Polierter Anschliff, Nicols x.
Ausschnitt 1,1 x 0,7 mm.

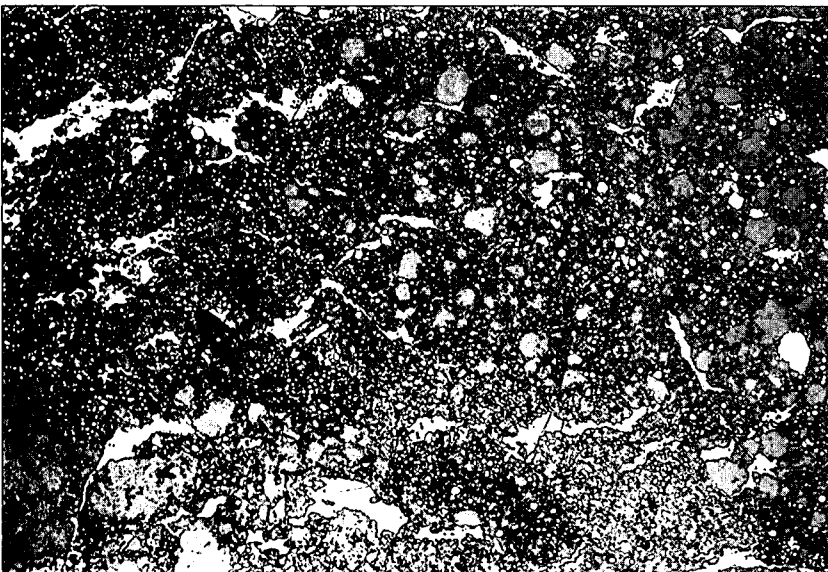


Abb. 95.
Tektonische Entmischung des reaktionsbereiten
Realgar in statistisch subparallel s (im Bild hori-
zontal) angeordneten Spalten innerhalb des me-
chanisch beanspruchten, z.T. kataklastischen Py-
rit-führenden Karbonat-Sericit-Quarzitschiefers.
Pyrit: weiß. Realgar: grauweiß. Karbonat: verschie-
den grau. Quarzit, Quarz: dunkelgrau. Ton, Sericit:
schwarzgrau.
Polierter Anschliff, 1 Nicol.
Ausschnitt 3,7 x 2,4 mm.

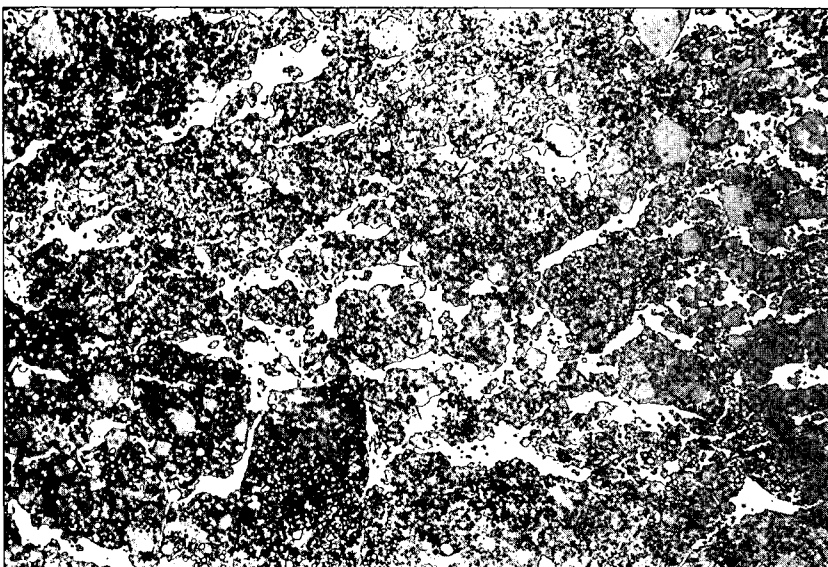


Abb. 96.
Kataklastischer, Pyrit-führender Sericitquarzit mit
teilweise meroblastischem Quarz zeigt Realgar-
Vererzung mit vorzugsweise in s (diagonal links
unten-rechts oben) ausgerichteten Spalten.
Tektonische Entmischung mit Neukristallisation
von Quarz (dunkelgrau) und Realgar (grauweiß).
Polierter Anschliff, 1 Nicol.
Ausschnitt 3,7 x 2,4 mm.

Tabelle 10.

Mikrosonde-Meßdaten (%) der Erzminerale von Qiaogiaooshang.

* = in China analysiert; alle anderen Proben von Liu Jianming an der Universität Innsbruck analysiert.

Standard: Troilit, Pentlandit und reine Metalle; 15 KV.

K/A = Mol-Kationen/Mol-Anionen. Leere Zellen = nicht bestimmt.

Nr.	Mineral	S	Fe	Cu	Zn	Sb	Pb	Au	Ni	Ti	As	Summe	K/A
QLiueich*	Arsenkies	22.42	36.13								40.98	99.53	1.92
Q-6	Bleiglanz	12.00	1.69	0.01	0.17	3.20	79.16			0.01		96.24	0.85
Q-3	Bournonit	19.18	1.57	13.34	0.04	22.87	45.24			0.01		102.25	0.93
Q-3	Bournonit	18.61	1.81	13.00	0.08	23.01	44.03			0.00		100.54	0.91
Q-3	Cu-Sb-Fe-S	31.35	17.50	28.64	3.95	14.73	0.02			0.00		96.19	1.03
Q-3	Cu-Sb-Fe-S	35.23	23.19	24.70	2.95	14.70	0.00			0.01		100.78	1.13
Q-3	Cu-Sb-Fe-S	28.10	12.35	36.21	4.81	15.94	0.08			0.01		97.50	0.88
Q-3	Cu-Sb-Fe-S	32.10	18.44	27.29	3.79	16.73	0.00			0.01		98.36	1.05
Q-3	Cu-Sb-Fe-S	36.88	22.13	24.91	3.64	14.94	0.24			0.00		102.74	1.19
Q-3	Cu-Sb-Fe-S	29.71	15.46	35.39	4.60	14.20	0.18			0.00		99.54	0.91
Q-3	Cu-Sb-Fe-S	39.91	29.61	21.38	1.94	12.32	0.43			0.00		105.59	1.24
Q-3	Cu-Sb-Fe-S	30.75	18.49	18.31	3.17	25.62	0.12			0.02		96.48	1.09
Q-3(1-a)	Tetraedrit	25.44	4.25	34.88	7.95	24.77	0.04					97.33	0.83
Q-3(1-a)	Tetraedrit	26.07	3.53	35.23	8.37	24.92	0.00					98.12	0.86
Q-3(1-a)	Tetraedrit	26.78	2.90	34.15	9.69	23.56	0.00					97.08	0.90
Q-3(1-a)	Tetraedrit	27.53	3.08	33.46	15.71	23.72	0.00					103.50	0.84
Q-3	Tetraedrit	25.43	3.39	37.38	6.22	23.52	0.00			0.01		95.95	0.85
Q-3	Tetraedrit	25.34	3.28	37.56	6.17	23.31	0.00			0.01		95.67	0.84
Q-3	Tetraedrit	25.71	3.49	37.13	6.14	23.08	0.12			0.00		95.67	0.86
Q-3	Kupferkies	34.28	27.44	32.38	1.04	3.48	0.00			0.00		98.62	1.02
Q2-1	Pb-Sb-Sulfos.	18.28	10.13	0.00	0.00	24.53	46.34	0.00	0.00			99.28	0.94
Q2-1	Pb-Sb-Sulfos.	18.09	2.52	0.00	0.00	23.86	52.39	0.00	0.00			96.86	1.14
Q-6(2-1)	Pb-Sb-Sulfos.	18.62	0.94	0.00	1.42	23.05	59.59			0.01		103.63	1.13
Q-6(2-1)	Pb-Sb-Sulfos.	17.18	0.91	0.03	0.54	22.11	56.03			0.03		96.83	1.12
Q-6(2-1)	Pb-Sb-Sulfos.	18.69	0.72	0.02	0.95	21.28	58.54			0.01		100.21	1.20
Q-6(2-1)	Pb-Sb-Sulfos.	18.82	0.07	0.00	0.76	21.55	58.12			0.00		99.32	1.25
Q-6(2-1)	Pb-Sb-Sulfos.	18.64	0.51	0.05	0.71	21.91	60.42			0.00		102.24	1.18
Q-6(2-1)	Pb-Sb-Sulfos.	16.61	1.27	0.05	0.74	21.94	54.81			0.00		95.42	1.08
Q-6(2-1)	Pb-Sb-Sulfos.	18.80	1.43	0.00	1.37	22.01	56.61			0.00		100.22	1.17
Q-Dt-4	Pyrit	50.86	46.66	0.20	0.00	0.00	0.04	0.04	0.00			97.80	1.89
Q-Dt-4	Pyrit	51.08	46.31	0.02	0.02	0.02	0.05	0.00	0.00			97.50	1.92
Q-3	Pyrit	50.08	46.31	0.29	0.09	0.26	0.09			0.00		97.12	1.86
Q-Dt-4	Pyrit	51.03	46.31	0.00	0.06	0.00	0.00	0.01	0.00			97.41	1.92
Q-Dt-4	Pyrit	50.79	46.50	0.00	0.00	0.01	0.00	0.09	0.00			97.39	1.90
Q2-1	Pyrit	50.95	46.18	0.02	0.03	0.01	0.25	0.08	0.00			97.52	1.92
Q-Dt-4	Pyrit	50.73	46.42	0.10	0.00	0.01	0.00	0.10	0.00			97.36	1.90
Q-Dt-4	Pyrit	50.52	46.53	0.00	0.02	0.00	0.00	0.00	0.00			97.07	1.89
Q2-1	Pyrit	49.54	45.06	0.00	0.00	0.56	0.55	0.00	0.14			95.85	1.90
Q-Dt-4	Pyrit	50.88	46.56	0.01	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00			97.45	1.90
Q-Dt-4	Pyrit	50.92	46.63	0.00	0.03	0.00	0.00	0.00	0.00			97.58	1.90
Q-6	Pyrit	50.74	45.99	0.06	0.04	0.03	0.00			0.11		96.97	1.92
Q-Dt-4	Pyrit	50.96	46.37	0.00	0.00	0.00	0.04	0.00	0.00			97.37	1.91
Q-3(1-a)	Pyrit	51.52	44.57	0.01	0.07	0.00	0.00					96.17	2.01
Q-3	Pyrit	49.62	45.55	0.04								95.21	1.89
Q-3	Pyrit	51.28	48.58	0.06	0.00	0.00	0.38			0.22		100.52	1.83
Q-6	Pyrit	49.05	46.02	0.05	0.06	0.02	0.00			0.02		95.22	1.85
Q-6	Pyrit	51.43	46.45	0.10	0.33	0.00	0.00			0.01		98.32	1.91
Q-6	Pyrit	49.76	46.44	0.08	0.07	0.00	0.01			0.01		96.37	1.86
QLiueich*	Realgar	31.36	0.38		0.00	0.00		0.00			68.26	100.00	1.07
Q2-1	Zinkblende	32.75	3.00	0.00	60.10	0.02	0.00	0.00	0.00			95.87	1.05
Q-3	Zinkblende	33.63	0.93	0.02	62.95							97.53	1.07
Q-3(1-b)	Zinkblende	33.76	1.97	0.05	65.52	0.01	0.00					101.31	1.01
Q-3	Zinkblende	33.19	1.43	0.65	60.56	0.12	0.53			0.00		96.48	1.07
Q-3	Zinkblende	33.19	0.86	0.08	62.36	0.01	0.00			0.00		96.50	1.07

minerale Quarz, Calcit, Dolomit und Ankerit. Ein höherer Hg-Gehalt fällt in der Erzanalyse dieser Lager auf, während in der tieferen Erzlagergruppe Realgar und Hg zurücktreten oder fehlen.

Pyrit

In sehr verschieden alten genetischen Stadien, als Relikt der Sedimentbauzonen feinklaminert angereichert in Form von Framboiden und Mikrolithen sowie Kleinkriställchen; genetisch mehrdeutig in homogener Verstreuer über geschichtete Teilbereiche des Erzkörpers und des Nebengesteins. Häufig im Verbands der „Tonsubstanz“ Illit-Sericit. Verschiedene Wachstumsstadien durch zonare Interngefüge und unterschiedliche Reinheit markiert. Gelegentlich s_i (Intergefüge s) in Idioblasten. Pyrit ist das allgemein häufigste sulfidische Erzmineral, weil Realgar nur im Nordteil der Lagerstätte, in den stratigraphisch höheren Lagern, Pyrit aber überall auftritt. Wichtig als Träger des submikroskopischen Au-Gehaltes, zusammen mit Arsenkies.

Markasit

Gegenüber Pyrit weit zurücktretend. Feinschichtige xenomorphkörnige Krusten, die z.T. nachweislich im Quarzit-Calcit-Ton-Schichtverband die relikte s -Lage repräsentieren. Die ehemalige syndementäre Feinschichtung ist in den dünnen Krusten durch Quarz-Calcit-Ton-Pigmente als Interngefüge s_i noch erhalten. Je nach mechanischer Beanspruchung des kristallinen Verbandes als „starre Kruste“ zu Schollen mit korrespondierenden Konturen zerbrochen und zum Teil weggedriftet. Typ „tektonische Deformationsbrekzie“.

Arsenkies

Eher seltene Erzkomponente; in idiomorph- und hypidiomorph-körnigen, teilweise offenen Aggregatgefügen, mit rhombenförmigen Querschnitten mikroskopisch identifizierbarer Kriställchen. Als wahrscheinlicher Träger von submikroskopischen Au-Beimengungen zusammen mit Pyrit wichtiges Mineral.

Realgar

Ist auf Grund seiner starken Beteiligung im Nordbereich der Lagerstätte als Haupterzmineral zu bezeichnen. In Form von Mikrolithen (< bis > μm -Bereich) in Quarz verschiedener genetischer Typen als Pigment homogen oder wolkig diffus verteilt; hauptsächlich aber in den allgemeinen Feinlagenbau der Erzkörper subparallel als klein- bis grobkristallines, xenomorph-, seltener hypidiomorphkörniges geschlossenes Realgaraggregat mit einbezogen (Abb. 92, 93, 94); sehr häufig in quasiparallelen, bankrechten und schräg zu s ausgerichteten Rissen als tektonische Entmischung und Verheilung (Abb. 95, 96), in diesem Fall meist zusammen mit Quarz, gelegentlich auch mit Calcit, seltener mit Antimonit. Auf Grund von mehreren einander überlagernden Deformationen und postdeformativen Kristallisationen ist auf mehrere Realgar-Generationen zu schließen.

Antimonit

Ist zwar häufiger Nebengemengteil im Qiaqiaoshang-Erz, doch immer nur in kleineren Aggregaten vertreten, zusammengesetzt aus feinkörnigen Verwachsungen typisch lamellierter und deformierter Körner. Gehört offensichtlich mit Realgar auch zu den jüngsten Kristallisationen.

Erzmineral-Spuren

Kupferkies, Zinkblende, Bleiglanz, Tetraedrit, Bournonit, Covellin, Stibioenargit, Scheelit und Fe-Pb-Sb- sowie Cu-Fe-Pb-Sb-Sulfosalze (Tab. 10).

Gold

Ist zwar chemisch-analytisch in den Erzlagern nachgewiesen, vor allem in der stratigraphisch tieferen Südzone, aber die Sichtbarkeit ist weder makro- noch mikroskopisch gegeben. Es ist noch ungeklärt, welche Minerale Träger des Goldes sind. Aber theoretisch sollten Pyrit und Arsenkies Träger von submikroskopischen Au-Beimengungen sein. Für diese Annahme spricht auch, daß die Realgar-arme, Pyrit-Arsenkies-reichere Südzone mehr Gold als die Realgar-reiche höhere Nordzone enthält.

Quarz

Ist in Form von chalcedonartigen Feinquarzresten, hauptsächlich aber als mikrokristalliner Feinquarzit, oft zusammen mit Calcit-Mikrospatit und Sericitfilz am feinklaminaren Bau des sehr schwach metamorphen Sedimentes beteiligt; so ist Quarz besonders in den auffallend SiO_2 -reichen Erzkörpern das dominierende Mineral überhaupt. Jüngere, hypidiomorph- bis xenomorphkörnige Aggregate weisen Interngefüge oft zonar durch stationären Pigmenteinbau, seltener als s_i -Relikte auf. Ganz allgemein kann Quarz in den Lagererzkörpern als Matrix bezeichnet werden. Der auffallend hohe SiO_2 -Gehalt wird infolge der diagnostizierbaren Umkristallisationen von chinesischer Seite auch für Alteration und Verquarzung (Verkieselung) der Erzkörper gehalten.

Calcit, Dolomit und Ankerit

Als Mikrospatit feinlagig und homogen mit Sericit und mit Quarz verwachsen, demnach auch nach Sammelkristallisation noch in der Paragenese mit Quarz (Abb. 90). Größere Calcitkristalle sind fast immer durch polysynthetische Zwillinglamellen gekennzeichnet.



Bei den als Erzparagenese genannten Mineralen handelt es sich durchwegs um authigene Komponenten, die sowohl im Lagenbau als auch im tektonischen Fugennetz der Schichterzkörper das kristalline Gefüge bilden. Damit ist aber die Zusammensetzung noch nicht vollständig, denn es fehlen unterschiedlich viele allothigene Bestandteile, die im Erz quantitativ oft stark vertreten sind. Gemeint sind jene detritischen Komponenten, die in der Hauptsache das Nebengestein zusammensetzen. Es ist

Tabelle 11.
NAA-Meßdaten (% bzw. ppm) von Pyrit und Begleitmineralen von Qiaqiaoshang (gemessen am Chengdu College of Geology).

Mineral	Fe(%)	As(%)	Ba(%)	Au	Ag	Sb	W	Zn	Hf	Ta	Co	Cr	Sc	Th
Pyritframboide	56.10	13.66	0.21	2.69	1.60	121.00	420.00	194	1.93	0.70	63.80	43.00	0.64	3.06
Pyrit im Erz	52.20	14.64	3.00	21.90	2.90	216.00	140.00	2760	1.40	0.50	68.00	23.00	1.21	3.11
Quarz im Erz	0.89	0.01	0.04	0.09	<0.20	4.43	0.50	7	0.09	0.05	0.60	3.60	0.29	0.20
Illit im Erz	2.70	0.37	0.19	1.46	1.30	27.20	2.80	20	4.50	0.42	10.42	14.10	143.00	18.20

Tabelle 12.

Mikrosonde-Meßdaten (%) des Pyrit-Zonarbaues (nach Hu Jinpei, 1991) sowie von Arsenkies (von Liu Jianming der Universität Innsbruck analysiert).

		Fe	As	S	Summe	Formel
Py-Außenzone	n = 10	46.15	3.67	49.45	99.77	Fe (As _{0.0593} S _{1.885})1.944
Py-Innenzone	n = 5	45.96	2.33	50.87	99.16	Fe (As _{0.0377} S _{1.9277})1.965
Arsenkies	von - bis	34.7-37.56	38.86-43.42	20.25-23.25	98.08-100	
	Durchschnitt	36.13	40.98	21.44	99.54	Fe As _{0.8454} S _{1.0808}

die pelitische Substanz mit illitisch-sericitischen Tonmineralen, mit etwas Chlorit und den akzessorischen Schwermineralen, an welcher aber auch Quarz, Quarzit, Karbonatminerale pelitisch-siltiger Kornfraktionen und feinspannmitische Gesteinsteilchen Anteil haben. Die Beteiligung dieser „Nebengesteinsminerale“ am Erzkörper, und zwar in statistisch schichtförmiger Lage, und ihre prinzipiell gemeinsame mechanische Beanspruchung zusammen mit den authigenen Kristallisaten der Erzkörper, bietet besondere genetische Aussagekraft; ganz abgesehen davon, daß natürlich diese komplexe Zusammensetzung des Erzes bei pauschaler chemischer Analyse zu beachten ist und entsprechend gravierend die montanwirtschaftliche Nutzung bei Aufbereitung und Laugung beeinflusst.

6.6.4.3. Geochemische Daten einiger Erzminerale

Pyrit

Für die Analyse des Pyrits wurden Kristalle aus zwei Milieus herangezogen, nämlich einerseits aus dem Nebengestein Framboid-Pyrit und feinkörnige Kriställchen aus s-parallelen, schlierenförmigen Aggregaten, andererseits „Erz-Pyrit“ aus verschiedenen Kristallisaten von Erzkörpern. Mittels Neutronenaktivierungsanalyse (NAA, Gamma-Spektrometrie) wurde im Chengdu-College of Geology eine Reihe von Haupt- und Spurenelementen ermittelt. In Tabelle 11 fallen reichlich Unterschiede zwischen den Pyriten verschiedenen Entstehungsmilieus auf. Der Erz-Pyrit enthält demnach viel mehr Au, Ag, Sb und Zn als der Nebengesteins-Pyrit. Im Gegensatz dazu weist dieser höhere W-, Mo-, Cr- und U-Werte auf. Bemerkenswert ist in diesen beiden Pyrittypen ein hoher As-Gehalt sowie ein Ni/Co-Verhältnis um 1,3.

Für Pyrite mit Zonarbau liegen einige Meßergebnisse mit der Elektronenstrahlmikrosonde, durchgeführt im Forschungsinstitut Emei (Sichuan), vor. Die Meßdaten (Tab. 12) geben zu erkennen, daß eine Außenzone mit gering höherem As-Gehalt verglichen mit der Innenzone vorliegt.

Arsenkies

Mikrosondeanalysen von Arsenkies (Tab. 10) weisen das Erzmineral mit rund 41 % als offenbar As-arm aus, verglichen mit den theoretischen Werten: Fe 34,3 %, As 46 %, S 19,7 % (RAMDOHR, 1975).

Der chemisch, wie allgemein bekannt, sehr reine Realgar kommt als Goldträger nur unbedeutend in Frage. Das wird in der Qiaqiaoshang-Lagerstätte praktisch auch durch die Beobachtung bestätigt, daß die höhere N-Erzzone mit viel Realgar keineswegs durch hohe Goldgehalte auffällt. Für den Gehalt des Goldes kommen also hauptsächlich Pyrit und Arsenkies in Betracht, die in beiden, stratigraphisch etwa 270 m voneinander entfernten Erzlagergruppen angereichert sind. Dazu dürfte auch noch die „Tonsubstanz“ i.w.S. als möglicher Au-Kollektor in den Lagerstättenkörpern zu beachten sein.

Von chinesischer Seite liegen Spurenelementuntersuchungen von Gestein bzw. Erz entlang von „Kluftgruppen“ der Lagerstätte vor. In dieser Aufstellung von Li Mingshun (1989) (Tab. 13) stellt aber, wie bekannt, die „Kluftgruppe WE“ eine schichtparallele Kluftschar, Schichtfuge oder überhaupt nur die Schichtung dar. Und hier fällt begreiflicherweise der fast durchaus höchste Metallgehalt in dieser schichtparallelen Zone auf.

6.6.5. Praktische Erkenntnisse für den Bergbau

Die bisherigen Aufschließungen im Tagebau mit rund 150 m Höhendifferenz ergaben bereits die bergbaulich wesentliche Erkenntnis von der Existenz schichtungsparalleler Erzkörper, die im N-fallenden Trias-Schichtpaket in Form von zwei bis drei Gruppen angeordnet sind. Daraus ergibt sich die logische und einfache Folgerung, solche Erzlager auszurichten bzw. die stratigraphisch analogen Niveaus im weiteren Umkreis zu prospektieren. Es ergibt sich aber ebenso die Forderung, den tektonischen Formungsablauf symmetrologisch verstehen zu lernen, um den Einfluß von Faltungen und Verwerfungen auf die Sedimentabfolge samt den Erzkörpern prognostizieren zu können. Dazu gehört auch die Beurteilung der im Nahbereich der Lagerstätte wirksamen Xueshan-EW-Überschiebungsfläche. Die sehr wahrscheinliche Verschiebungstendenz an dieser Störung ist (als *h01*-Kluft des tektonischen Gefüges mit dominierender Achsenlage *B* = NW (WNW)–SE (SSE)) nach NE (NNE) gerichtet. Sie könnte die stratigraphisch höhere, also nördliche, Gruppe von Erzlagern im noch nicht aufgeschlossenen Gebiet abgeschnitten haben.

Im Falle erforderlichen selektiven Abbaues von schichtigem Erz ergeben sich wegen der lokal vorliegenden Ver-

Tabelle 13.

Spurenelementgehalte (ppm) von vier Kluftgruppen in der Lagerstätte Qiaqiaoshang (nach Li Mingshun, 1989).

Kluftgruppe		Au	Ag	Hg	Sb	As	Cu	Pb	Zn	Ni	Co
WE	n = 156	0.140	1.23	3.11	5.65	1127.0	27.25	30	191.5	38.5	18.1
SN	n = 7	0.040	0.10	2.30	6.00	1640.0	24.00	34	110.0	15.0	15.0
NE	n = 15	<0.002	0.22	0.12	1.27	18.5	21.73	73	124.0	31.4	31.4
NW	n = 3	<0.002	0.12	0.07	0.75	3.5	10.00	15	<30.0	<10.0	<10.0

faltung im Meter- bis Zehnermeter-Bereich, teilweise mit nicht-konstanter Achsenlage, sowie wegen Transversalschieferung schräg zu ss, außerordentliche Schwierigkeiten. Bei Hereingewinnung größerer Kubaturen können eventuell festgestellte Schwankungen im Edelmetallgehalt durch solche Verfaltungen und Zergleitungen von Erzlagern erklärt werden. Die Beachtung von Leitschichten oder die Farbe der Erzlager selbst (z.B. dunkelgrau, schwarz, bzw. orangerot im Falle der Realgarbeteiligung) wird von großem Vorteil sein.

6.7. Au-Lagerstätte Zheboshan

Eine bezüglich des m-o-triadischen Nebengesteins und der allgemeinen Horizontgebundenheit des Erzes entsprechende Au-Lagerstätte ist ca. 26 km Luftlinie NE von Dongbeizhai im Jahr 1986 durch Bachsediment-Prospektion entdeckt worden. Die Entfernung beträgt von der Provinzhauptstadt Chengdu etwa 260 km Luftlinie in Richtung NNW und von Songpan 40 km nach NW. Das überwiegend vegetationsbedeckte Hochland in einer Höhe um 4.000 m wird seit 1988 durch Schurfgräben, kleine Anrisse über Tage und kurze Stollenvortriebe weiter, und zwar bisher mit Erfolg, auf etwa 300 m Höhenunterschied aufgeschlossen. Somit liegen die miteinander verwandten Lagerstätten Zheboshan (im W), Dongbeizhai (Mitte) und Qiaoqiaoshang (im E) auf einer etwa WNW-ESE verlaufenden 40 km langen gedachten Linie.

6.7.1. Geologisch-tektonischer Überblick

Die Au-Lagerstätte Zheboshan liegt ca. 25 km westlich der NNE-SSW-verlaufenden Minjiang-Störungszone. Es ist auch im Raum Zheboshan wieder die m-o-triadische, im Detail allerdings hier als Zagunao-Gruppe bezeichnete Abfolge, welche direkt oder indirekt als Erzträger, in einem stark zu Mulden und Sätteln verfalteten Gebiet entwickelt ist (Abb. 97). Aber die bisher hauptsächlich zwischen etwa 3.700 und 4.100 m geschaffenen Aufschlüsse liegen im Bereich eines, großräumig den Schichten folgenden, morphologisch gut ausgebildeten N-S-Taleinschnittes (Abb. 98), in dessen Mittelteil aber ein S-förmiges Verschwenken der Schichten auf

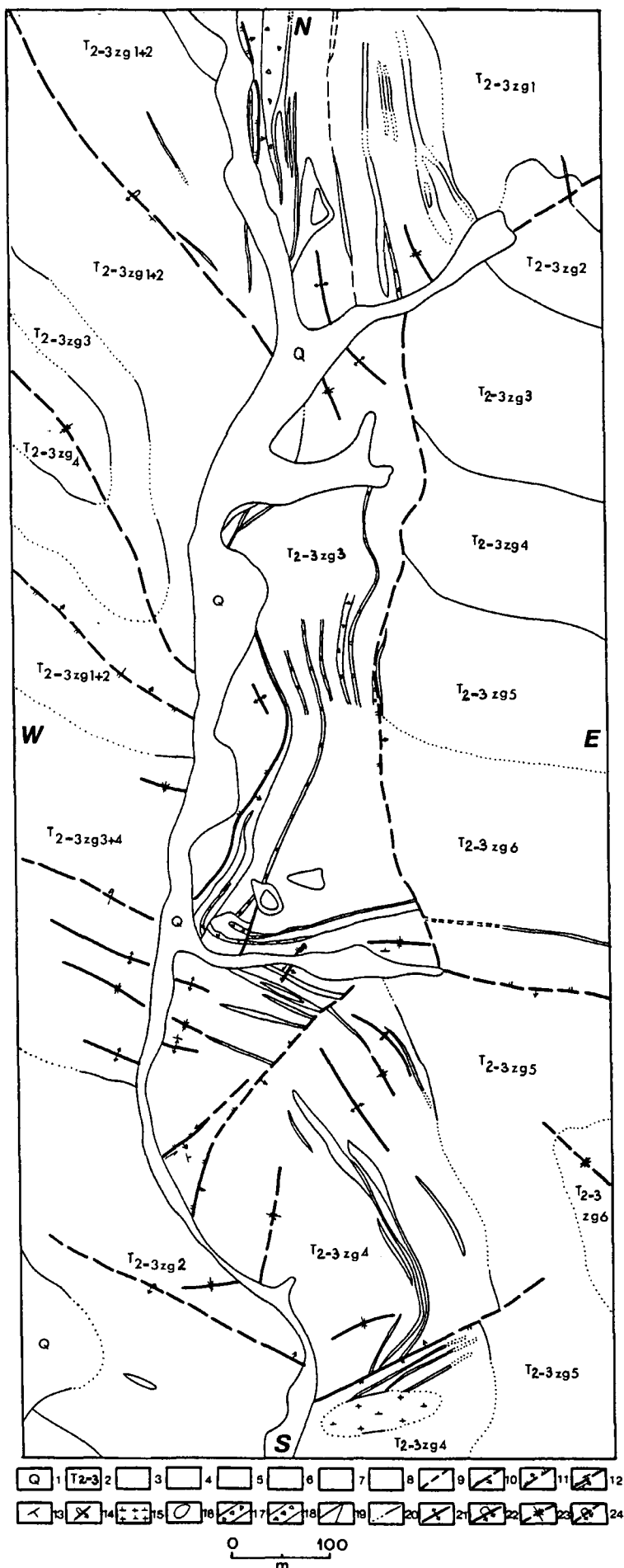


Abb. 97.
Geologische Grundrißskizze des Schurfgebietes der Goldlagerstätte Zheboshan (nach einer Karte des Geologischen Schurfteams für NW-Sichuan).

1 = Quartär; 2 = T_{2-3zh}, Trias; 3, 4, 5, 6, 7, 8 = T_{2-3zg1-1, 2, 3, 4, 5, 6, 7, 8}, Triasschichtfolge; 9, 10, 11, 12 = Scherklüfte; 13 = normale Schichtlagerung; 14 = inverse Schichtlagerung; 15 = Granodiorit; 16 = Dacit-Gang; 17, 18 = Intrusivbrekzie, sedimentäre Brekzie; 19 = Golderzkörper; 20 = beobachtete bzw. vermutete stratigraphische Schichtgrenze; 21, 22 = normale und inverse Sattelachse; 23, 24 = normale und inverse Muldenachse.

Abb. 98.

Das nach dem Schicht- und Kluftrreichen hier N-S ausgerichtete Schurfgebiet der Lagerstätte Zheboshan am 4.000 m-Hochgebirgsplateau.



WNW-ESE auffällt. Der Taleinschnitt wird von den chinesischen Bergleuten und Geologen als Anzeichen einer Kluft bewertet, die allerdings mangels Aufschlüssen noch ungenügend lokalisiert ist. Sie sollte zum Minjiang-Störungssystem gehören. Für den Großraum wird von Falten mit NW- und WNW-verlaufenden Achsen berichtet.

Die triadische fein- und feinstkörnig-detritische Sedimentabfolge enthält im Lagerstättenareal Einschaltungen von grünlichen Tuffitwischenschichten bzw. überhaupt allgemein tuffverdächtige Mineraleinstreuungen und läßt somit Zusammenhänge mit andernorts nachgewiesener submarin-vulkanischer Aktivität in der Triaszeit erkennen (vgl. 6.1.).

Eine Besonderheit dieses Lagerstättenareals ist, daß das sehr schwach metamorphe sandig-tonige Trias-Sedimentgestein transversal und spitzwinkelig von Intrusionen aus Granodiorit, Quarzdiorit und Dacit, meistens als Ganggestein, durchsetzt wird. K-Ar-Altersbestimmungen haben ein Alter zwischen 166 und 169 Mio. J., also Mittel-Jura, ergeben. Der Kontakt ist durch Thermomorphose, z.B. Hornfels und Skarnbildungen, gekennzeichnet. Bemerkenswert ist, daß die mit der Schichtung im Mittelteil verbogenen Erzlager von einem Dioritgang mit geradem Verlauf geschnitten werden. Im Zusammenhang mit den Neubildungen von Kontaktmineralen ist auch ein gewisser Goldgehalt im Skarn festgestellt worden.

Aus diesen Besonderheiten der triadisch-sedimentären, vulkanisch-sedimentären und jurassischen plutonisch-intrusiven Entwicklung resultieren in der Lagerstätte Zheboshan nach den bisherigen Erfahrungen vier Vererzungstypen:

- Eine an das feinklastische Triassediment schichtförmig gebundene Metellanreicherung.
- Eine an die Ränder der Granodiorit-Quarzdiorit-Intrusionskörper und den Dacit-Gang gebundene Vererzung.
- Eine im Gangbereich mineralisierte polymikte Brekzie.
- Verschiedene s-diskordante vererzte Deformationsbrekzien.

6.7.2. Petrographie der Nebengesteine

Das für diese Au-Lagerstätte wichtige Nebengestein gehört nach den Erfahrungen chinesischer Kollegen in die m-o-triassische Zagunao-Serie (T_{2-3z} , vgl. Abb. 6). Es wird überwiegend repräsentiert durch hellgraue, gelblich anwitternde dichte, gut geschichtete und häufig nach s verschieferte Mergel, in denen sich auf den Schieferungsflächen durch Glimmerhäute Seidenglanz zeigt und die durch feine Sand- und Karbonatzwischenlagen gegliedert erscheinen. Dadurch kommen Farbvarianten in der Schichtung zustande. Dunkle Lagen fallen auch schon makroskopisch durch höheren Pyritgehalt auf. Die s-Flächen tragen oft B-Lineation und stellen überwiegend S-Tektonite dar, die man mit einer Sammelbezeichnung als

sandiger bis toniger Mergelschiefer mit Varianten zu Karbonatschiefer bis -phyllit bezeichnen könnte.

Der Mineralbestand umfaßt nach dem mikroskopischen Befund hauptsächlich Tonminerale, u.zw. Illit, Sericit, hellen und dunklen Glimmer, Quarz, Quarzit, Karbonat, u.zw. Calcit und Dolomit. Der in den feinsandig-tonigen Sedimenten fast immer mitbeteiligte authigene Pyrit in relikter Framboid-Form und idiomorphen Kleinstkriställchen bis zu Idioblasten mit stationär zonar eingebautem Sericit oder Quarz sowie auch mit Interngefüge s_i , vervollständigt die qualitativ wichtigsten Komponenten, die die wesentlichen Variablen für die Gesteinsfarbe und die Schichtung darstellen. Allerdings darf nicht auf die oft reichlich enthaltenen inkohlten Pflanzenreste vergessen werden, die, wie schon von Dongbeizhai und Qiaoqiaoshang beschrieben, zwar als Kohle i.w.S., aber im einzelnen doch als rangmäßig und gestaltlich verschiedene detritische Komponenten auftreten. Es handelt sich auch hier wieder um zwei Phytodetritystypen, einerseits um meist blättchenförmige Semigrafite mit einem Reflexionsvermögen $R_{\max} = 6,00-8,30 \%$ (546 nm, Öl), ($R_{\max}$ -Mittelwert = 7,14 %) und andererseits um körnchenförmigen und nicht-figurierten Detritus von Vitrit mit $R_{\max} = 1,86-2,90 \%$, ($R_{\max}$ -Mittelwert = 2,36 %), was für eine Einordnung zu Ess- bis Magerkohle spricht. Zudem wurde an detritischen Inertinitmaceralen (Fusinit und Inertodetrinit) $R_{\max} = 3,13-4,85 \%$ ($R_{\max}$ -Mittelwert = 3,95 %) gemessen. Sekretions-Sklerotinit ist in Abb. 99 zu sehen. Die diesbezügliche Kohlen-Diskussion ist in den Abschnitten 6.5.2. und 6.5.2.1. enthalten. Allerdings weist der, verglichen mit den anderen Trias-Lokalitäten, hier höhere Inkohlungsgrad beider Phytodetritystypen doch auf eine thermomorphomorphe Beeinflussung der Kohlekomponenten im Intrusiv- und Gangkontakt zu den magmatischen Gesteinen hin.

Akzessorien wie Rutil u.a. Ti-Mineralen, Apatit, Turmalin, Zirkon sind in den diskutierten mergeligen Sedimenten immer enthalten. Selten fallen Phosphoritteilchen als Biode-tritus auf.

Schichtige Einschaltungen von Karbonat bestehen aus xenomorph-fein- bis gröberspätigem Dolomit und bzw./oder Calcit und können von Glimmer und Quarzfeinsand verunreinigt sein.

Tuffitische Zwischenschichten im Triassediment sind durch reichlich Quarz- und Quarzitgehalt, Feldspäte wie Orthoklas, Mikroklin, Plagioklas, häufig $\pm$ sericitisiert,

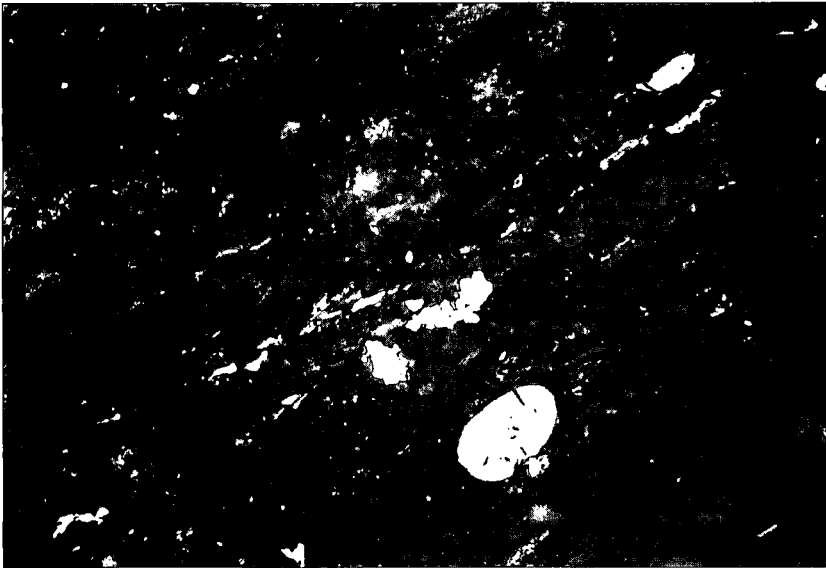


Abb. 99.
Inkohltter Phytodetrinit ist in den klastischen m-
o-triassischen Sedimenten eine häufige Neben-
komponente.

Hier Sekretionssklerotinit (ovaler Querschnitt,
hellgrau) und Inertodetrinit (in s gestaltlich einge-
regelte längliche hellgraue Macerale) im Sericit-
quarzit; s diagonal links unten – rechts oben.

Pyrit und Arsenkies: weiß.
Polierter Anschliff, 1 Nicol.

Ausschnitt 0,9 x 0,6 mm.

sowie durch Chlorit, Rutil, Zirkon, Hämatit und oft viel Pyrit gekennzeichnet und erscheinen freisichtig als sehr feinkörnige graue, auch grünlichgraue Sandsteine. Wenn auch einige schichtige Lagen von diesem pyroklastisch verunreinigten Sediment vorkommen, so zeigt doch ein mächtiger Anteil der sandig-tonigen Abfolge diese häufig splitterigen Kristallkomponenten auch in eher homogener Verteilung.

Der Granodiorit wirkt makroskopisch als mittel- bis feinkörniges, weiß-grau gesprenkeltes Magmagestein, wobei die Chloritisierung dunkler Komponenten zu einem grünlichen Farbeinschlag Anlaß gibt. Der Mineralbestand umfaßt, der Gesteinsbezeichnung entsprechend Quarz, Plagioklas, Kalifeldspat, Biotit, Hornblende und Muskovit. Als Plagioklas-reiche Abart ist auch Quarzdiorit an den Intrusionen beteiligt.

Ein vorwiegend in Gängen auftretendes Gestein mit porphyrischem Gefüge erweist sich auf Grund des Mineralbestandes als Dacit bzw. Quarzdioritporphyrit oder Granodioritporphyr.

Die sauren bis intermediären, mitteljurassischen Intrusionskörper bzw. Gänge verursachten im triadischen Sedimentgestein entsprechende Kontakterscheinungen mit Neubildungen von z.B. Epidot, Hedenbergit, Quarz, Calcit, Spinell. Auch Turmalinisierung, Topasierung, Sericitisierung und Chloritisierung sind festzustellen. Diese thermischen Kontaktzonen sind insofern auch von lagerstättenmäßigem Interesse, als in Teilbereichen Goldgehalte darin nachgewiesen sind. Die vermutlich z.T. subvulkanischen Magmatitkörper sind im NE-Teil des Lagerstättenareals mit einer Größe von z.B. 800 x 500 m² Fläche sowie als Gänge mit bis 150 m Länge und 5–20 cm Breite festgestellt worden. Der Verlauf der Gänge scheint von Kluftsystemen vorgezeichnet zu sein.

Auch Deformationsbrekzien begleiten stellenweise die Kontaktzonen. Die polymikten Komponenten bestehen aus bis über cm-großen Fragmenten des triadischen Nebengesteins mit dem Mergelschiefer und Quarzit sowie der magmatischen Gesteine. Die erst begonnenen Forschungen lassen den Schluß zu, daß einerseits im Gangbereich Schlotbrekzien mit auffallenden Mineralneubildungen vorliegen, andererseits aber auch durch tektonische Zergleitungen des mechanisch anisotropen Felsbereiches Abscherungen von Gesteinskomponenten erfolgt sind.

6.7.3. Das tektonische (s-, B-, Kluft-) Gefüge

Während einer Begehung der bisher spärlichen geschaffenen Aufschlüsse haben wir an drei getrennten Teilbereichen tektonische Daten gemessen.

Ein etwas größerer Geländeanriß am Osthang des Tales zeigt intensive Verfaltungen des teilbeweglichen sandig-tonigen Schiefers im Dezimeter- bis Meterbereich, was diesen Felsbereich als B-Tektonit charakterisiert. Damit ist aber hier die auf engem Raum stark wechselnde Schichtlage kein allgemein repräsentatives Gefügeelement. Jedoch kommt die scharfe Tautozonalität der Faltenknäuel im Diagramm Abb. 100 mit einer dominierenden Achsenlage B mit 33° SE-Einschieben klar zur Geltung. Zusätzlich kann eine auf den Schieferungsflächen geprägte B-Lineation durch Fältelungen mit $B = 122^\circ 25' E$ als syntektonisch und somit eine Übereinstimmung der Teilbewegungen bewertet werden. Überblickbare Einzelfalten ergeben getrennt konstruiert $\beta = B = 139^\circ 30' SE$, $\beta = B = 84^\circ 20' E$, und $\beta = B = 70^\circ 30' ENE$.

Mit Annäherung an den durch einen Bachlauf markierten Graben erscheinen die Schichten konstant mit WNW-ESE-Streichen und wechselnd steilem Fallen nach NNE bzw. SSW geneigt. Die in einem langen, im Hanggefälle angelegten Schurfgraben gemessenen s-Daten ergeben eine gute β -Bündelung bei $117^\circ \pm$ horizontal. Einzelmessungen

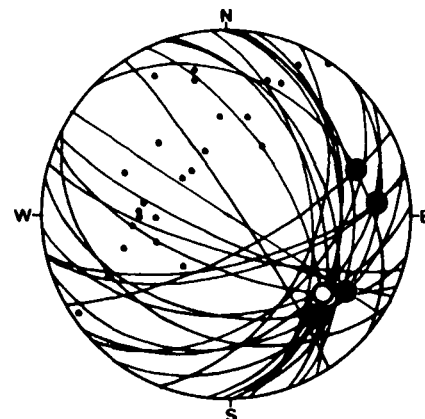


Abb. 100.
Tagebau-Aufschluß der Lagerstätte Zheboshan.
25 repräsentative s-Flächen in Großkreis- und Lotpunktdarstellung, mit B-Lineationen als Fältelungsachsen auf s (große Punkte) und konstruktiv statistisch ermittelte β -Achsen des Teilbereiches.

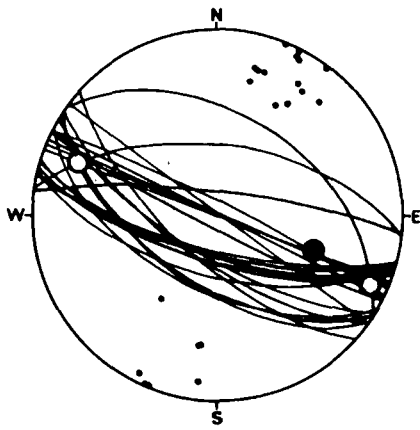


Abb. 101.

21 s-Flächen (Großkreise, Lotpunkte) aus einem Schurfgraben der Lagerstätte Zheboshan, mit B -Fältelungsachse und β -($= B$ -)Achse einer Teilfalte und statistisches β des Bereiches.

sungen schwach gefalteter s-Flächen ergeben konstruktiv $\beta = 115^\circ 10^\circ$ ESE und $\beta = 289^\circ 20^\circ$ WNW (Abb. 101). An Scherklüften konnten wir in den bisher genannten Geländeausschnitten nur $h0l$ -Gleitungsflächen mit Relativbewegungen orthogonal b registrieren.

Auf der W-Seite des Grabens haben wir einen natürlichen Felsaufschluß zur Beurteilung der tektonischen Verformung genützt. Erstaunlicherweise ergibt die konstruktive Darstellung auf der Lagenkugel hier exakte Tautozonarität der s-Flächen durch ziemlich konstantes E-W-Streichen, aber im N- und S-Einfallen stark differierende Winkelwerte (Abb. 102). Diese so gut wie horizontale $\beta = B$ -Achsenorientierung steht im Gegensatz zu der vorherrschenden Achsenlage im Ostgehänge und stützt somit die von einigen chinesischen Kollegen geäußerte, aber umstrittene Annahme einer talbildenden N-S-Kluft.

Das hier beschriebene Flächen- und Achsengefüge in drei Teilbereichen des noch ungenügend aufgeschlossenen Lagerstättenbereiches darf nicht verallgemeinert werden, ist also nicht repräsentativ für den Großbereich. Es zeigt sich aber die große Faltungsbereitschaft des m-o-triadischen Sedimentgesteins und damit die zu erwartende Komplikation bei der Verfolgung von eventuell erzhältigen Schichten. Die Zusammenschau der von der Bergbaubetriebsleitung bzw. dem geologischen Schurfteam für NW-Sichuan erstellten Grundrißdarstellung spricht für weiträumigen Parallelismus von Schichtung

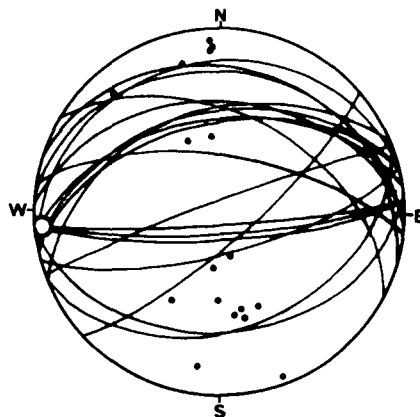


Abb. 102.

17 s-Flächen aus einem gefalteten Abschnitt der Graben-Westseite mit $\beta = B$ -Faltenachse.

und flächigen sowie linsenförmigen Erzkörpern, andernfalls für geringe Winkeldiskordanzen bis zu 20° .

6.7.4. Die Erzkörper

6.7.4.1. Aufschlußbefund

Nach den bisher spärlichen Aufschlüssen ergibt sich die Erkenntnis, daß Erzmineral- und Au-Anreicherungen in dieser kompliziert entwickelten Lagerstätte Zheboshan in folgenden vier Formen möglich sind.

- ① Eine schichtgebundene Metallanreicherung, z.T. in schieferungsparallelen Klüften, mit Mächtigkeiten von z.B. 0,8–3,5 m, einer streichenden Länge von 60–260 m und Au-Gehalten zwischen 1 und 7 ppm. Eine Haupterzzone will man mit 1.000 m Länge erkannt haben, darin einen „Klufterzkörper“ 300 m lang, bis zu 8 m mächtig und mit 1,9–9 ppm Au.
- ② Weiters gibt es hier, sichtlich mit den intrusiv-magmatischen Ereignissen zusammenhängende Anreicherungen von Erz. So fand man in Teilabschnitten der Kontaktzonen erhöhte Au-Gehalte lokal bis zu 10 ppm. Es liegen allerdings noch keine Angaben vor, ob diese über Spuren hinausreichenden Goldgehalte auf jene Skarnbereiche beschränkt sind, welche mit den schichtigen Metallanreicherungen in thermischem Kontakt stehen. Die Erzmineralparagenese scheint jedenfalls dieselbe wie im Schichtverband zu sein.
- ③ Daß auch im brekziös deformierten Gangbereich des porphyrisch-porphyrischen Magmagesteins lokal Gold und andere Erzminerale festgestellt wurden, hängt mit derselben Problematik zusammen. So wird eine Deutung und die wirtschaftliche Bedeutung von vorerst Einzelbefunden erst nach räumlich ausgedehnten Untersuchungen zu erwarten sein.
- ④ Eine Erzplatznahme in Deformationsbrekzien verschiedener Größenordnung und Ursachen, sowohl im Sedimentgestein als auch in Kontaktnähe der Magmatite, von Haarrissen über Rupturennetze bis zu brekzierten Kluftzonen, stellt eine weitere deskriptiv zu erfassende Vererzungsform dar.

Somit bringt die Lagerstätte Zheboshan eine Bereicherung von Befunden über schichtgebundene triadische Au-Konzentrationen in verschiedener Sicht, aus denen erst nach gründlicher Aufschließung und Erforschung wissenschaftlich und wirtschaftlich nützliche Aussagen gemacht werden können. Vorläufig wurden, trotz begreiflicher Unklarheit über die Vorgangsweise der Aufschlüssen, immerhin 30 kleinere Erzkörper mit zusammen rund 3 t Gold nachgewiesen.

6.7.4.2. Mikroskopische Befunde

Die Erzparagenese umfaßt Arsenkies, Pyrit, Markasit, ged. Gold, begleitet von Quarz, untergeordnet Calcit und Dolomit. Nebengemengteile sind ferner Zinkblende, Kupferkies, Fahlerz, Baryt und Titanminerale. Besondere Aufmerksamkeit lenkt auch in diesem Erz der viele Quarz in Form von fein- bis grobkörnigem Quarzit auf sich, wenngleich detritische und authigene Begleitkomponenten immer mitbeteiligt sind.

Arsenkies kann in Zheboshan als das Haupterzmineral, vor allem in den alterierten Magmagesteinen der Skarnzonen bezeichnet werden. Man sieht Arsenkies in Form idiomorpher Einzelkriställchen, oft erkennbar an den

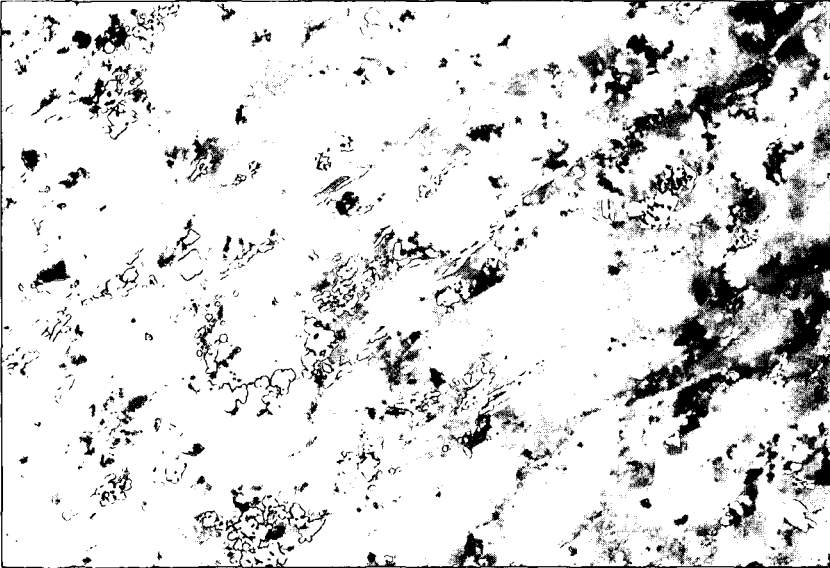


Abb. 103.
Anreicherung von Pyrit und Arsenkies als homogenes Parallelgefüge in Rutil- und Grafit-pigmentiertem Quarzit von Zheboshan.
Gestaltliche Einregelung der Arsenkies-Kriställchen in s (diagonal links unten–rechts oben) verdeutlicht die Schicht- = Schieferungsfläche des Sedimentes.
Polierter Anschlag, Nicols $\times$.
Ausschnitt 0,9 x 0,6 mm.

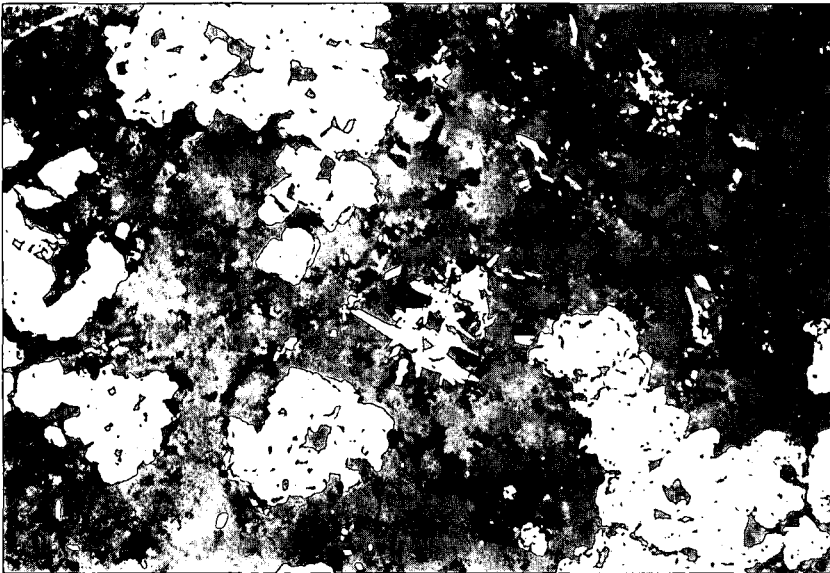


Abb. 104.
Idioblastische Pyrit- und Arsenkies-Kristallisation in Karbonat-Sericitquarzit der Lagerstätte Zheboshan.
Die Pyritaggregate (weiß) lassen reichlich Interngefüge und Anwachssäume erkennen. Arsenkies (weiß) bildet typische idiomorph-heterometrische Kristalle und Aggregate.
Polierter Anschlag, 1 Nicol.
Ausschnitt 0,9 x 0,6 mm.

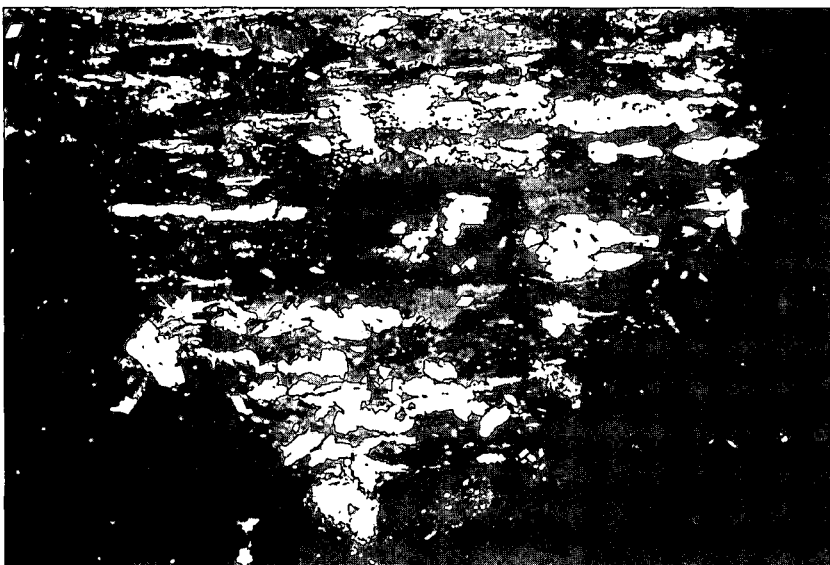


Abb 105.
Kontaktzone erzführender Triassedimente zur Diorit-Intrusion: Glimmer-Karbonat-Quarz-Schieferfragment mit Rutil- und Titanit-Mikrolithen in den Glimmern, zeigt straff nach s ausgerichtete Erzführung, bestehend aus sammelkristallisiertem Pyrit, Markasit und Arsenkieskriställchen und -aggregaten (alle weiß).
Das Fragment ist von sericitführendem Grobquarzit (dunkelgrau) umgeben.
Polierter Anschlag, 1 Nicol.
Ausschnitt 1,8 x 1,2 mm.

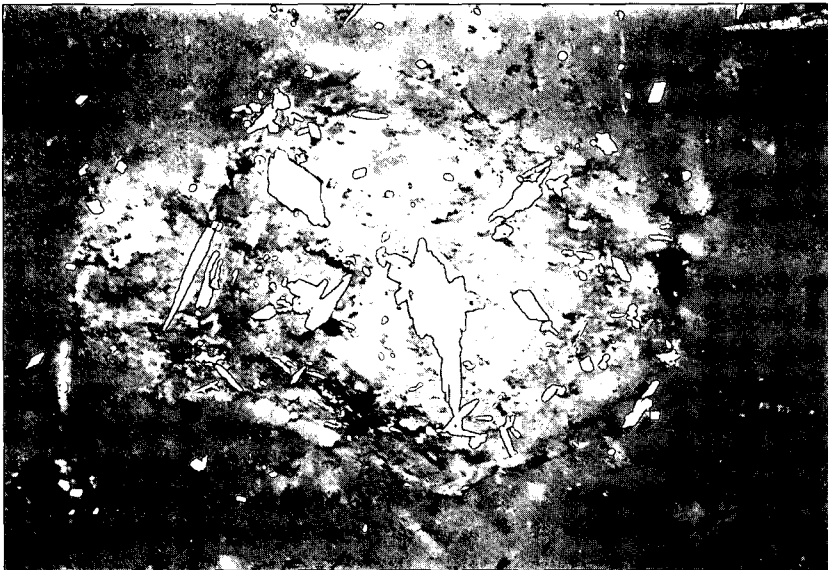


Abb. 106.
Aus Kontaktzone wie Abb. 105: Sericit-Karbonat-Quarzit-Fragment in Grobquarzit zeigt Sprossung von Arsenkies- und Rutil-Idioblasten. Zum Teil diablastisches Gefüge von Rutil/Arsenkies. Die Kristalloblastese der Erzminerale ist nicht auf das Fragment beschränkt. Rutil: weißgrau. Arsenkies: weiß. Karbonat: verschieden grau. Quarz: dunkelgrau.
Polierter Anschliff, 1 Nicol.
Ausschnitt 0,9 x 0,6 mm.

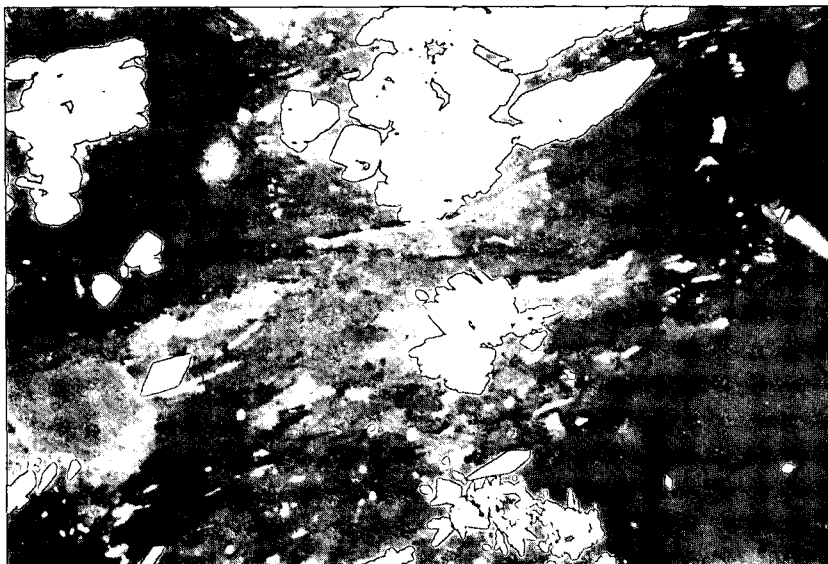


Abb. 107.
Kristalloblastese von Pyrit, Arsenkies, Rutil und Quarz im Sericit-Karbonat-Quarzitschiefer von Zheboshan im Diorit-Kontaktbereich. Rutil (hellgrau) wird z.T. von Pyrit (weiß) umschlossen und durchwachsen.
Polierter Anschliff, 1 Nicol.
Ausschnitt 0,5 x 0,3 mm.

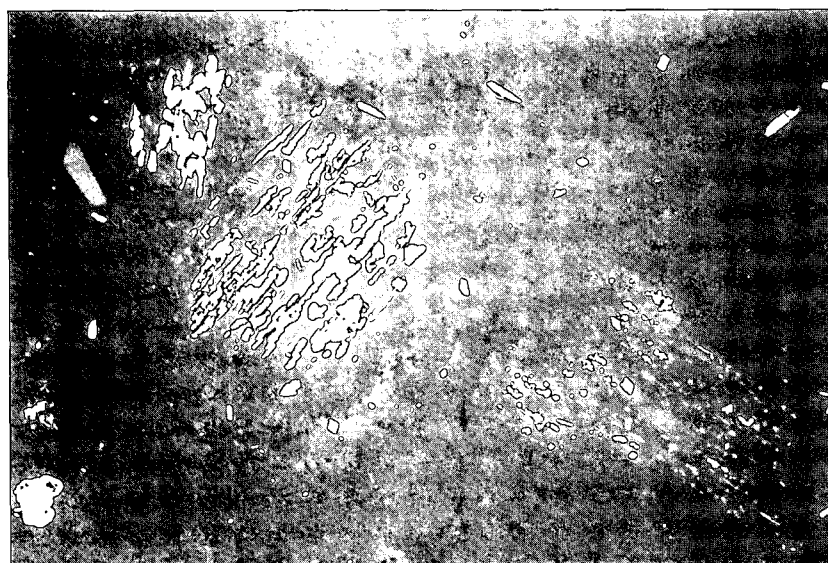


Abb. 108.
Selektiv bevorzugt, aber nicht ausschließlich auf Schieferfragmente im Quarzit beschränkte Blastese von Pyrit, Markasit, Arsenkies und Rutil in der Intrusionskontaktzone der Lagerstätte Zheboshan.
Polierter Anschliff, 1 Nicol.
Ausschnitt 1,8 x 1,2 mm.

Abb. 109.
Das in seltenen Fällen sichtbare Freigold (Pfeil) von Zheboshan in Paragenese mit Samtblende (hellgrau), Quarz und hellem Glimmer.
Polierter Anschliff, 1 Nicol.
Ausschnitt 0,24 x 0,17 mm.

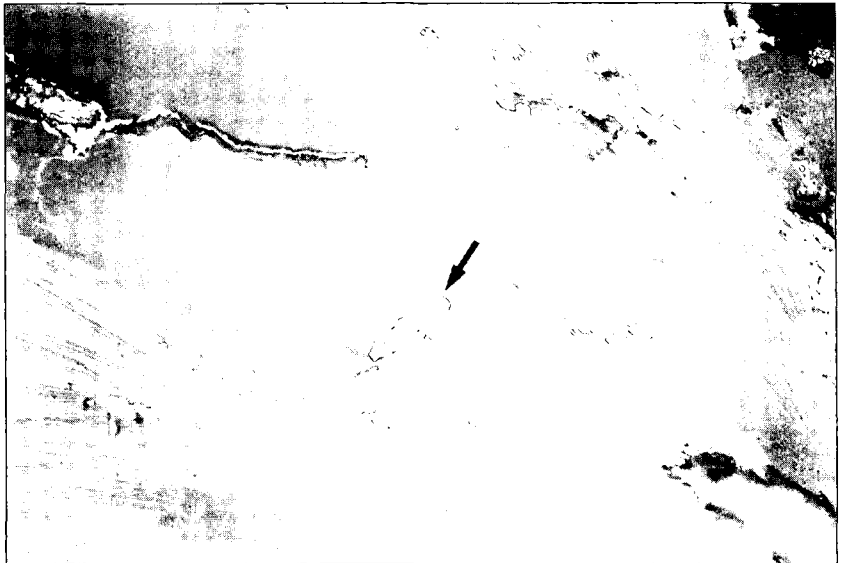


Abb. 110.
Unter dem Mikroskop sichtbares Gold (Pfeile) im Erz von Zheboshan in Verwachsung mit Samtblende (hellgrau), Quarz und hellem Glimmer.
Polierter Anschliff, 1 Nicol.
Ausschnitt 0,24 x 0,17 mm.



typischen rhombischen Querschnitten, säulig, nadelförmig, in Zwillingen und Drillingen, als Kristallgruppen und hypidiomorphkörnigen Kleinaggregaten. In den Erzlagern (Abb. 103, 104) und in den Skarnzonen treten Arsenkies und Pyrit in der Paragenese auf, relativ selten aber offenbar in den Gang- und Spaltenvererzungen. Es steht außer Zweifel, daß verschiedene Generationen von Arsenkies vorliegen. Im thermischen Kontaktbereich fallen innerhalb des Quarzits aus hellem Glimmer, Quarz und Calcit bestehende Fragmente auf, die selektiv belteropor nach s ausgerichtete Vererzung mit Pyrit, Markasit und Arsenkies zeigen. Die mitenthaltene Glimmer sind reich an Rutil und Titanit. Zum Teil umschließen Arsenkiesaggregate die Rutilnadeln (Abb. 105, 106, 107). Durch Untersuchungen mit der Mikrosonde konnte ein ungewöhnlicher S-Gehalt im Arsenkies festgestellt werden (Tab. 14). Die weitgehend auf die Fragmente konzentrierte Vererzung dieses Teilbereiches muß zum prädeformativen Mineralbestand der Komponenten gehört haben (Abb. 108).

Pyrit ist in den schon von den anderen Trias-Lagerstätten bekannten Formen und Generationen entwickelt. Es hat den Anschein, als ob Pyrit gegenüber Arsenkies in den Lagererzen vorherrscht, hingegen in den vererzten Randzonen der Magmatite Arsenkies stärker vertreten ist. Auch der Pyrit von Zheboshan ist häufig As-hältig. Mikrosondeanalysen ergaben bis 8,79 % As (Tab. 14).

Markasit spielt nur eine geringe Rolle. Realgar und Antimonit sind in dieser Lagerstätte bis jetzt nicht bekannt geworden. Zinkblende ist nur spurenhaf vertreten und zeigt mitunter Entmischungen von Kupferkies, der aber auch separiert vorliegt. Tetraedrit ist mikroskopisch oft in Paragenese mit Kupferkies und Pyrit zu finden. Auch Tennantit wurde mittels Mikrosonde nachgewie-

sen. Zwei nur in Spuren vorkommende, außergewöhnliche Mineralphasen erweisen sich durch Mikrosondenanalysen als eine Bi-Au-Fe-Phase (mit bis zu 37,76 % Au) und eine Bi-Fe-Phase. Beide sind mit Gold vergesellschaftet.

Aber bemerkenswert ist ged. Gold, welches hier als Erzmineral sogar makroskopisch, wenn auch selten, in Erscheinung tritt. Selbstverständlich gelingt es öfters Goldkörnchen unter dem Mikroskop zu diagnostizieren (Abb. 109, 110).

Zheboshan ist eine der hier seltenen Lagerstätten dieses Entstehungstyps, in deren Erz auch sichtbares Freigold, wenn auch selten, vorkommt. Das mag mit der thermischen Beeinflussung im Areal der magmatischen Intrusionskörper zusammenhängen, die zu Mobilisierungen, Entmischungen, Um- und Neukristallisationen von Altbeständen, eventuell auch zu einer, wenn auch nur geringen, Stoffzufuhr geführt hat. Quarzonen und Quarzgänge mit sulfidischem Erz im Kontaktbereich machen die ursprünglichen Zusammenhänge mit der Intrusion deutlich, wobei relativ junge Quarzgänge auch den Skarn durchqueren.

Im übrigen steht wohl außer Zweifel, daß das submikroskopisch angereicherte Gold in erster Linie an Arsenkies und Pyrit gebunden ist. Über den Au-Finheitsgrad liegen fünf Messungen vor, die einen geringen Ag-Gehalt aus-

Tabelle 14.

Mikrosonde-Meßdaten (%) der Erzminerale von Zheboshan (von Liu Jianming an der Universität Innsbruck analysiert).

Standard: Troilit, Pentlandit und reine Metalle; 15 KV.

K/A = Mol-Kationen/Mol-Anionen. Leere Zellen = nicht bestimmt.

Nr.	Mineral	S	Fe	Cu	Zn	Sb	Pb	Au	Ag	Ni	Co	Bi	As	Summe	K/A
ZW-2	Arsenkies	23.67	39.03	0.01	0.03	0.50	0.00	0.08		0.00			36.00	99.32	1.73
ZW-2	Arsenkies	17.78	33.27	0.66	0.07	0.14	0.00	0.02		0.00			48.00	99.94	1.96
ZW-2	Arsenkies	22.26	38.72	0.06	0.00	0.08	0.04	0.00		0.00			38.00	99.16	1.73
ZDF-12	Arsenkies	20.07	35.89	0.00	0.05	0.00	0.23	0.08	0.00	0.00	0.06		43.82	100.20	1.88
ZDF-2	Arsenkies	20.71	35.66	0.04	0.00	0.09		0.13					41.44	98.07	1.87
ZDF-12	Arsenkies	20.90	35.41	0.22	0.03	0.08	0.21	0.00	0.00	0.00	0.02		41.01	97.88	1.87
ZW-2	Arsenkies	20.00	37.78	0.01	0.00	0.11	0.00	0.00		0.00			42.00	99.90	1.75
ZDF-12	Arsenkies	20.51	36.27	0.00	0.00	0.05	0.22	0.00	0.00	0.00	0.10		44.01	101.17	1.88
ZDF-2	Arsenkies	19.26	33.42	0.02	0.07	0.18		0.18					43.20	96.32	1.96
ZDF-12	Arsenkies	19.81	35.09	0.00	0.03	0.05	0.14	0.00	0.00	0.00	0.04		44.36	99.51	1.92
ZW-2	Arsenkies	18.38	27.88	1.26	0.00	0.06	0.03	0.03		0.00			51.78	99.42	2.43
ZW-2	Arsenkies	20.61	37.99	0.03	0.00	0.17	0.03	0.00		0.00			40.85	99.68	1.74
ZW-2	Arsenkies	16.26	32.52	0.04	0.06	0.07				0.00			50.01	98.96	2.01
ZDF-2	Arsenkies	20.29	35.94	0.04	0.04	0.02		0.15					40.84	97.32	1.83
ZDF-2	Arsenkies	22.02	35.80	0.02	0.00	0.04		0.00					41.55	99.43	1.93
ZDF-2	Arsenkies	22.91	35.90	0.00	0.07	0.48		0.00					39.59	98.94	1.92
ZDF-2	As-Pyrit ?	33.19	39.75	0.00	0.00	0.10		0.07					23.99	97.10	1.90
ZDF-16	Bi-Au-Fe	0.02	6.04	0.54	0.10	0.00	0.00	37.76	0.00	0.00	0.01	51.64		96.11	
ZDF-16	Bi-Au-Fe	0.04	9.60	0.75	0.03	0.01	0.00	21.29	0.00	0.00	0.02	49.15		80.89	
ZDF-16	Bi-Fe	0.22	3.64	0.00	0.00	0.01	0.00	0.00	0.00	0.00	0.04	68.12		72.03	
ZDF-16	Bi-Fe	0.14	6.47	0.00	0.00	0.00	0.00	0.01	0.00	0.00	0.01	64.27		70.91	
ZDF-16	Bi-Fe		5.74					0.00				69.22		74.96	
ZDF-16	Bi-Fe	0.14	16.65	0.03	0.05	0.01	0.00	0.00	0.00	0.00	0.04	61.05		77.96	
ZDF-16	Bleiglanz	12.22	0.80	0.04	0.97	0.00	85.23	0.00	0.00	0.00	0.04	0.00		99.30	0.86
ZDF-16	Gold			0.00				88.02	5.59					93.61	
ZDF-16	Gold			0.00				89.20	5.50					94.70	
ZDF-16	Gold	0.00	0.75	0.00	0.06	0.01	0.49	85.84	3.22	0.00	0.00	1.29		91.66	
ZDF-16	Gold			0.00				85.77	6.24					92.01	
ZDF-16	Gold			0.00				87.92	4.68					92.60	
Z-17	Kupferkies	33.73	31.28	32.19	0.00	0.02	0.19						0.12	97.52	0.99
ZDF-12	Kupferkies	35.51	32.97	32.20	0.00	0.05	0.29	0.00	0.00	0.00	0.05		0.00	101.07	1.01
Z-17	Kupferkies	33.25	31.50	32.28	0.00	0.00	0.22						0.00	97.25	0.97
ZDF-12	Kupferkies	35.12	27.92	29.85	6.38	0.00	0.10	0.07	0.00	0.00	0.05		0.00	99.50	1.03
Z-17	Kupferkies	33.80	31.56	32.75	0.00	0.00	0.20						0.07	98.37	0.97
ZDF-2	Pyrit	50.70	46.37	0.00	0.04	0.07		0.00					0.06	97.25	1.90
ZDF-12	Pyrit	53.06	49.44	0.00	0.00	0.03	0.00	0.03	0.00	0.00	0.05		0.01	102.62	1.87
ZDF-12	Pyrit	51.21	47.53	0.02	0.00	0.00	0.04	0.04	0.00	0.00	0.11		0.05	99.00	1.87
ZDF-12	Pyrit	48.45	47.59	0.00	0.00	0.00	0.06	0.00	0.00	0.00	0.10		1.12	97.32	1.79
ZW-2	Pyrit	49.85	47.77	0.05	0.02	0.00	0.00	0.00		0.00			1.00	98.69	1.83
ZDF-12	Pyrit	51.43	47.57	0.01	0.02	0.03	0.08	0.00	0.00	0.00	0.09		0.04	99.26	1.88
ZDF-12	Pyrit	51.92	48.09	0.09	0.06	0.00	0.09	0.00	0.00	0.00	0.09		0.95	101.29	1.89
ZDF-2	Pyrit	51.82	46.97	0.02	0.00	0.00		0.01					0.46	99.28	1.93
ZW-2	Pyrit	48.70	47.98	0.06	0.04	0.00	0.00	0.01		0.00			2.10	98.89	1.80
ZDF-12	Pyrit	50.81	48.86	0.04	0.02	0.00	0.00	0.01	0.00	0.00	0.10		0.02	99.86	1.81
ZW-2	Pyrit	50.80	47.12	0.00	0.07	0.00	0.06	0.00		0.00			0.97	99.02	1.89
ZDF-12	Pyrit	50.49	47.74	0.06	0.06	0.06	0.13	0.00	0.00	0.00	0.07		1.52	100.13	1.86
ZW-2	Pyrit-As	46.29	47.40	0.05	0.00	0.00				0.00			5.20	98.94	1.78
ZW-2	Pyrit-As	44.86	45.26	0.11	0.02	0.03	0.00	0.09		0.00			8.43	98.80	1.86
ZW-2	Pyrit-As	44.74	45.74	0.06	0.00	0.02	0.04	0.00		0.00			8.65	99.25	1.84
ZW-2	Pyrit-As	43.72	46.19	0.15	0.11	0.04	0.00	0.00		0.00			8.79	99.00	1.78
ZW-2	Pyrit-(As)	48.13	46.75	0.09	0.00	0.03	0.00	0.00		0.00			3.60	98.60	1.85
ZW-2	Pyrit-(As)	49.05	46.43	0.08	0.04	0.00	0.00	0.02		0.00			4.06	99.68	1.90
ZW-2	Pyrit-(As)	47.81	46.23	0.00	0.03	0.04	0.00	0.00		0.00			4.32	98.43	1.87
ZDF-12	Tennantit	28.51	6.26	36.75	2.64	7.10	0.20	0.00	0.00	0.00	0.02		15.95	97.43	1.39
ZDF-12	Tennantit	27.87	7.36	36.99	2.38	6.88	0.27	0.11	0.00	0.21	0.00		14.85	96.92	1.32
ZDF-12	Tennantit	28.24	6.62	37.05	2.75	6.95	0.49	0.09	0.00	0.00	0.00		15.00	97.18	1.35
ZDF-12	Tennantit	27.77	7.63	36.91	2.19	8.17	0.25	0.00	0.00	1.45	0.04		13.12	97.53	1.27
ZDF-12	Tetraedrit	25.82	4.37	36.09	4.57	24.53	0.19	0.00	0.00	0.00	0.03		2.37	97.97	0.91
ZDF-12	Tetraedrit	23.79	2.72	35.04	5.28	28.84	0.33	0.01	0.00	0.00	0.00		0.98	96.98	0.82
ZDF-12	Tetraedrit	25.40	2.77	36.19	5.25	27.95	0.26	0.00	0.00	0.00	0.00		1.12	98.94	0.87
ZDF-12	Tetraedrit	25.40	1.27	36.31	5.20	29.68	0.15	0.00	0.00	0.00	0.00		0.65	98.66	0.87
ZDF-12	Tetraedrit	25.93	1.59	36.85	5.11	25.54	0.16	0.00	0.00	0.00	0.00		2.42	97.60	0.94
ZDF-12	Tetraedrit	27.57	5.84	37.71	3.47	14.16	0.19	0.10	0.00	0.00	0.01		7.16	96.22	1.10
ZDF-12	Zinkblende	34.04	1.51	0.37	62.90	0.10	0.01	0.06	0.00	0.00	0.00		0.09	99.08	1.07
ZDF-12	Zinkblende	33.28	2.35	0.84	61.61	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.02		0.00	98.10	1.04
ZDF-12	Zinkblende	33.36	1.30	0.19	62.40	0.03	0.12	0.00	0.00	0.00	0.00		0.00	97.39	1.06
ZDF-12	Zinkblende	33.75	2.41	1.19	61.80	0.00	0.03	0.00	0.00	0.00	0.05		0.00	99.24	1.05

weisen (Tab. 14). Die Feinheit kann mit 932–964 angegeben werden.

Quarz spielt auch in dieser Lagerstätte die Hauptrolle unter den Begleitmineralen im Erz. Das zeigt sich sowohl in den schichtgebundenen Erzkörpern als auch in diskordanten Rupturzonen und Kontaktzonen.

Für die genetische Aussage und für praktisch-bergbauliche Folgerungen ist die Erkenntnis wichtig, daß der Quarzreichtum in Form von mikrokristallinem Feinquarzit und sammelkristallisiertem Grobquarzit, als Karbonat-Quarzit und als Sericit-Karbonat-Quarzit, kurzum als Gestein der Abfolge, und zwar angereichert mit den Erzmineralen, eine lithologische Einheit bildet. Diese Einheit bleibt auch nach der verbreiteten Brekziierung zu Deformationsbrekzie erhalten, wobei die Fragmente des entsprechend quarzreichen Gesteins im Erzkörper liegen und von jüngeren Mineralbildungen, nämlich wieder vorrangig von Quarz, zementiert sind.

Karbonate, vor allem Calcit, daneben Dolomit und auch Ankerit sind wohl sehr häufige Begleitminerale im Erz. Sie treten sowohl in sehr feinkörnigen Verwachsungen mit Quarz, als auch in grobspätigen Aggregaten auf. Die Identifizierung gelang allenfalls durch RV-Messungen.

Titanminerale, wie Rutil, Anatas, Titanit, sind nicht spezifisch auf das Erz beschränkte Akzessorien. Sie treten auch im Nebengestein häufig auf. Aber gerade in den thermisch beeinflussten Kontaktzonen fällt ein überdurchschnittlicher Reichtum und eine bemerkenswerte Korngröße auf (Abb. 105–108). Zum Teil liegt eine Gebundenheit an Glimmerfilze vor (Sagenit), sehr selten ist ihre Herkunft aus fast vollkommen umgewandeltem Ilmenit zu ergründen, in diesem Fall als feinkörniges „Leukoxen“-Produkt.

6.7.4.3. Geochemische Daten einiger Erzminerale

Durch Mikrosondeanalysen ergaben sich folgende Meßdaten über Erzminerale von Zheboshan (Tab. 14.).

Arsen kies erweist sich etwa in der Hälfte der analysierten Proben als goldführend, u.zw. bis zu 0,18 %. Der S-Gehalt ist mit bis 23 % relativ hoch, der As-Gehalt vielfach eher nieder, was dann durch einen höheren Fe-Gehalt ausgeglichen erscheint.

Pyrit ist typischerweise meist durch As-Gehalt ausgezeichnet, was angesichts des As-Angebots in der Lagerstätte nicht außergewöhnlich ist. Das Erzmineral erweist sich auch als Au-Träger.

Das gilt auch für Nebengemengteile wie Tetraedrit und Tennantit, auch für Zinkblende und Kupferkies, wobei es sich in allen diesen Fällen aber nicht um Au auf Gitterplätzen, sondern um submikroskopische Einschlüsse handeln wird.

Bemerkenswert ist ein hoher Au-Gehalt im Erz, verbunden mit Bi-Fe- und Bi-Au-Fe-Phasen, die mineralogisch nicht identifiziert werden konnten.

Das hier auch selten makroskopisch identifizierbare Gold ist schwach Ag-haltig, mit einem Feinheitsgrad von etwa 932–964.

6.7.5. Praktische Erkenntnisse für den Bergbau

Es wäre zu verwegen, dem Bergbaupraktiker über diese in mehreren Phasen entwickelte und in mehreren räumlichen Formen vorliegende, also kompliziert gebaute Lagerstätte fixe Empfehlungen abzugeben. Soferne aber die bisherigen praktischen Erfahrungen und die Aussagen

chinesischer Wissenschaftler eine vorläufige deskriptive Grundlage bilden, so könnte auf Grund der lokalen tektonischen und stratigraphischen Situation folgende Vermutung als praktische Empfehlung für einen Hoffnungsbau geäußert werden.

Die österreichischen Partnerkollegen im Forschungsteam geben der stratigraphisch schichtgebundenen Erz-anreicherung einen hohen Stellenwert bei der Suche und Ausrichtung flächig mineralisierter Zonen. Es ist aber von großer Bedeutung zu wissen, daß das hochteildbewegliche glimmerige Schiefergestein in Teilbereichen mitunter zu Faltenknäueln eines B-Tektonits verformt sein kann. Das kann in der Abbaupraxis dazu führen, daß eine selektive Gewinnung der erzführenden Schichten nicht mehr möglich ist, wodurch dann eine Verminderung des Au-Gehaltes im Haufwerk die Folge ist.

Die sichtbare Existenz von Erz in der thermischen Kontaktzone ist eine willkommene Bereicherung der Vorräte. Es sollte aber darauf geachtet werden, ob nicht das goldhaltige Erz nur an den Scharungsbereich von Intrusion und schichtigem Erzlager gebunden vorkommt.

Die nur in drei Teilbereichen durchgeführten tektonischen Messungen zeigen eine Differenz der Faltenachsenlagen östlich und westlich des Baches. Das spricht für die Existenz einer Verwerfung entlang des Bachverlaufes und bestärkt Vermutungen chinesischer Experten über eine N-S-Kluft.

6.8. Au-Lagerstätte Manaoke

Die Lagerstätte Manaoke ist die wichtigste der im „Ostgebiet“ in den vergangenen fünf Jahren entdeckten Goldanreicherungen. Seit der im Rahmen des nationalen chinesischen Projektes im Jahre 1991 von den chinesischen Kollegen gemachten Entdeckung, daß das Erz von Manaoke nicht nur wegen des Goldes interessant ist, sondern auch Platinmetalle und Scheelit enthält, lenkte diese Lagerstätte besondere wissenschaftliche und wirtschaftliche Aufmerksamkeit auf sich.

Seit 1991 ist ein Einleitungsprojekt, gefördert vom Geologischen Dienst der Provinz Sichuan unter der Leitung von ZHENG Minghua, speziell auf die Pt-Metalle im Vorkommen Manaoke (und zusätzlich auch der kambrischen Lagerstätte Laerma) ausgerichtet. Über Manaoke stehen derzeit allerdings nur wenige Daten zur Verfügung. Bis jetzt wurden noch keine Bohrungen und Aufschließungen unter Tage durchgeführt.

Manaoke liegt weit abseits der bis jetzt besprochenen Lokalitäten Zheboshan (6.7.), Dongbeizhai (6.5.) und Qiaoqiaoshang (6.6.), nämlich 110 km Luftlinie NNE- bis NE-lich von Songpan, bzw. 320 km nördlich der Provinzhauptstadt Chengdu entfernt, in einer Höhenlage um 3.200 m. Die nächstgelegene Ortschaft ist Jiuzhaigou, von der die ganz nahe an der Provinzgrenze Sichuan/Gansu gelegene Lagerstätte Manaoke rund 35 km NNE-lich entfernt ist. Die höchsten Gebirgserhebungen reichen bis 5.570 m Höhe.

Das vegetationsbedeckte Hochgebirge steht im Bereich der Edelmetallfunde erst durch Röschen und Geländeanrisse über Tage in Untersuchung.

6.8.1. Geologisch-tektonischer Überblick

Am Nordrand des „Ostgebietes“ sind einige WNW-verlaufende Störungslinien bekannt, die man zum Südtail der

Maxin-Lüeyang-Großstörungszone zählt (Abb. 3, 4, 5). Manaoke grenzt an einen dieser Verwerfer. Er fällt nach NNE ein und stellt eine Überschiebung dar, an welcher

karbonisch-permische Karbonatgesteine als Hangendscholle (Nordscholle) über die triassischen Gesteine als Liegendscholle (Südscholle) zu liegen kamen (Abb. 111,

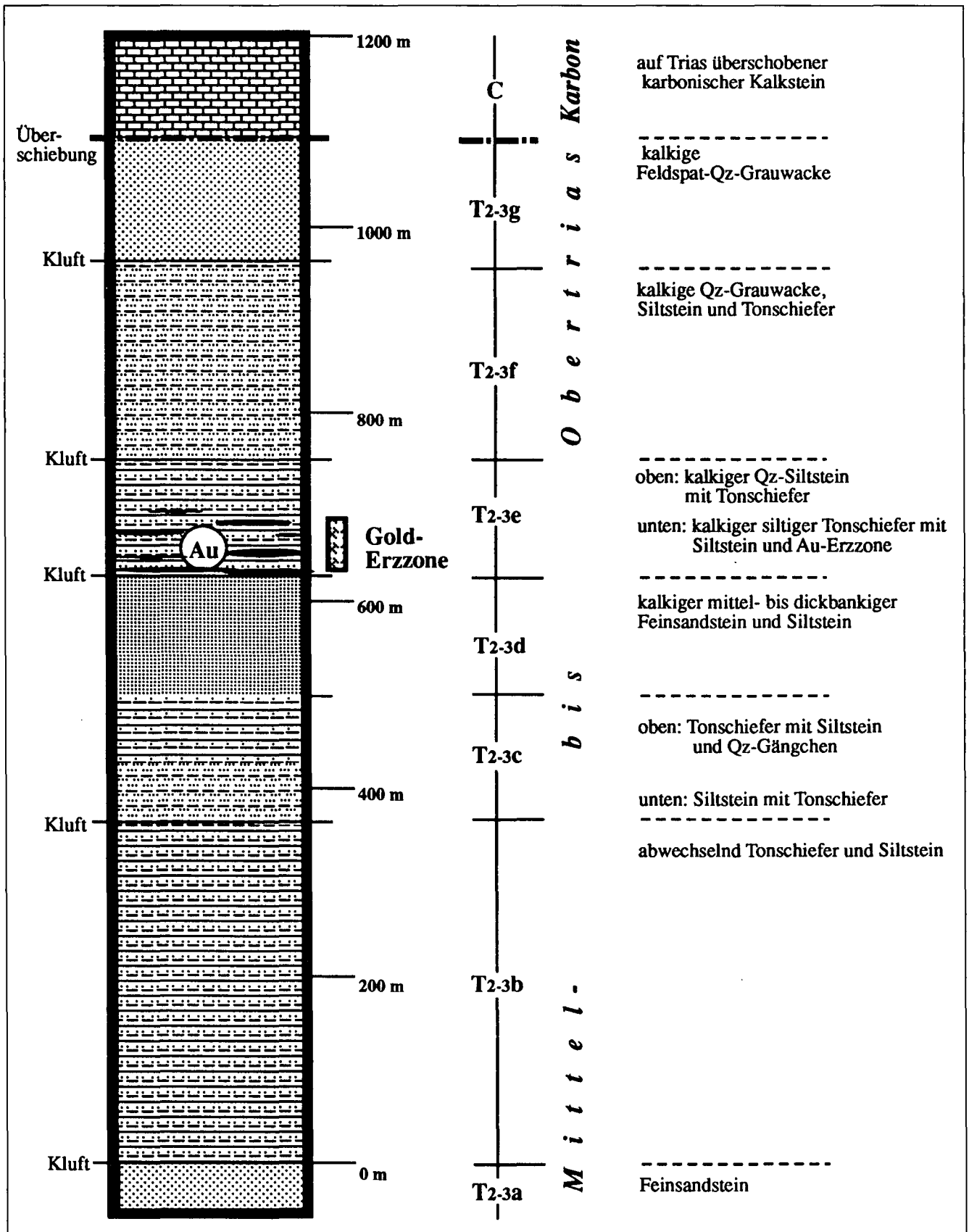


Abb. 111.

Schematische Darstellung der Gesteinsabfolge im Bereich der Goldlagerstätte Manaoke im Säulenprofil, mit schichtparallelen Erzkörpern und Klüften sowie der Überschiebungsfläche (nach schriftlichen Aufzeichnungen des Geologischen Schurftteams für NW-Sichuan).

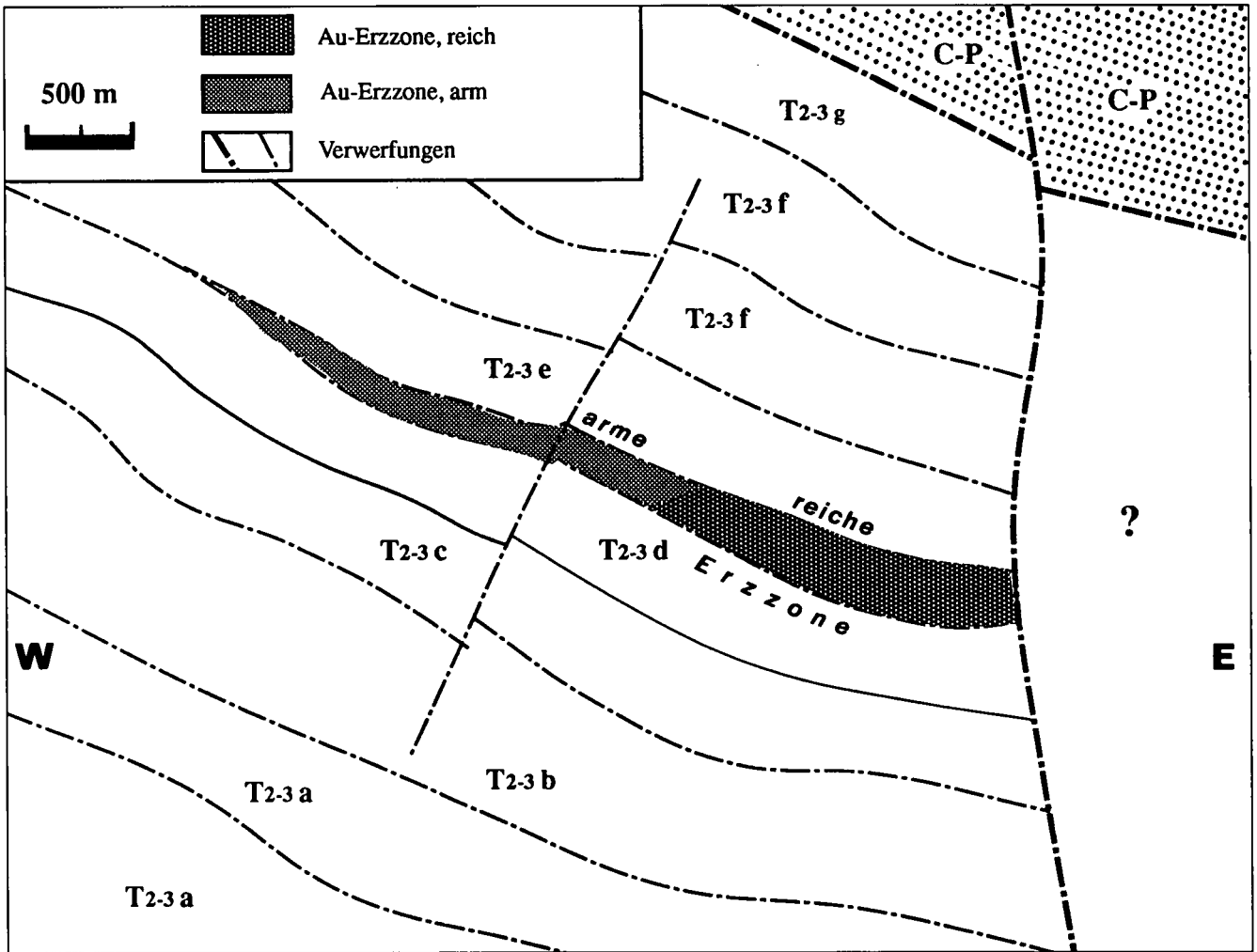


Abb. 112. Schematische geologische Grundrißskizze der Lagerstätte Manaoke, mit stratigraphischen Schichtgrenzen, Klüften und der schichtgebundenen Erzzone (nach Aufzeichnungen des Geologischen Schurfteams für NW-Sichuan).

112). Die zur Zeit bekannte Erzzone liegt aber eindeutig in den triassischen klastischen Sedimenten, etwa 2 km südlich von dieser Hauptüberschiebungsfläche entfernt.

Die erzführenden Triassedimente mit einer Gesamtmächtigkeit von über 1.300 m gehören auch hier zur m–o-triadischen feinklastischen Sedimentabfolge. Das Erzträgergestein wird hier von den chinesischen Kollegen aus lithologischen Überlegungen zur Zhuwo-Gruppe ($T_{2-3\text{ Zh}}$) gerechnet (vgl. Teil 6.1. und Abb. 6). Nach den oberflächlichen Aufschlüssen des Geländes und der chemischen Analytik kommen die Metallanreicherungen typisch schichtig an ein vermutlich 70 m mächtiges Mergelschieferpaket an den Liegendteil der T_{2-3e} -Abfolge gebunden vor. Man hat bis jetzt acht getrennte Erzlager gefunden. Sie sind, sowie das Begleitgestein, in faltende und rupturale tektonische Verformungen einbezogen.

6.8.2. Petrographie der Nebengesteine

Das Nebengestein der Lagerstätte ist mit einem Sammelbegriff am ehesten als makroskopisch dichter, feingeschichteter Mergelschiefer zu bezeichnen, mit Varianten zu feinstkörnigem Sericitmarmor, Tonschiefer, siltigem und kalkigem Tonschiefer, feinstspätigem kieseligem Ankerit- und Calcitmarmor, zu Ankerit-Quarzit und Quarzit.

Pyrit, inkohlter Pflanzenhäcksel und Schwerminerale sind häufige Nebengemengteile und Akzessorien.

Der feinschichtige, mitunter raumrhythmische Aufbau des Sedimentes ist vom detritischen und authigenen Komponentenbestand diktiert (Abb. 113). Diagenetische und tektonische Verformungen kommen in dem plastisch verformbaren Material gut zur Geltung. Zum Teil nach der Feinschichtung verlaufende Sammelkristallite und s-diskordante Rupturenverheilungen bestehen aus Calcit oder bzw. und Quarz.

Die gesamte Abfolge wird von chinesischer Seite infolge oft vorliegender und sich wiederholender vertikaler Kornsortierung als Turbiditserie gedeutet. Im übrigen besteht große Ähnlichkeit oder Übereinstimmung zu den Nebengesteinen der Lagerstätten Dongbeizhai, Qiaoqiaoshang und Zheboshan (6.3., 6.5.2., 6.6.2., 6.7.2.).

Man hat bis jetzt allerdings die Erfahrung gemacht, daß die Gesteine hier sehr wenig organische Substanz enthalten und deshalb kaum schwarzgraue Farbe zeigen.

6.8.3. Die Erzkörper

6.8.3.1. Aufschlußbefund

Als wichtigste praktische Aussage ist nach vorläufigen Aufschlüssen der an den ca. 70 m mächtigen unteren Abschnitt des T_{2-3e} -Schichtpaketes gebundene Erzgehalt

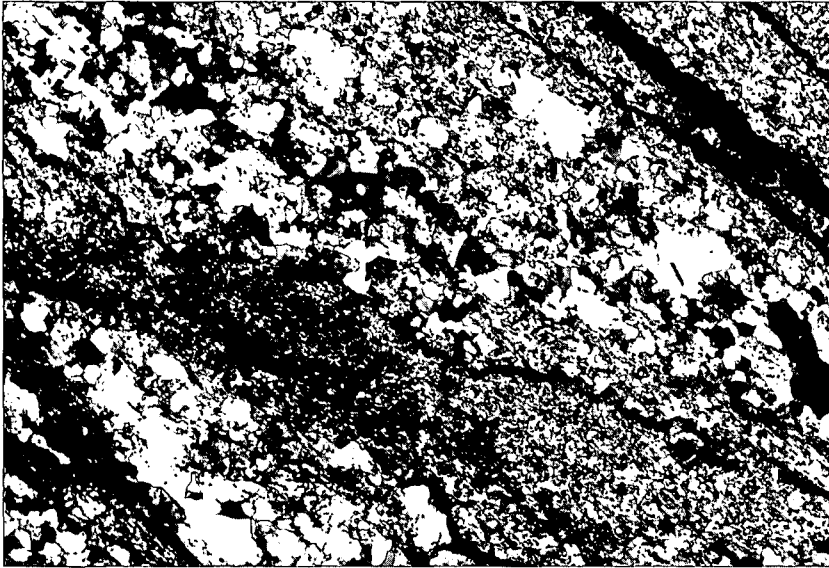


Abb. 113.
Feinlaminierte Wechsellagerung von feinkörnigem Sericitquarzit, grobkörnigem Quarzit und suturförmigem Pyrit (schwarz) im Durchlicht. Die großen Quarzkörner erweisen sich als schwach form- und gittergeregt.
Dünnschliff, Nicols +.
Ausschnitt 3,3 x 2,2 mm.

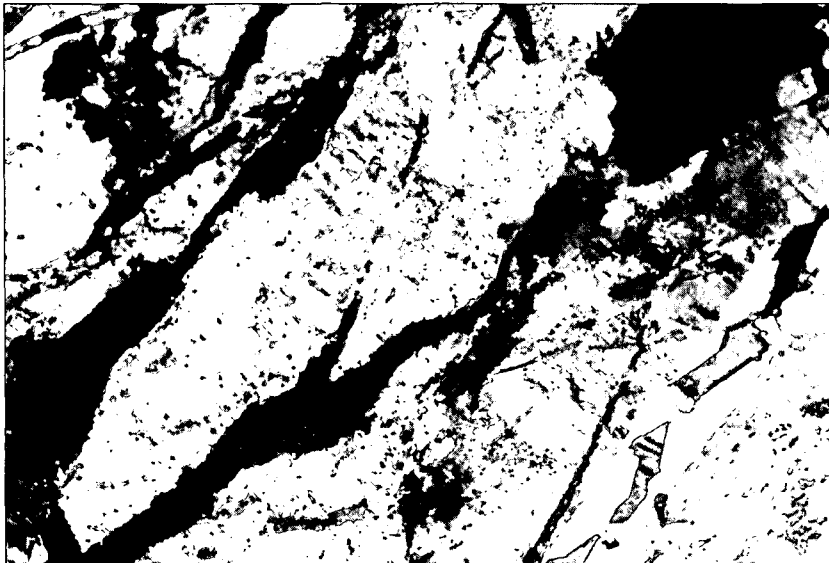


Abb. 114.
Grobkristalliner („Erz“-) Quarzit mit Pigment-s_i (diskrete Streifung links oben–rechts unten) durch orthogonal dazu verlaufende Zerrfugen (links unten–rechts oben) deformiert und mit reinem Quarz (Aufhellungsstellung, meist weiß) und Calcit (lage- und stellungsabhängig mit unterschiedlichen Polarisationsfarben hellgrau bis grauschwarz) verheilt.
Dünnschliff, Nicols +.
Ausschnitt 3,3 x 2,2 mm.

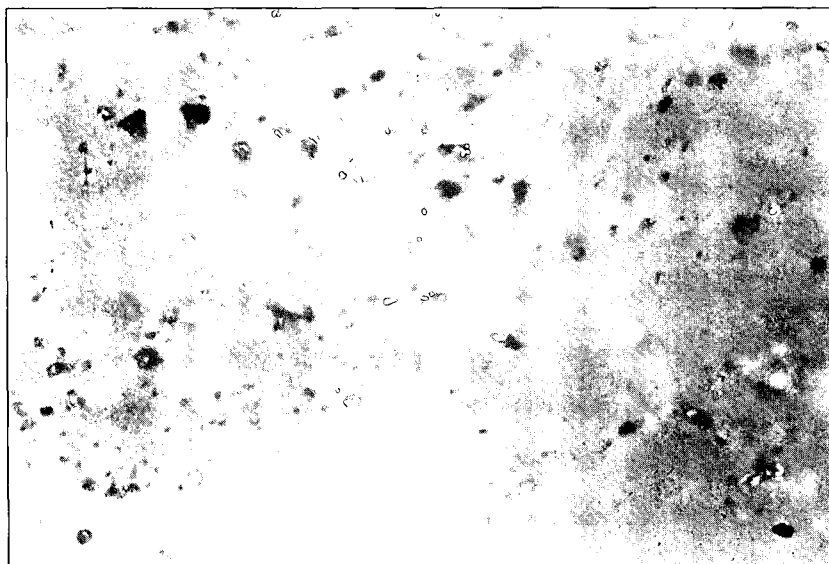


Abb. 115.
„Rotquarz“ im Erz von Manaoke. Feinkristalline Realgar-Einschlüsse als Farbpigment in Quarz durch Innenreflexe sichtbar: Zahlreiche verstreute, aus dem transparenten Quarz herausleuchtende Kriställchen.
Polierter Anschliff, Nicols +.
Ausschnitt 0,3 x 0,2 mm.

im großen und die stratiforme Anreicherung von Erzmineralen in bisher acht nachgewiesenen Erzlagern im Detail hervorzuheben. Sie werden vorläufig als klein bezeichnet, denn nur die zwei untersten Lager erstrecken sich relativ konstant entlang der Schichtung auf eine Länge von ca. 1.000 m, bei einer Mächtigkeit zwischen 0,5 und 4 m. Die anderen Erzlager weisen eine streichende Ausdehnung zwischen mehreren Zehnermetern bis 200 m auf. Es besteht allerdings die Möglichkeit einer Täuschung insofern, als manche der vermeintlich vorhandenen acht Erzkörper möglicherweise ein und denselben Erzkörper darstellen. Zukünftige Aufschließungen sollten dies klären. Die streichende Erstreckung der schichtparallelen Erzzone wird von der Betriebsleitung mit rund 2.000 m angegeben. Der Liegendteil der Erzzone, hauptsächlich aus siltigen Mergelschiefern und Quarzittypen bestehend, erweist sich offenbar als goldreicher als der Hangendteil, der überwiegend aus siltigem, quarzsandigem Psammit besteht. Auch scheint der Ostteil der Erzlagerabfolge reicher zu sein als der Westteil (Abb. 112).

Die Erzzone weisen Faltungen und Brekzierung auf, wobei eine starke Silifizierung der Erzlager in verschiedenen Entstehungsphasen zum Ausdruck kommt (Abb. 114), wie z.B. die Kristallisation jüngerer Aggregate und Rißverheilungen, woran auch Calcit beteiligt ist.

6.8.3.2. Mikroskopische Befunde

Die Erzparagenese umfaßt Realgar, Antimonit, Scheelit, Pyrit und Arsenkies, die Edelmetalle ged. Gold und ged. Platin sowie die Begleiter Quarz, Karbonate, etwas Baryt und im Oxidationsbereich Auripigment, Limonitminerale wie Samtblende und Lepidokrokit, sowie Oxidationsminerale des Antimonits, vermutlich Antimonocker. Rutil und Leukoxenaggregate, vor allem Titanit, kommen häufig vor.

Pyrit ist in Form der schon von den anderen Lagerstätten bekannten Formen und Größen vertreten. Es mag schon sein, daß Pyrit in dieser Lagerstätte etwas spärlicher vorkommt, wie von chinesischer Seite geäußert wird; aber es darf nicht übersehen werden, daß in der jetzt in Aufschließung begriffenen Oxidationszone viel Limonit entwickelt ist. So zeigt der Mikrobefund, daß sehr häufig Rubinglimmer und bzw. oder Samtblende als Verwitterungsrinde um Pyrit oder überhaupt Pseudomorphosen nach Pyrit vorliegen.

Arsenkies findet sich in Form idiomorpher Kleinkristalle, Kristallgruppen und Aggregaten in Nestern sowie mit Pyrit vergesellschaftet.

Realgar tritt in Manaoke in den bekannten Formen auf, nämlich einerseits als mikrokristallines Pigment in Quarz, was zu makroskopischer Gelb-, Orangegelb- und Orange-Farbe der Quarzindividuen bzw. des Quarzites Anlaß gibt (Abb. 115). Durch diese, auf die mikroskopisch genau zu überblickenden Innenreflexe zurückzuführenden schönen Farben, wird, wie mineralogisch auch für andere Fälle zur Genüge bekannt, eine größere als tatsächlich vorhandene Realgarmenge vorgetäuscht. Andererseits ist das orangerote, auffällige Erzmineral in s-parallelen und s-dis-kordanten Fugen und Fugennetzen verschiedener Größenordnungen zementierend vertreten.

Antimonit ist im Manaoke-Erz das am stärksten angereicherte Erzmineral. Typisch sind Quarzit-Antimonit-Verwachsungen, welche als schwarzes Erz makroskopisch in Erscheinung treten. Das in Klein- bis Derbaggagaten auftretende Erzmineral zeigt unter dem Mikroskop nicht nur die kennzeichnenden, durch starke Anisotropie-



Abb. 116.

Lamelliertes Antimonitaggregat im Erz von Manaoke, verbogen und zerschert, mit feinkörnigem Rekristallisationsgefüge in vertikal verlaufener Flexurzone.

Links oben und unten Quarzaggregate.

Polierter Anschlag, Nicols ×.

Ausschnitt 1,8 x 1,2 mm.

effekte wirksamen Wachstums- und Deformationsgefüge (Abb. 116), sondern zum Teil extreme mechanische Zergleitungen nach den Schieferungsflächen *s* und auch nach *h0l*-Flächen des Gefüges, welche von Rekristallisationsbahnen in Form von Kleinstkristallaggregaten mit Korngrößen höchstens des 1 mm-Bereiches überdauert werden (Abb. 117, 118). Als weiches, translationsberechtigtes Mineral ist Antimonit schon rein mechanisch in druckarme Zonen des Erzes gedrängt, kristallisiert aber bevorzugt mit Quarz nach mehreren, sich überlagernden Deformationsakten. Beide Minerale befinden sich in diesem Fall in teils fix- teils mobil-konturierten Kristallisationsgefügen, was durch gegenseitige Verdrängungen sichtbar ist. Besonders häufig ist nach Mikrorissen und Fugennetzen Antimonit-vererzte Quarzit-Deformationsbrekzie vertreten.

Scheelit ist zur Zeit das einzige festgestellte W-Mineral im Erz. Er ist meistens hypidiomorph bis xenomorph entwickelt und mit Antimonit, Realgar, Quarz sowie Calcit verwachsen. Scheelit-Aggregate kommen häufig in der Form von Gängchen, Knollen oder feinen, unregelmäßig verstreuten Verwachsungen vor.

Quarz ist das dominierende Lagermineral und liegt als solches in verschiedenen Aggregatformen vor. Das bedeutet Quarz als mikrokristalliner Quarzit (5–80 µm) und sammelkristallisierter gröberkörniger Quarzit (bis 1 mm), oft mit deutlicher Blastese, in diesen Fällen mit Pigmenten als Kennzeichen stationären Wachstums, auch mit Intern-

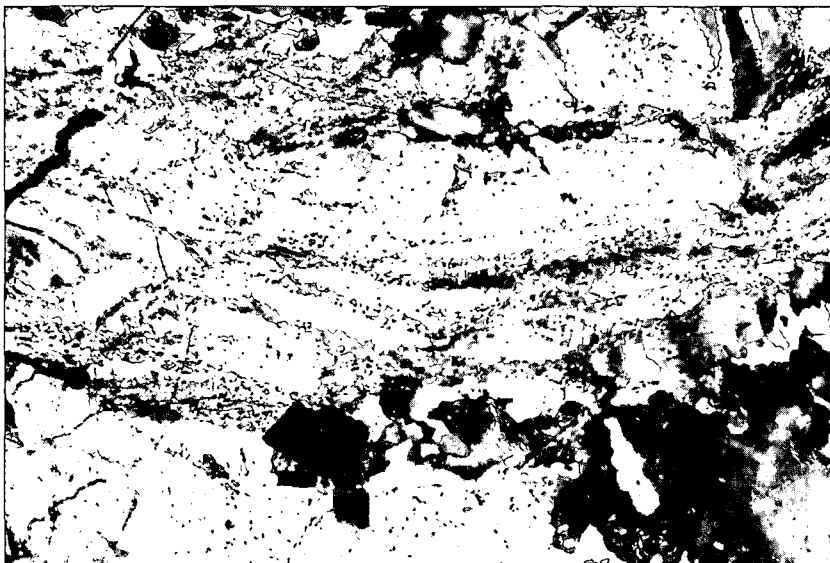


Abb. 117.
Auch schieferungs- (=schicht-) parallele tektonische Zergleitung deformiert das Antimonerz, worauf feinkristalline Rekristallisation der beschädigten Gitterzonen einsetzt.
Rechts unten und oben Mitte: Quarz (dunkelgrau).
Polierter Anschliff, Nicols $\times$.
Ausschnitt 1,8 x 1,2 mm.



Abb. 118.
Antimonit-Quarz-Feinlagenbau zeigt laminare Zergleitung nach s, spitzwinkelig und diskordant zu s sowie feinkörniges Rekristallisationsgefüge in den Schieferungsflächen (s).
Polierter Anschliff, Nicols $\times$.
Ausschnitt 2,3 x 1,5 mm.

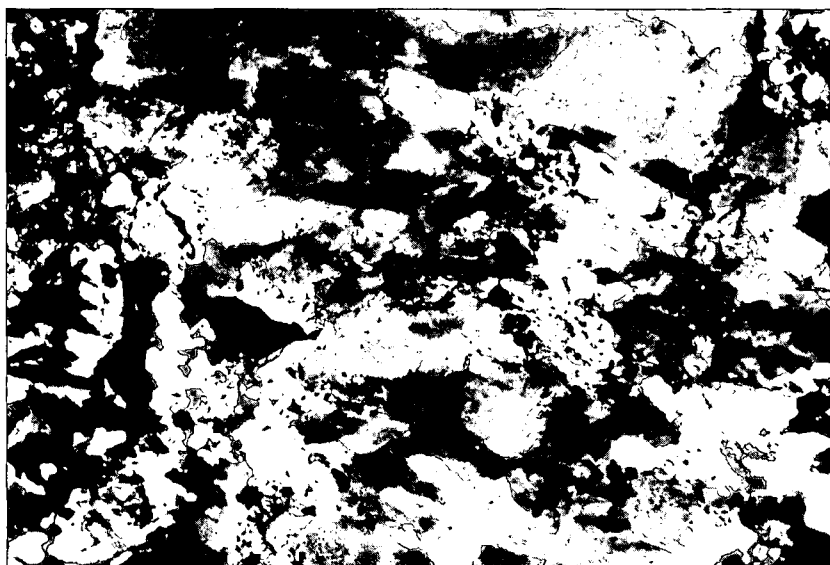
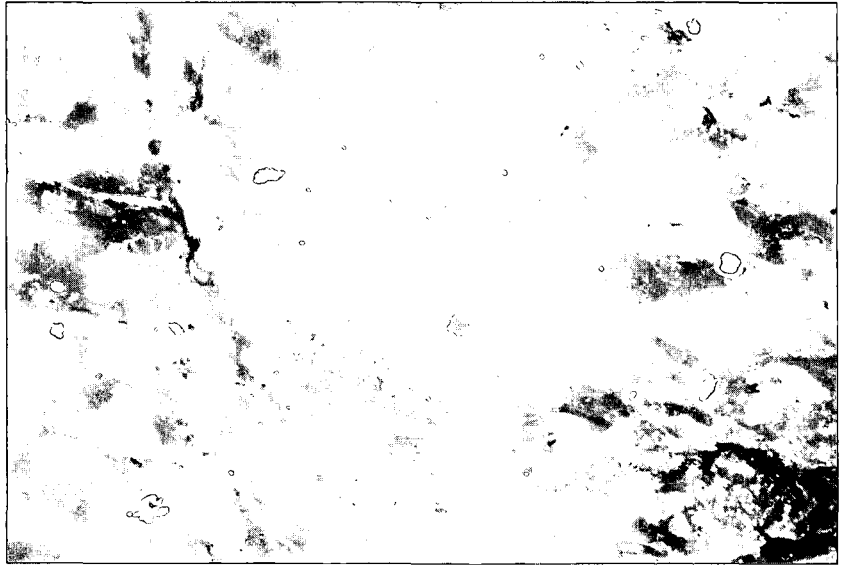


Abb. 119.
Grobkristalliner „Erz“-Quarzit (Quarz: weiß und verschieden grau bis grauschwarz) durch intragranulare tektonische Beanspruchung undulös gefaltet und in netzförmig angeordneten Haarrissen mit Antimonit (schwarz) vererzt.
Dünnschliff, Nicols +.
Ausschnitt 3,3 x 2,2 mm.

Abb. 120.

Feinkörniger Quarz-Ankerit-Marmor. Im Ankerit (hellgrau) und an den Korngrenzen Ausscheidung von Samtblende (weißgrau). Calcit und Quarz verheilen einen Haarriß. Calcit und Quarz: grau und dunkelgrau; Als Pigment Semigrafit: hellgrau, und Pyrit: weiß, Rutil: weißgrau. Polierter Anschliff, 1 Nicol. Ausschnitt 0,9 x 0,6 mm.



gefügen (s.), und sehr häufig als „Rot-quarz“ mit Realgar-Pigment (Abb. 115). An solchen, oft hypidiomorphen Komponenten kommt oft ein meroblastisches Weiterwachsen durch einen nicht rot pigmentierten, also „sauberen“ Saum um den rot-Realgar-pigmentierten Anfangskristall zur Geltung: übrigens hier ein aussagekräftiges Merkmal jüngerer Quarzkristallite.

Feinst- und gröberkristalliner Quarz ist aber auch Verwachsungspartner von Karbonaten wie Calcit und Ankerit, was zur Bezeichnung Ankerit-Quarzit, Calcit-Quarzit, andernfalls auch Sericit-Quarzit und in Sonderfällen von Antimonit-Quarzit (Abb. 119) und Pyrit-Arsenkies-Quarzit Anlaß geben kann. Als weiteres Farbpigment ist, zumindest im oxidierten Erz, Limonit in Form von Samtblende und Lepidokrokit zu erwähnen, was gelben bis bräunlichen und rötlichbräunlichen Quarz hervorruft.

Eine bescheidenere Rolle spielen im Erz Karbonate (Calcit, Dolomit, Ankerit), die einerseits in Berührungsparagenese mit Feinquarzit, Grobquarzit und als offenbar monomineralische jüngste Kristallite in Haarrissen des Erzes vorliegen (Abb. 120). Aber es fällt auch auf, daß in Calcitnestern starke mechanische Beanspruchungen erfolgt sind, was sich in starken Verbiegungen der polysynthetischen Zwillingslamellen zeigt. Es ist aber zu gewagt, diesen Fall von nachkristalliner Deformation zu verallgemeinern. Allgemein gesehen dürfte eventuell Dolomit einem älteren, Calcit einem jüngeren bis jüngsten Ent-

stehungszeitraum zuzuordnen sein. Diese Bemerkung bezieht sich aber nicht auf die feinkörnigen Calcitmarmor-Zwischenlagen im Erzträger- und Nebengestein.

Durch eine systematische Beprobung in den wenigen oberflächennahen Aufschlüssen wurden kürzlich über 100 Proben gesammelt und auf ihren WO_3 -Gehalt analysiert. 78 % der Proben zeigen einen WO_3 -Gehalt von $>0,05$ %. 30 % der Proben enthalten $>0,1$ % WO_3 , was als Grenzwert für Scheelit-Erzkörper angenommen wird. Als höchster WO_3 -Gehalt ist bis jetzt 7,29 % ermittelt worden. Aufgrund dieser Meßergebnisse wurden mehrere Scheelit-Erzkörper nachgewiesen. Zwischen den Gold-Erzkörpern und den Scheelit-Erzkörpern ist eine enge Beziehung festzustellen. Meistens sind Scheelit-Erze auch Gold-Erze. Abb. 121 zeigt eine Korrelation zwischen Au, W, As und Ag. Hohe Korrelationskoeffizienten zwischen Au, W, Mo, As, wie sie für das ganze Ostgebiet in Tab. 17 aufscheinen, lassen die Vermutung berechtigt erscheinen, daß nicht nur in der Lagerstätte Manaoke, sondern auch in anderen Lokalitäten des Ostgebietes eine Metallparagenese Au-W-As-(Mo) entwickelt ist, welche in der Provinz Sichuan bzw. auch in ganz Südwestchina bisher noch nie nachge-

wiesen wurde, aber nun wissenschaftlich und wirtschaftlich von großer Bedeutung ist. Es steht daher derzeit ein weiteres Forschungsprojekt zur Diskussion, welches speziell auf die Scheelit-Führung im Zusammenhang mit den Goldlagerstätten in Triasgesteinen des Ostgebietes ausgerichtet sein soll.

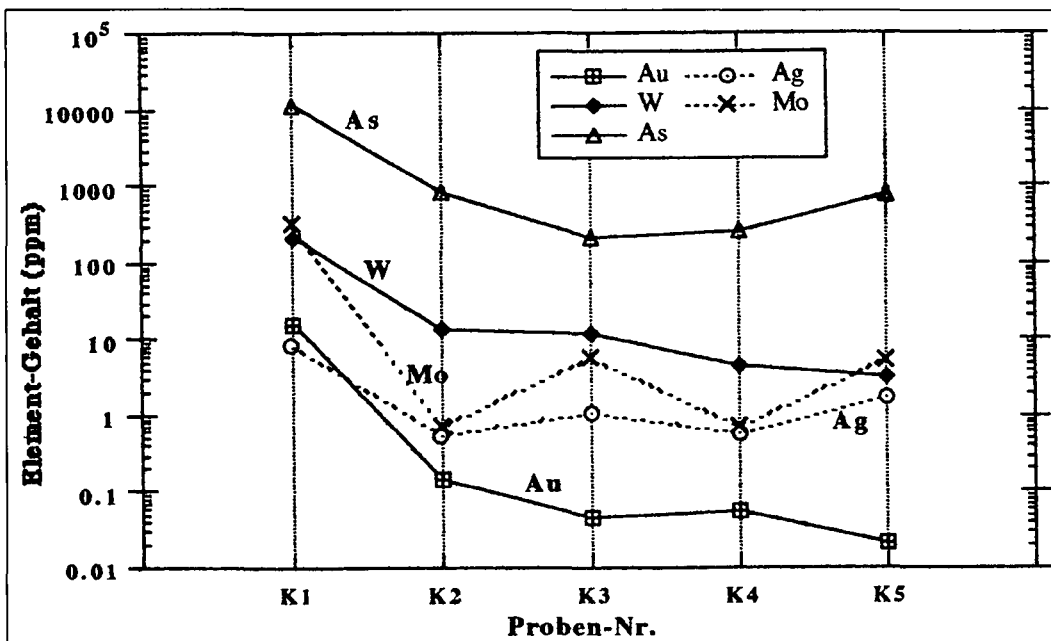


Abb. 121. Korrelation zwischen Au, W, As, Ag und Mo in Erzen und Gesteinen der Lagerstätte Manaoke.

Schließlich seien die für die Aufschließung des Vorkommens maßgeblichen Edelmetalle Gold und Platin hervorgehoben. Das Gold ist in Manaoke nach bisherigen Erfahrungen auf die submikroskopische Verteilung in Wirtsm Mineralen beschränkt. Es hat den Anschein, als ob Gold besonders in jenen Teilbereichen von Erzkörpern angereichert ist, die sich durch roten Quarz (mit Realgarpigment) und Antimonit-führenden Quarz auszeichnen, und speziell dort, wo Faltung, Verschiebung und Brekzierung in Erzkörpern bis zur Deformationsbrekzienbildung besonders ausgeprägt sind. Wenn auch hier die genaue Bindung des Goldes an Mineralphasen wissenschaftlich noch zu wenig untersucht ist, so kann theoretisch doch mit Arsenkies und Pyrit als Hauptgoldträger gerechnet werden.

Der sehr beachtenswerte Fund und Erfolg, wonach in einer gekutten 2 kg-Erzprobe bei der Separierungsaufbereitung ca. 100 feine Körnchen von Pt-Metall-Mineralen gefunden wurden, die durch Analysen nachgewiesen hauptsächlich Platin, Palladium und Platiniridium enthalten, macht die Lagerstätte Manaoke zu einem begehrten geologischen Körper. Nach ZHENG Minghua et al. (1991a) sind die Platinmetalle mit Antimonit verbunden.

6.8.3.3. Geochemische Daten einiger Erzminerale

Aus dem Manaoke-Erz liegen vor allem Mikrosonde-Meßdaten vom dort reichlich vertretenen Antimonit vor, der sich als sehr rein erweist. Mehrfach festgestellte Au-Gehalte bestätigen auch dieses Erzmineral als Träger von submikroskopischem Gold. Aber dies gilt umso mehr für Arsenkies, Pyrit und auch Realgar, wobei für diese

letztgenannten Minerale allerdings nur ganz wenige Messungen durchgeführt wurden. Über die sonderbare Beobachtung von Pt-Mineralen in dieser Paragenese liegen noch keine genauen Befunde vor.

6.8.4. Praktische Erkenntnisse für den Bergbau

Die bisher bergmännisch gewonnene Erkenntnis von weitgehender Schichtgebundenheit der Erzkörper als Erzlager, seien sie auch tektonisch überprägt durch Schieferung, schichtparallele Klüfte sowie durch Brekzierung zu Deformationsbrekzien mit Lösungsumlagerungen, kann beim Hoffnungsbau durch Ausrichtung der flächigen Erzkörper, wie schon bisher, genutzt werden. Die Kenntnis der kluftektonischen Zergleitungstendenzen wird allerdings für die Wiederaufsuchung verworfener Erzkörper sehr von Bedeutung sein.

6.9. Weitere Goldvorkommen in triassischen Sedimenten

Der bisher an den Beispielen Dongbeizhai, Qiaoqiao-shang, Zheboshan und Manaoke beschriebene und von den chinesischen Forschern als „schichtgebunden“ bezeichnete Lagerstättentyp könnte noch um eine Reihe von weiteren, neu entdeckten Lokalitäten erweitert werden: So liegen im NW-Teil unseres als Ostgebiet bezeichneten Landschaftsareals mehrere weitere Vorkommen (Abb. 4),

Tabelle 15.

Mikrosonde-Meßdaten (%) der Erzminerale von Manaoke (von Liu Jianming an der Universität Innsbruck analysiert).

Standard: Troilit, Pentlandit und reine Metalle; 15 KV.

K/A = Mol-Kationen/Mol-Anionen. Leere Zellen = nicht bestimmt.

Nr.	Mineral	S	Fe	Cu	Zn	Sb	Pb	Au	Ag	Ni	Co	Ti	As	Summe	K/A
KDF-10	Antimonit	25.28	0.00	0.00	0.07	73.74	0.10	0.00		0.01				99.20	1.30
KDF-10	Antimonit	26.12	0.03	0.01	0.01	74.46	0.00	0.00		0.03				100.66	1.33
KDF-10	Antimonit	26.13	0.01	0.06	0.00	74.21	0.02	0.00		0.00				100.43	1.33
KDF-8	Antimonit	26.00	0.01	0.00	0.00	69.75				0.00	1.17	0.00		96.93	1.41
KDF-8	Antimonit	26.06	0.00	0.06	0.00	69.88				0.01	0.99	0.02		97.02	1.41
KDF-8	Antimonit	26.34	0.00	0.02	0.09	75.26	0.00	0.00		0.00				101.71	1.32
KW6	Antimonit	27.20	0.03	0.00	0.07	69.18	0.14	0.00	0.00	0.01	0.00		1.07	97.70	1.51
KW6	Antimonit	26.74	0.00	0.00	0.02	69.11	0.24	0.01	0.00	0.00	0.00		1.21	97.33	1.49
KW6	Antimonit	27.25	0.00	0.02	0.05	69.67	0.02	0.00	0.00	0.00	0.00		1.35	98.36	1.51
KW6	Antimonit	27.36	0.00	0.01	0.05	69.24	0.04	0.10	0.00	0.00	0.03		1.28	98.11	1.53
KW6	Antimonit	26.98	0.01	0.03	0.07	69.97	0.22	0.00	0.00	0.00	0.01		0.98	98.27	1.48
KW6	Antimonit	27.48	0.00	0.08	0.00	70.15	0.13	0.00	0.00	0.00	0.00		1.23	99.07	1.51
KW6	Antimonit	27.31	0.01	0.00	0.00	70.18	0.18	0.00	0.00	0.00	0.00		1.23	98.91	1.50
KDF-10	Antimonit	27.38	0.02	0.00	0.09	71.11	0.02	0.00	0.00	0.02	0.00		1.14	99.78	1.48
KW6	Antimonit	27.32	0.00	0.00	0.01	70.28	0.15	0.00	0.00	0.00	0.00		1.20	98.96	1.50
KDF-10	Antimonit	27.91	0.02	0.00	0.00	69.99	0.00	0.00	0.00	0.01	0.00		0.99	98.92	1.54
KDF-10	Antimonit	27.85	0.00	0.04	0.06	71.40	0.00	0.12	0.00	0.00	0.00	Se	1.19	100.66	1.50
KDF-8	Antimonit	26.22	0.00	0.07	0.00	69.76	0.12	0.00				1.21		97.38	1.42
KDF-18	Arsenkies	20.33	34.26	0.00	0.00	0.18	0.15	0.01	0.00	0.00	0.10		42.05	97.08	1.94
KDF-18	Arsenkies	21.84	34.60	0.00	0.01	0.26	0.17	0.13	0.00	0.00	0.05		41.46	98.52	1.98
KDF-18	Arsenkies	23.13	35.89	0.06	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.08		40.97	100.13	1.97
KDF-18	Arsenkies-S	23.41	35.69	0.03	0.10	0.57	0.09	0.00	0.00	0.00	0.11		37.72	97.72	1.91
KDF-18	Arsenkies-S	33.88	38.74	0.06	0.05	0.28	0.21	0.07	0.00	0.00	0.10		25.92	99.31	2.01
KDF-10	Pyrit	49.28	47.19	0.03	0.09	0.20	0.01	0.03	0.00	0.00	0.08		0.20	97.11	1.81
KW6	Realgar	31.61	0.00	0.02	0.00	0.65	0.03	0.00	0.00	0.02	0.00		66.31	98.64	1.11
KW6	Realgar	30.71	0.03	0.01	0.06	0.58	0.06	0.00	0.00	0.01	0.00		67.53	98.99	1.06

von denen die Cu-Au-Lagerstätte Baxi die wichtigste wäre. Aber sie ist derzeit aus verschiedenen Gründen nicht zugänglich. Ein weiteres Beispiel liefert die nur 3 km östlich von Baxi gelegene Lokalität Tuanjie. Im Rahmen des gemeinsamen chinesischen und österreichischen Projektes war es allerdings nicht möglich, anlässlich der Geländebegehungen im Sommer 1991 noch andere Vorkommen aufzusuchen. Das gilt auch für das nachstehend gereiht Goldvorkommen von Tuanjie. Weil dieses von chinesischer Seite aber bereits oberflächlich untersucht und wissenschaftlich aussagekräftig beurteilt wird und auch einige Probestücke vorliegen, wollen wir darüber kurz berichten.

6.9.1. Au-Vorkommen Tuanjie

Das Vorkommen wurde 1988 entdeckt, aber noch nicht aufgeschlossen. Es gibt also nur Befunde von Geländeuntersuchungen.

Erzträger- und Nebengesteine sind, wie schon von den anderen Lokalitäten bekannt, die feinklastischen Sedimente der mittleren Trias mit feinkörnigen Grauwacken, kalkigen Arkosen, siltigen Schiefern und etwas Kalkstein. Die Serie ist sehr schwach metamorph. An Tonmineralen sind Sericit, Muskowit, Chlorit und als Verwitterungsprodukt Kaolinit bekannt geworden. Bemerkenswert sind kleine Intrusionskörper von Granodiorit und Diorit sowie lamprophyrische Ganggesteine, z.B. stark verwitterte Minette-Gänge.

Schichtung und Hauptstrukturlinien werden mit WNW(NW)–ESE(SE) angegeben, das s-Fallen mit 35°–60° NNE.

Die Erzführung liegt nach bisherigen Informationen ausschließlich schichtförmig in der Sedimentationsserie. In den Dioritintrusionen und im Lamprophyrykontakt ist noch kein Erz gefunden worden, aber die chinesischen Kollegen schließen diese Möglichkeit nicht aus. Man kennt derzeit drei, anscheinend schichtparallele Erzzone in einem 60 m mächtigen Sedimentpaket. Eine der Erzzone hat 11 m Mächtigkeit. Das unmittelbare Trägergestein ist Siltstein und Siltschiefer.

Das Gold der Erz ist im feinklastischen Sediment im allgemeinen nur bei sorgfältiger Beobachtung durch viele feine Quarz- und Karbonat-Gängchen in einem Fugennetz des mm-Bereiches und durch Sulfidmineral-Anreicherungen erkennbar. Große Erzgänge oder vererzte Verwerfungszone sind nicht bekannt. Zur Beurteilung des Erzinhalt, insbesondere des Au-Gehalt, ist eine auflichtmikroskopische Untersuchung, letzten Endes aber nur die chemische Analyse ausschlaggebend. Bis jetzt wurden nur Goldgehalte der Größenordnung unter 10 ppm im Erz ermittelt.

Die Mineralparagenese des Erzes besteht aus Pyrit, Markasit, Arsenkies und Antimonit, begleitet von viel Quarz sowie auch den Karbonaten Dolomit und Calcit. Untergeordnet sind Kupferkies, Tetraedrit und Magnetkies sowie unser Nutzmineral Gold enthalten.

Enge Beziehungen sind vor allem zwischen Pyrit und Arsenkies hinsichtlich der Verwachsungsparagenese im Erz und im Erzträgergestein festzustellen. Pyrit mit Arsenkies wurden üblicherweise mit 1–4 % im Erzträgergestein ermittelt. Diese beiden Sulfide sind teils homogen in gewissen Schichten verteilt, teils in regelrechten Sulfidlinen mit einer Länge von 10 cm und bis 1 cm Dicke, zusammen mit Quarz und begleitet von Kupferkies und Tetraedrit schichtig angereichert.

Pyrit zeigt meist Würfel- und Pentagondodekeder-Kriställchen, hypidiomorphe bis klein-xenomorph-körnige Aggregate, häufig kataklastisch.

Markasit, oft mit charakteristischen Zwillingslamellen entwickelt, erweist sich als Verdränger von Pyrit.

Arsenkies ist in der Gestalt oft grober, rhombischer Querschnitte von idiomorphen bis hypidiomorphen Kristallen, teilweise auch nadelförmig, vertreten.

Antimonit liegt eher selten in der Gemeinschaft mit Pyrit, Arsenkies und Quarz vor; er ist viel mehr mit Karbonat vergesellschaftet und dieserart disseminiert in Karbonatgängen oder in Form von hochkonzentrierten Antimonit-Spaltenkristalliten angereichert.

Auch feine Magnetkies-Einschlüsse im Pyrit sowie Rutil werden einer synsedimentären Phase zugeordnet.

Von den chinesischen Kollegen wird, zum Unterschied von den anderen triassischen Goldvorkommen, auf die hier häufiger begleitenden Cu-Mineralen, vor allem Kupferkies und Tetraedrit hingewiesen. Man hält sie wegen der Verwachsungsparagenese mit Pyrit und Arsenkies und wegen des laminierten Auftretens im Sediment für Zeugen einer marinen, synsedimentären bis diagenetischen Cu-Anreicherung: eine bemerkenswerte genetische Ansicht, die auch für die benachbarte und wichtigere Au-Cu-Lagerstätte Baxi für aktuell gehalten wird.

Von diesen als primär bezeichneten Erzbildungen unterscheidbar sind nach den Untersuchungen der chinesischen Partner aber jüngere Kristallite in Spalten und sehr feinen Gängen, z.B. mit nur 10 cm Länge und unter 2 mm Breite, wie sie als Fugennetze in der ganzen schichtigen Erzzone verbreitet sind. Die zementierende sekundäre Vererzung besteht in diesem Fall aus Pyrit, Arsenkies, Magnetkies, Quarz, Dolomit und Calcit, begleitet von Kupferkies und Tetraedrit.

Schließlich wird auch noch eine weitere, jüngere Paragenese mit kennzeichnendem Antimonit, mit Pyrit, Arsenkies, Quarz und Karbonat unterschieden. Diese tritt offenbar im Erzkörper nur lokal auf, weist aber größere Spaltenformen, z.B. mit 0,5–3 m Länge und 10–40 cm Breite, auf. Im derartig ruptuell deformierten Erz samt Nebengestein sind die Fragmente der Deformationsbrekzie wandständig mit Quarz, gefolgt von Karbonat umkrustet.

Entsprechend den sekundären Deformationen und Kristallisationen wird eine Altersabfolge unterschieden: Fein-quarzit und kleine Gesteinsfragmente – Grobquarzit, Pyrit, Arsenkies – Karbonate mit Antimonit. Pyrit und Arsenkies sind bevorzugt in den Gesteinsklasten und in Quarz, Antimonit aber nur mit Karbonat vergesellschaftet zu beobachten. In den jüngsten Fugenkristalliten fehlen Magnetkies, Tetraedrit und Kupferkies. Quarze dieser Generation zeigen Zonarbau durch feine Einschlüsse. Nach der Meinung chinesischer Experten könnten Erz- und Gesteins-Deformationsbrekzien und die sekundäre Vererzung mit oberflächennahen magmatischen Intrusionen in einem ursächlichen Zusammenhang stehen. Jüngste Karbonat-Gänge ohne Erzminerale und Quarz schneiden alle anderen Gefüge und bilden somit den Abschluß der Mineralisationen.

Über Komponenten des Erzes liegen zahlreiche Meßdaten durch Mikrosonde-Analysen vor. Am interessantesten sind die Wirtsminerale für das submikroskopisch eingeschlossene Gold. Naturgemäß ließen sich die Hauptgemengteile Arsenkies, Pyrit, Antimonit mehrfach als Au-Träger identifizieren sowie auch die Nebengemengteile Kupferkies, Magnetkies und Tetraedrit (Tab. 16).

Nr.	Mineral	S	Fe	Cu	Zn	Sb	Pb	Au	Se	Ni	Pt	Pd	As	Summe	K/A
TDF-12	Antimonit	29.05	0.00	0.03	0.05	72.48		0.00					1.50	103.12	1.55
TDF-12	Antimonit	28.31	0.05	0.14	0.03	72.91		0.00					1.27	102.72	1.49
TDF-12	Antimonit	29.10	0.00	0.13	0.04	73.39		0.00					1.30	103.97	1.53
TDF-12	Antimonit	28.31	0.00	0.04	0.04	72.62		0.03					1.25	102.28	1.50
TDF-12	Antimonit	27.22	0.00	0.16	0.10	70.03		0.00					0.53	98.04	1.48
TDF-12	Antimonit	27.81	0.00	0.01	0.02	69.83		0.00					1.38	99.05	1.54
TDF-12	Antimonit	26.49	0.00	0.12	0.02	71.35		0.00					1.23	99.20	1.43
TDF-12	Antimonit	29.40	0.00	0.02	0.02	71.68		0.00					1.17	102.29	1.58
TDF-12	Arsenkies	19.69	34.47	0.07	0.11	0.49		0.06					40.97	95.86	1.86
TDF-12	Arsenkies	21.39	35.22	0.07	0.03	1.00		0.00					40.96	98.67	1.89
TDF-12	Arsenkies	20.38	35.94	0.05	0.08	0.76		0.06					41.76	99.04	1.14
TDF-12	Arsenkies	19.45	35.26	0.03	0.04	0.73		0.00					41.80	97.32	1.09
TDF-12	Arsenkies	20.39	34.54	0.11	0.00	0.60		0.00					41.65	97.29	1.90
TI-6	Kupferkies	34.98	32.03	34.92	0.00	0.00	0.01	0.03		0.00				101.97	0.97
TDF-10A	Kupferkies	34.30	29.82	32.95	0.00	0.00		0.00					0.00	97.07	1.02
TI-6	Kupferkies	33.21	30.85	33.92	0.00	0.07				0.00	0.09	0.01		98.15	0.95
TDF-10A	Kupferkies	33.64	29.53	32.78	0.00	0.00		0.00					0.00	95.95	1.00
TDF-10A	Kupferkies	34.00	29.22	32.52	0.00	0.00		0.06					0.00	95.80	1.02
TI-6A-3	Kupferkies	33.62	30.98	34.02	0.00	0.07	0.26	0.00	0.83					99.78	0.96
TI-6	Kupferkies	33.92	32.16	34.88	0.00	0.03	0.00	0.00		0.00				100.99	0.94
TI-2	Kupferkies	32.10	31.16	33.27	0.00	0.01	0.00	0.00		0.00				96.54	0.92
TI-2	Kupferkies-As	30.84	29.44	34.15	0.00	0.06				0.00	0.00	0.10	3.89	98.48	0.95
TI-2	Kupferkies-As	30.66	29.66	33.81	0.00	0.00				0.00	0.00	0.02	4.56	98.71	0.96
TI-2	Magnetkies	36.95	61.48	0.01	0.00	0.04	0.04	0.02		0.00				98.54	1.05
TI-9	Magnetkies	36.13	60.93	0.00	0.03	0.04	0.11						0.12	97.36	1.03
TI-2	Pyrit	49.31	46.67	0.00	0.02	0.00				0.00	0.05	0.00	2.31	98.36	1.87
TI-9	Pyrit	49.32	45.47	0.03	0.00	0.00	0.09						1.03	95.94	1.90
TI-2	Pyrit	48.92	47.42	0.07	0.00	0.00				0.00	0.00	0.06	2.87	99.34	1.84
TI-6	Pyrit	49.26	47.61	0.01	0.05	0.00				0.00	0.08	0.02	1.32	98.35	1.82
TI-6	Pyrit	53.46	47.44	0.02	0.01	0.00	0.28	0.01	0.17					101.39	1.96
TDF-10A	Pyrit	50.78	46.28	0.00	0.04	0.00		0.05					0.03	97.18	1.91
TI-6	Pyrit	47.09	48.93	0.07	0.01	0.00	0.00	0.00		0.00			2.10	98.20	1.70
TI-2	Pyrit	48.17	47.01	0.00	0.00	0.00				0.00	0.00	0.00	3.54	98.72	1.84
TI-6	Pyrit	49.17	47.88	0.00	0.04	0.00	0.07	0.00		0.00			1.78	98.94	1.81
TDF-12	Pyrit	52.88	49.24	0.01	0.04	0.03		0.00					0.02	102.22	1.87
TI-6	Pyrit	48.15	47.14	0.06	0.00	0.00	0.01	0.05		0.00			2.50	97.91	1.81
TI-6A-2	Tetraedrit	24.75	2.24	38.14	5.07	28.02	0.18	0.00	1.46					99.86	0.81
TDF-10A	Tetraedrit	24.52	3.30	36.79	4.20	30.38		0.00					0.60	99.79	0.81
TDF-10A	Tetraedrit	24.68	4.32	37.12	2.31	29.51		0.00					0.72	98.66	0.83
TI-2	Tetraedrit	23.03	3.18	38.10	3.38	30.95	0.06	0.00		0.00				98.70	0.75
TI-6A-1	Tetraedrit	24.95	2.16	38.03	4.96	26.59	0.03	0.01	1.11					97.84	0.83
TDF-10A	Tetraedrit	24.89	5.92	37.10	0.35	29.94		0.00					0.73	98.93	0.83
TI-2	Tetraedrit	23.07	2.87	37.48	3.78	32.08	0.00	0.05		0.00				99.33	0.75
TDF-10A	Tetraedrit	22.95	3.78	36.90	2.90	29.56		0.00					0.73	96.82	0.77
TDF-10A	Tetraedrit	24.13	3.79	37.14	2.84	29.96		0.00					0.75	98.61	0.81
TI-2	Tetraedrit	23.47	4.24	36.15	4.31	32.23	0.02	0.00		0.00				100.42	0.75
TI-2	Tetraedrit	23.49	3.91	37.88	3.90	30.23				0.00	0.54	0.00		99.95	0.75
TI-2	Tetraedrit	23.62	2.53	39.16	4.11	29.97				0.00	0.49	0.00		99.88	0.76
TI-2	Tetraedrit	23.88	7.04	37.98	0.00	31.61	0.11	0.00		0.00				100.62	0.76
TI-2	Tetraedrit	23.17	6.68	37.67	0.00	30.97	0.03	0.03		0.00				98.55	0.75
TDF-10A	Tetraedrit	24.54	3.98	36.88	2.36	29.69		0.00					0.68	98.13	0.83
TI-6	Tetraedrit	29.79	15.39	36.16	2.28	14.82	0.09	0.00	0.47					99.00	0.93
TI-2	Tetraedrit	23.33	3.08	39.03	3.59	30.27				0.00	0.43	0.04		99.77	0.75
TI-2	Tetraedrit	22.62	6.68	37.24	0.00	30.59	0.00	0.00		0.00				97.13	0.74
TI-2	Tetraedrit	22.69	2.87	37.26	3.67	30.79	0.00	0.00		0.00				97.28	0.75
TI-2	Tetraedrit	22.81	4.64	37.80	2.22	32.45	0.00	0.00		0.00				99.92	0.73
TI-6	Tetraedrit	22.98	1.96	37.22	5.78	30.78	0.01	0.02		0.00				98.75	0.74
TI-6	Tetraedrit	23.04	1.87	37.78	6.02	30.27	0.00	0.00		0.00				98.98	0.74
TI-2	Tetraedrit	23.22	3.40	37.65	3.22	32.25	0.00	0.00		0.00				99.74	0.75
TI-2	Tetraedrit	23.29	4.23	37.40	2.74	32.39	0.00	0.00		0.00				100.05	0.75
TI-2	Tetraedrit	22.40	2.59	37.49	3.98	30.59	0.00	0.00		0.00				97.05	0.74
TI-6	Tetraedrit	23.37	2.75	38.17	5.58	29.59	0.00	0.00		0.00				99.46	0.74
TI-6	Tetraedrit	23.49	2.12	38.15	5.52	30.48	0.04	0.00		0.00				99.80	0.75
TI-6	Tetraedrit	23.71	2.32	38.99	5.34	27.32				0.00	0.50	0.02		98.20	0.77
TI-6	Tetraedrit	24.21	2.69	38.66	5.43	27.94				0.00	0.46	0.04		99.43	0.78
TI-6	Tetraedrit	28.00	12.32	35.68	2.60	18.57	0.00	0.00	0.74					97.91	0.90
TI-6	Tetraedrit	23.15	2.01	37.77	5.82	31.01	0.00	0.00		0.00				99.76	0.74
TI-6	Tetraedrit	23.25	1.94	38.17	5.72	30.96	0.03	0.00		0.00				100.07	0.74
TI-6	Tetraedrit	23.35	1.46	38.40	6.02	31.17	0.00	0.00		0.00				100.40	0.74

Tabelle 16.
Mikrosonde-Meßdaten
(%) der Erzminerale
von Tuanjie (von Liu
Jianming an der Uni-
versität Innsbruck
analysiert).
Standard: Troilit, Pent-
landit und reine Me-
talle; 15 KV.
K/A = Mol-Kationen/
Mol-Anionen. Leere
Zellen = nicht be-
stimmt.

6.10. Geochemie der Erze und Nebengesteine triassischer Lagerstätten

Hauptsächlich von chinesischen Labors liegen sehr verschiedene und zahlreiche geochemische Analysenergebnisse vor, die wir veröffentlichen und zur Diskussion stellen wollen. Mit einer Zusammendrängung der Daten von verschiedenen besprochenen Lokalitäten der Erzvorkommen in triassischen Gesteinen wird eine bessere Vergleichsmöglichkeit bezweckt.

6.10.1. Haupt- und Spurenelemente

Wie aus den Tabellen 2, 3, 4, 5 zu entnehmen ist, weisen die analysierten triadischen Gesteinsproben der Xinduqiao-Gruppe einen gegenüber dem CLARKE-Wert überhöhten Metallgehalt (z.B. Au, As, Hg, Bi) auf, Gesteine der Zagunao-Gruppe aber einen sehr geringen. Die Lagerstätte Qiaoqiaoshang aber liegt nach Auffassung der chinesischen Forscher gerade in dieser Serie.

Die Übersicht (Tab. 3) zeigt, abgesehen von den Karbonatgesteinen, einen durchwegs hohen SiO_2 -Gehalt. Das ist auf den hohen, teils detritischen, teils authigenen Quarzgehalt der Sedimente zurückzuführen. Er ist Hauptkomponente sowohl im Erz und im mineralisierten Trägergestein der Erzkörper, als auch im Nebengestein außerhalb der Erzkörper. Allerdings ist ein beträchtlicher Teil des ausgewiesenen SiO_2 auf den „Tongehalt“ in Form von illitischen Tonmineralen und Sericit zurückzuführen, wofür die Al_2O_3 -Werte Aussagen erlauben. Damit korrelierbar ist aber auch der K_2O -Gehalt, da andere Tonminerale hier keine Bedeutung haben. Nur in Einzelfällen kann auch das Auftreten von K-Na-Feldspäten geringen Einfluß haben.

Im Fe-Gehalt kommt vor allem der Pyrit-Markasit-, der schwache Eisenkarbonat- und der Arsenkies-Gehalt zur Geltung. Es ist bemerkenswert, daß die Au-Gehalte nicht auffallend oder überhaupt nicht mit FeO und As korrelierbar sind. Das läßt den Schluß zu, daß zu den theoretisch wichtigen Goldträgern Pyrit und Arsenkies auch noch andere Wirtsminerale in Betracht zu ziehen sind: z.B. Antimonit, Eisenhydroxide, eventuell auch Tonminerale und inkohlte pflanzliche Substanz.

Im als „Erz“ bezeichneten Gestein sind die Fe-Gehalte naturgemäß überwiegend höher als außerhalb der eigentlichen Erzkörper. Es kommt auch zum Ausdruck, daß die TiO_2 -Gehalte mit den Al_2O_3 -Gehalten korrelierbar sind, was auf den Zusammenhang, also den Ti-Gehalt der Tonsubstanz bzw. die feinen Einlagerungen von Ti-Mineralen in den Glimmern zurückzuführen ist.

CaCO_3 bildet den dominierenden Anteil in den Karbonaten des Erzes und der Nebengesteine. Wie der optisch-petrographische Befund zeigt, sind Karbonate häufig in äußerst feiner Verteilung in Quarzit, Sericitquarzit und Mergelschiefern enthalten, aber die analysierten triadischen Karbonatgesteine der Abfolge erweisen sich als reine oder dolomitische Kalksteine.

Zusammenfassend kann auf die weitgehende Ähnlichkeit zwischen Erz, mineralisiertem Gestein

Tabelle 17.
Korrelationsmatrix von 18 wichtigen Elementen in Gesteinen und Erzen (85 Proben) des Ostgebietes.
Analytik: NAA, Chengdu College of Geology.

Element	Au	Cs	Ba	U	Th	Ag	As	Sb	W	Mo	Zr	Fe	Co	Cr	Zn	K	Na	Ni
Au	1.000																	
Cs	0.008	1.000																
Ba	0.225	0.326	1.000															
U	0.637	0.074	0.359	1.000														
Th	0.039	0.238	0.399	0.360	1.000													
Ag	0.623	-0.033	0.337	0.685	0.203	1.000												
As	0.858	0.089	0.272	0.775	0.090	0.671	1.000											
Sb	0.393	0.496	0.237	0.314	0.013	0.342	0.453	1.000										
W	0.946	0.004	0.213	0.654	0.041	0.639	0.884	0.423	1.000									
Mo	0.909	0.106	0.279	0.546	0.039	0.581	0.807	0.450	0.935	1.000								
Zr	-0.158	0.218	0.158	-0.131	0.482	-0.049	-0.202	0.014	-0.194	-0.129	1.000							
Fe	-0.070	0.139	-0.025	0.240	0.407	-0.199	0.002	-0.017	0.091	-0.048	0.148	1.000						
Co	-0.090	0.222	0.136	0.177	0.442	-0.106	-0.041	-0.031	-0.034	-0.081	0.230	0.690	1.000					
Cr	0.513	0.134	0.157	0.327	0.152	0.339	0.495	0.356	0.545	0.564	0.041	0.025	-0.003	1.000				
Zn	-0.019	-0.011	0.178	0.171	-0.032	0.297	-0.013	0.010	0.085	-0.040	-0.046	0.405	0.138	-0.080	1.000			
K	0.015	0.260	0.323	0.195	0.600	0.008	-0.004	0.046	0.016	0.048	0.353	0.295	0.308	0.123	0.004	1.000		
Na	0.009	0.003	0.050	0.070	0.071	0.011	-0.004	-0.013	0.013	0.074	0.063	0.029	0.005	0.137	-0.044	0.034	1.000	
Ni	0.056	-0.064	-0.077	0.118	-0.163	0.100	0.184	0.014	0.049	0.008	-0.315	-0.183	-0.119	0.263	-0.102	-0.197	0.012	1.000

und eigentlichem Nebengestein hingewiesen werden, ausgenommen Fe, As, S und Au. Das stimmt mit den petrographischen Beobachtungen überein, wonach im „Erz“ (als Sammelbegriff für metallhaltiges Gestein) mehr oder weniger normale Gesteinsanteile mitenthalten sind.

Eine gewisse Auskunft über die Goldgehalte im Erz und im erzführenden Nebengestein von Dongbeizhai und Qiaoqiaoshang gibt Tabelle 3. Der Ag-Gehalt liegt im Vergleich zu den Au-Werten sehr nieder. Nach den wenigen, nicht statistisch auswertbaren Analysenbeispielen scheint eine Korrelation von Au und Hg möglich zu sein. Ein Zusammenhang mit As fällt nach dieser Tabelle nicht auf. Hingegen macht sich nach den Ergebnissen von Dongbeizhai eine Korrelation Au-As (Abb. 35) deutlich bemerkbar. Und schließlich gibt auch Tabelle 17 über die Korrelation von Elementen in Gesteinen und Erzen der bisher besprochenen Lagerstätten in Triasgesteinen Auskunft: hier ist der deutliche Zusammenhang von Au und As sowie entsprechend schwach von Au und Ag, aber auch mit U erwähnenswert. Die außergewöhnliche Korrelation Au-W, Mo, (Cr, U) vermögen wir nicht zu ergründen. Vielleicht sind Zusammenhänge mit der inkohlierten organogenen Substanz zu erraten (SCHROLL, 1976).

Auf die wichtige Frage nach der Bedeutung des Pyrits als Goldträger im Dongbeizhai-Erz gibt die Tabelle 9 eine gute Teilauskunft. Die Gegenüberstellung von Wu Guifang (1988) identifiziert zwar, wie theoretisch zu erwarten, den Pyrit als wichtigen Goldträger, aber es muß, wie auch zu Tabelle 3 bemerkt, noch andere Wirtsminerale geben.

Über Spurenelementgehalte einschließlich der Edelmetalle in zwei Pyrittypen liegt eine Neutronenaktivierungsanalyse aus dem Chengdu College of Geology vor (Tab. 11). Mit großer Deutlichkeit zeigen sich höhere Gehalte im Pyrit des Erzes („Erzpyrit“) betreffend Au, Ag, As, Sb und Zn, gegenüber den bescheidenen Gehalten in „Framboidpyrit“. Dieser enthält aber offenbar mehr Cr, W und U (nicht in der Tabelle enthalten). Im Pyritgitter besteht allerdings nur Diadochie für Ni, Co und As. Die anderen Elemente können nur submikroskopisch als Mikropa-

ragenesen enthalten sein. Schließlich ist auch zu beachten, daß Spurenelemente wie z.B. Ni, Co, Cr, W, Mo, U u.a. mit dem Gehalt an C_{org} korrelierbar sind (SCHROLL, 1976). Die Ni/Co-Verhältnisse um 1,3–1,4 für beide Pyrittypen sind mit den Ni/Co-Verhältnissen in den Nebengesteinen vergleichbar, daher sollten diese Metalle aus dem Sediment ableitbar sein.

Über die Zusammensetzung eines zonar gebauten Pyrits von Qiaoqiaoshang gibt Tabelle 12 Auskunft, in welcher die Fe-, S- und As-Gehalte, ermittelt durch eine Untersuchung mit der Elektronenstrahlmikrosonde, mitgeteilt sind. Analog dazu sind auch Meßdaten für Fe, As und S eines Arsenkieses im Qiaoqiaoshang-Erz zur Übersicht gebracht.

6.10.1.1. SEE-Verteilung

Von chinesischer Seite wurden Seltene Erden als geochemisch aussagekräftige Elementgruppe im Erz und Nebengestein für eine genetische Abwägung erzanreichernder Prozesse mithingezogen (Abb. 122, 123, 124, 125). Als Analysenbeispiele liegen Untersuchungen aller hier diskutierten Lagerstätten in triassischen Gesteinen, vergleichsweise aber auch aus kambrischen Gesteinen (Teil 7.7.1.1.) vor.

Die allgemein nur in engen Grenzen variierenden SEE-Werte der triassischen Begleitsedimente erweisen sich als typisch für Tonschiefer. Dem entsprechen auch „Schiefererze“ und die vererzten Nebengesteinsbrekzien.

Davon unterscheiden sich aber die Werte für die tektonisch an die Lagerstätten grenzenden Karbonatgesteine devonischen und karbonischen Alters sowie auch für Quarz und Calcit als Begleitminerale jüngerer genetischer Stellung in der Lagerstätte.

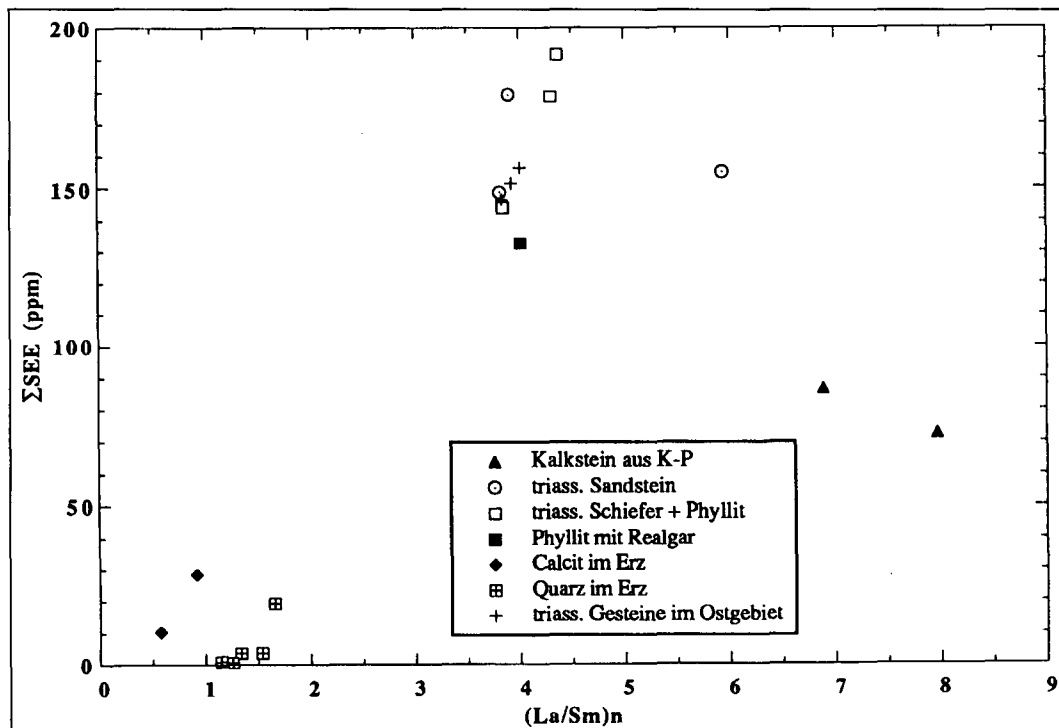
Eine negative Cer-Anomalie ist im „Erz-Calcit“ und „Erz-Quarz“ ersichtlich, was als Meerwassereinfluß gedeutet werden könnte. Eu- und La-Anomalien sind kaum erwähnenswert.

Die jurassisch eingestuft granitoiden Plutonite und Ganggesteine unterscheiden sich hinsichtlich der Seltenen Erden nicht auffallend von den Tongesteinen. Lediglich eine als „Skarn“ bezeichnete Probe von Zheboshan liegt mit den Werten etwas abweichend.

Tuffitischer Sandstein von derselben Lokalität zeigt Normwerte.

Die von chinesischen Labors gelieferten SEE-Daten sind auch für die Darstellung der La/Sm- und La/Yb-Verhältnisse und des Sm-Gehaltes in Devon- und Kar-

Abb. 122.
(La/Sm)_n – Σ SEE-Diagramm von Mineralen und Gesteinen der Lagerstätte Dongbeizhai.



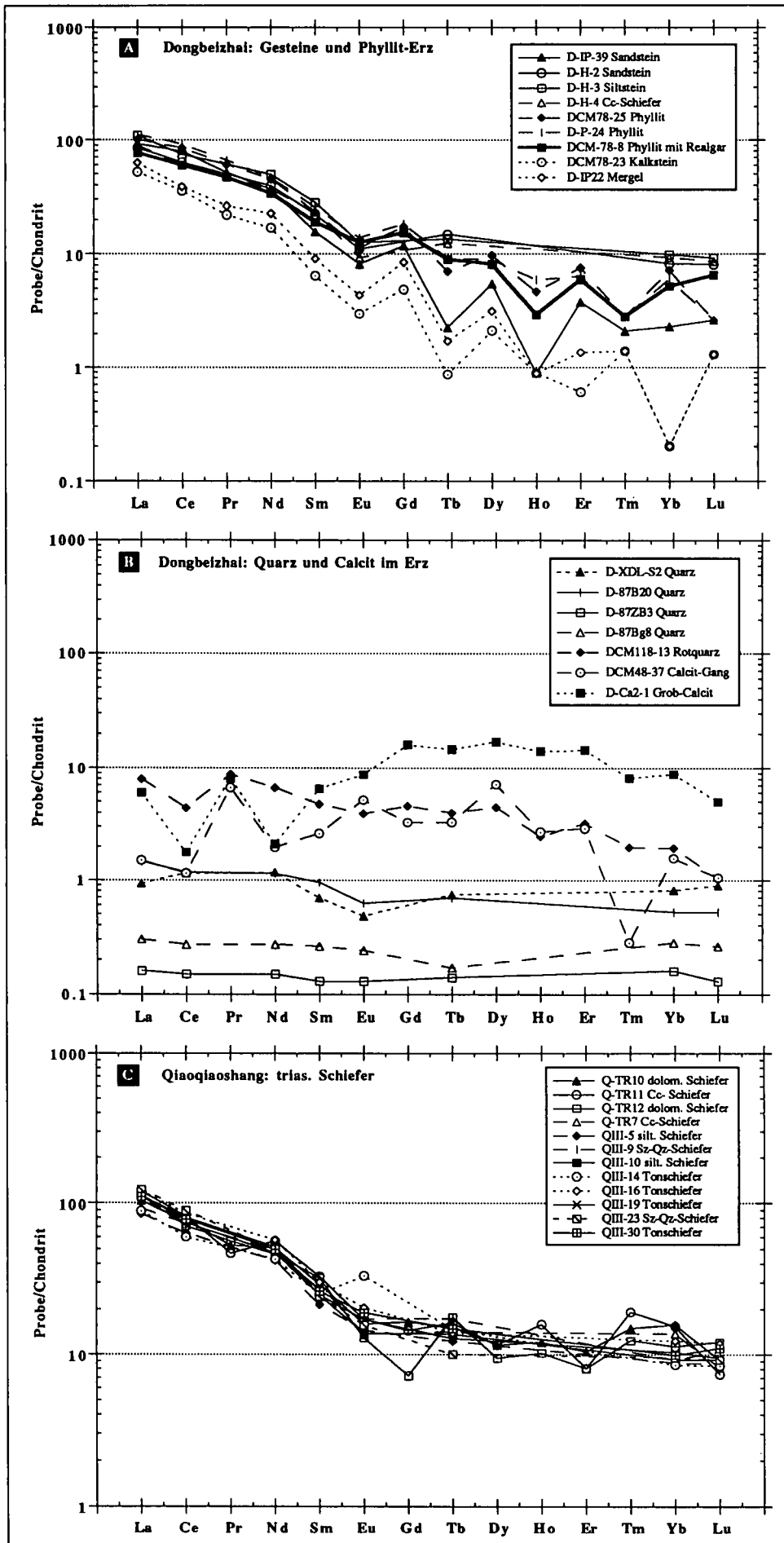


Abb. 123.
Chondrit-normierte SEE-Diagramme (A-N) von Gestein, Erz bzw. Mineralen der Lagerstätten Dongbeizhai, Qiaqiaoshang, Zhebo-shan, Manaoke und Tuanjie.

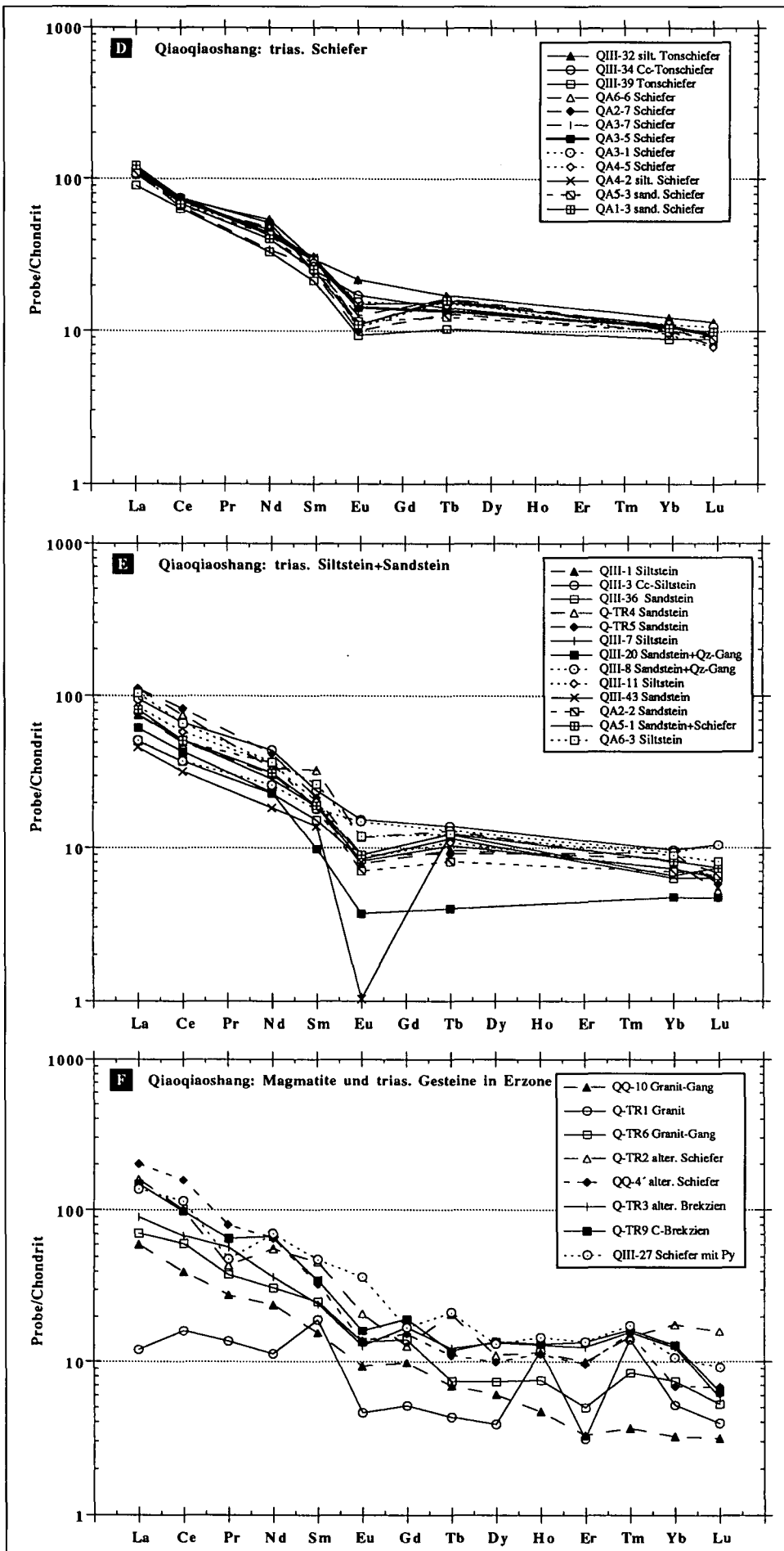
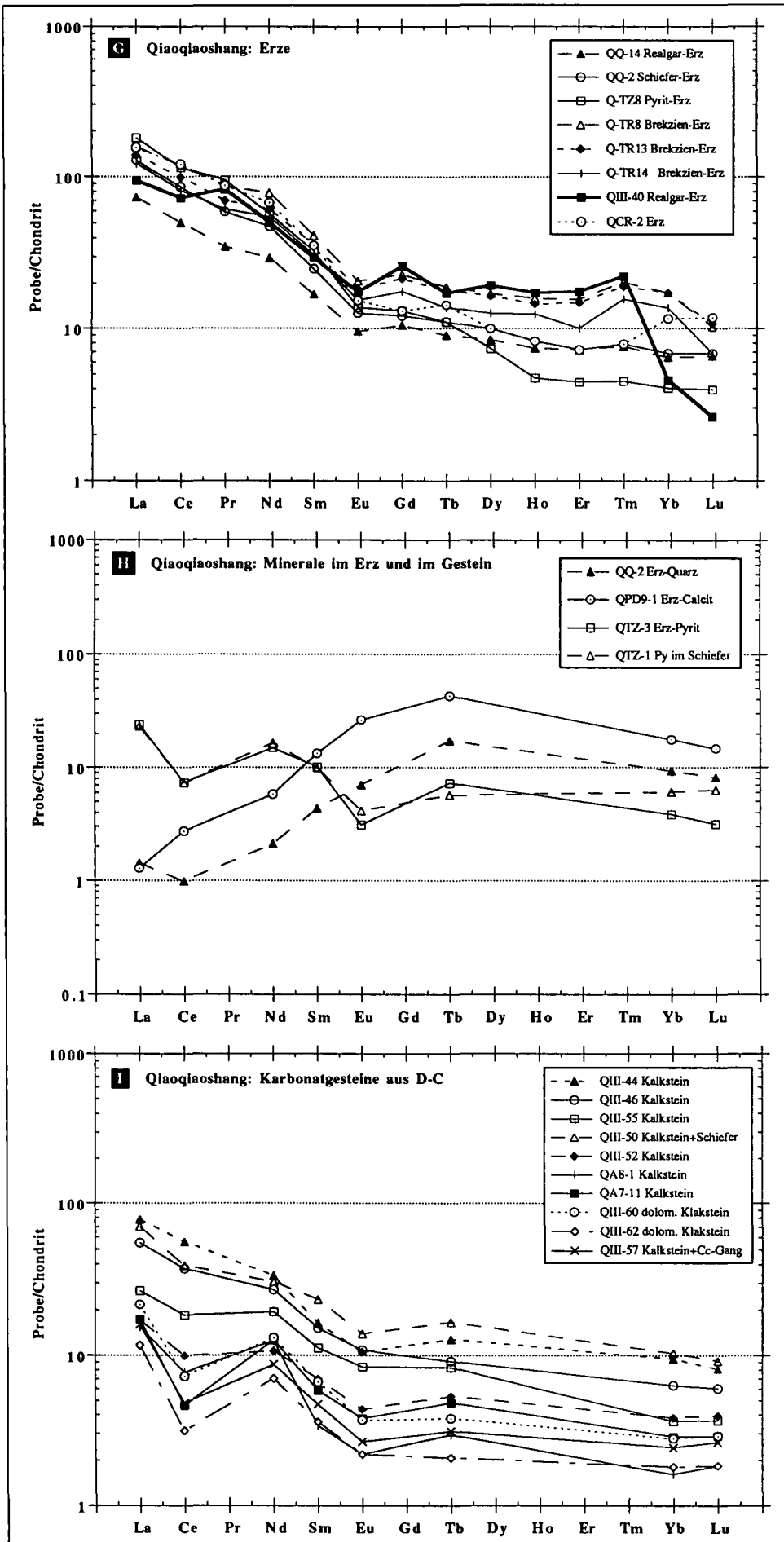
Abb. 123.
Fortsetzung.

Abb. 123.
Fortsetzung.

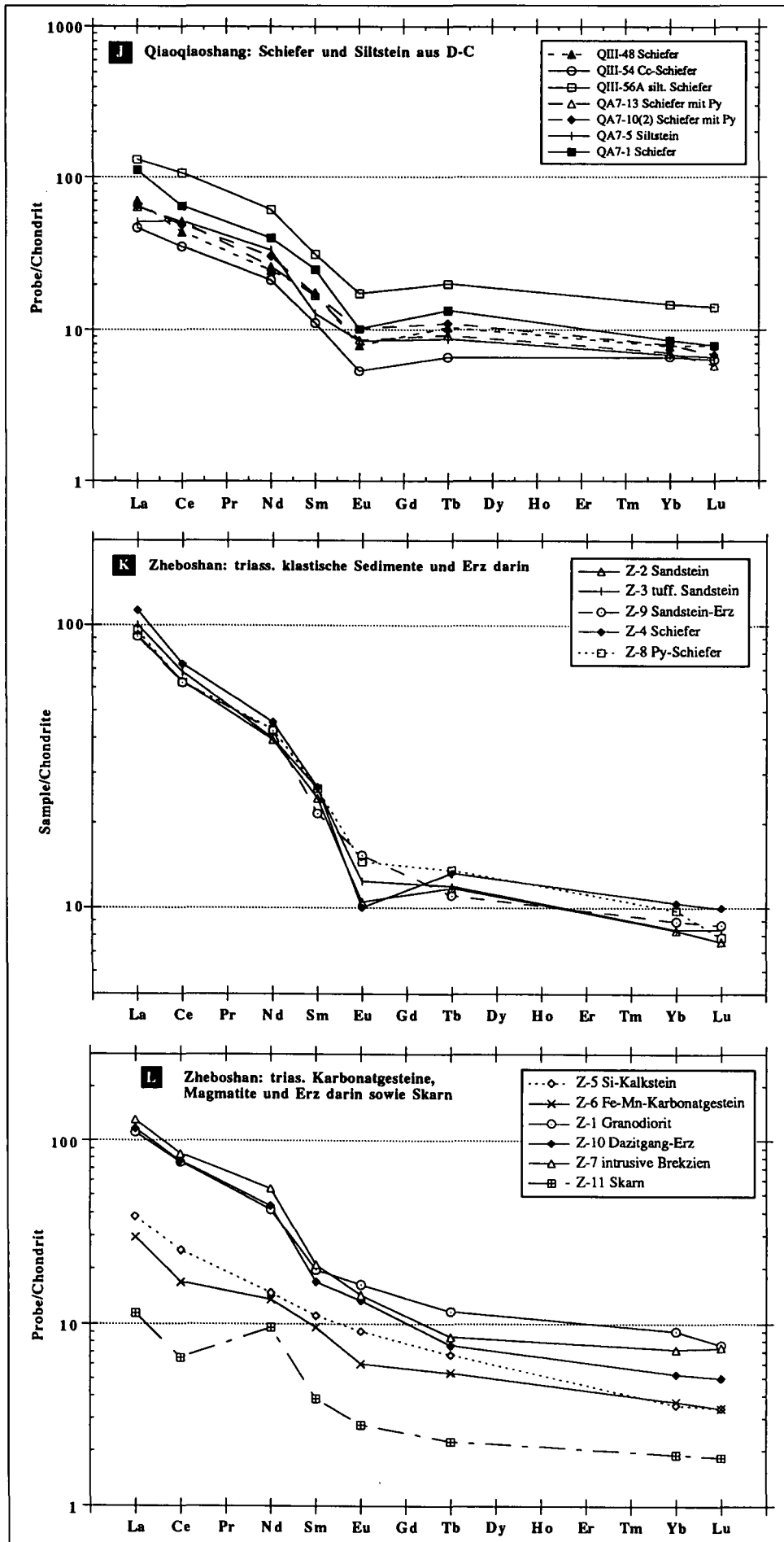
Abb. 123.
Fortsetzung.

Abb. 123.
Fortsetzung.

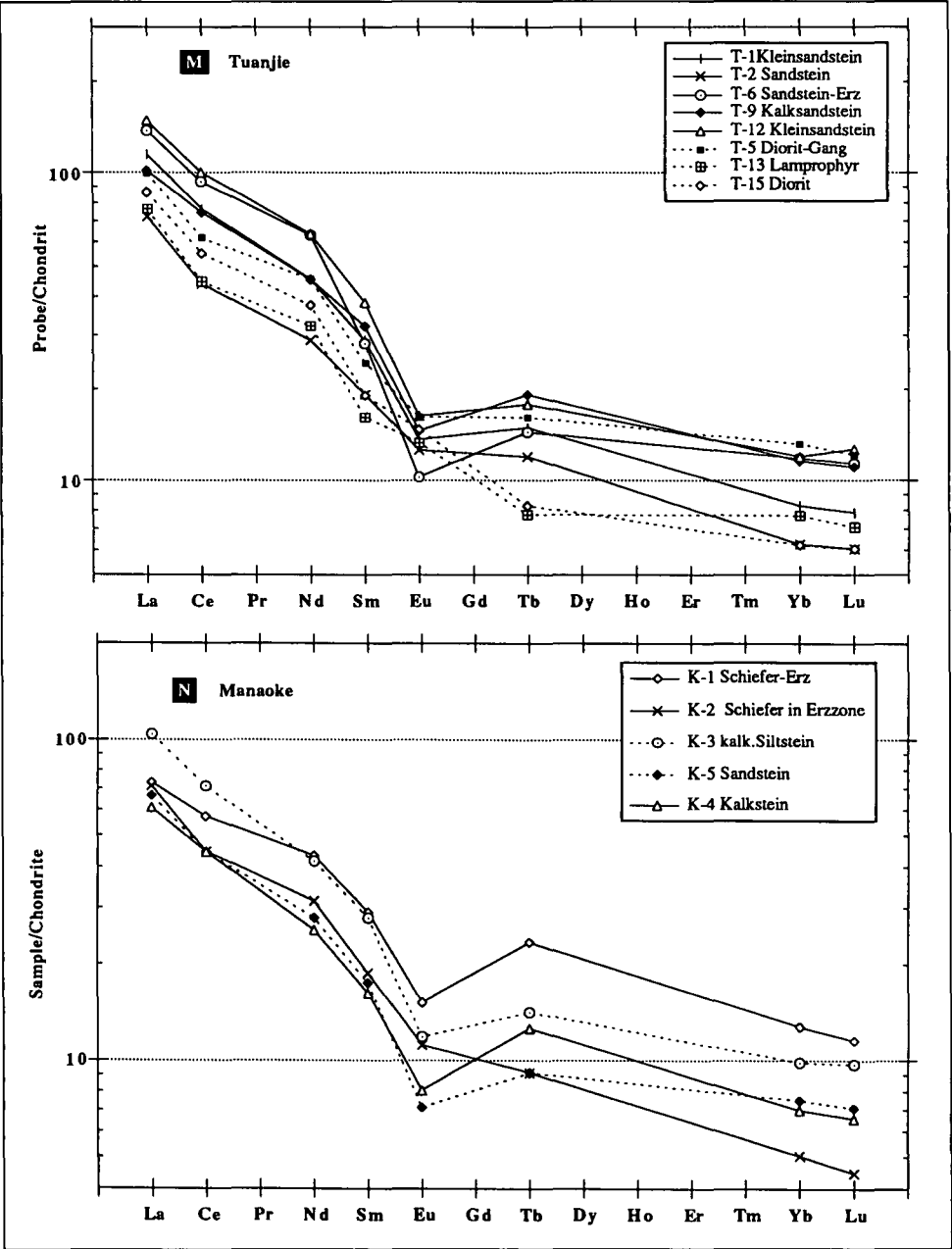


Abb. 124.
 Σ SEE – Sm-Diagramm von Mineralen und
Gesteinen der Lagerstätte Dongbeizhai.

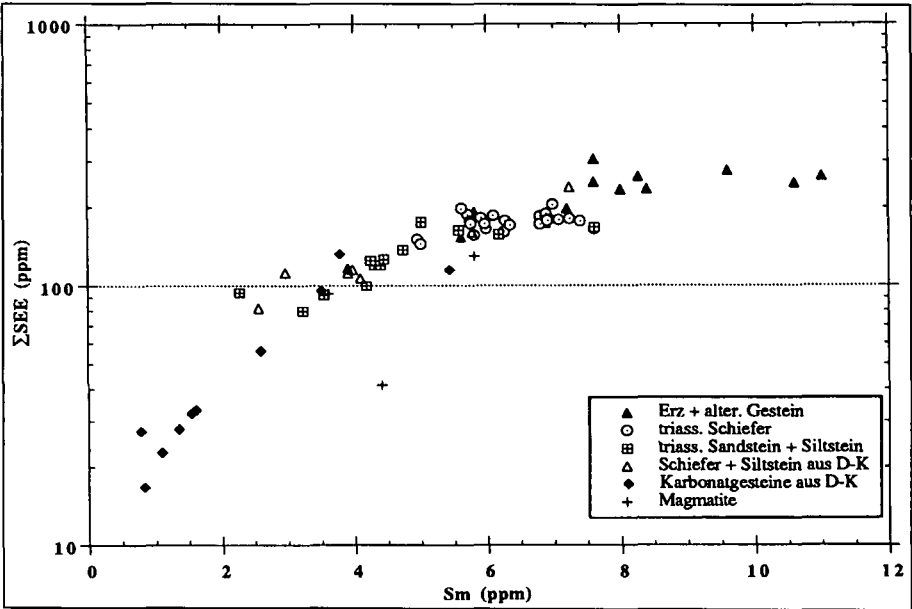
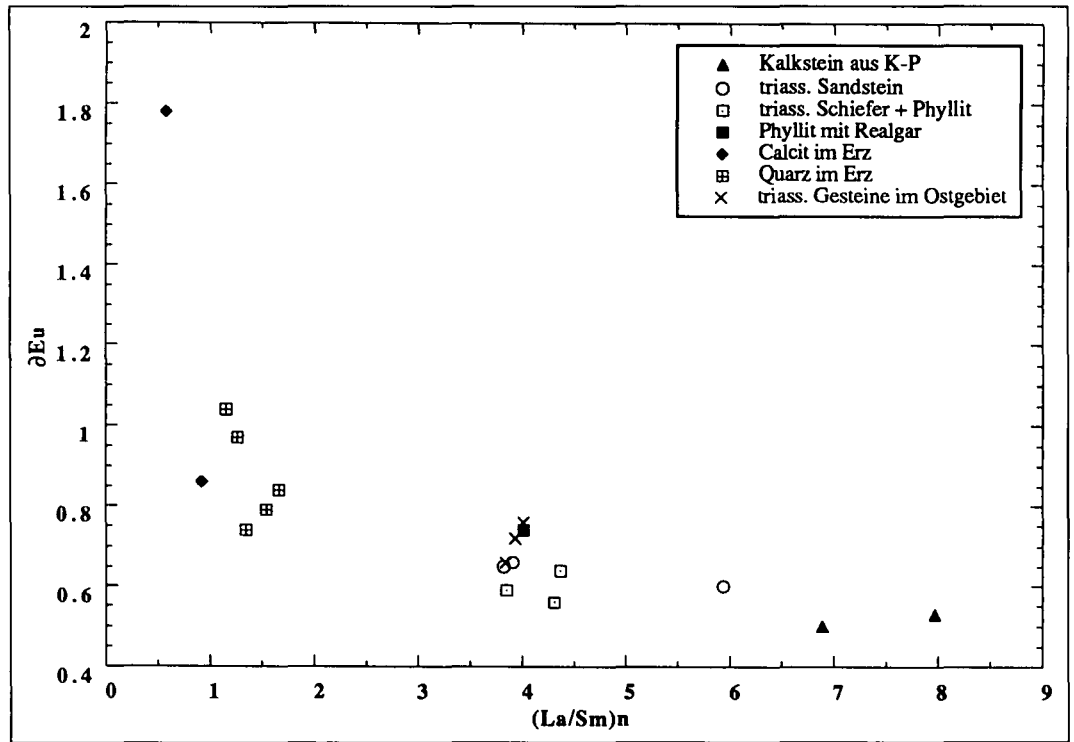


Abb. 125.
 $\delta\text{Eu} - (\text{La}/\text{Sm})_n$ -Diagramm von Gesteinen der Lagerstätte Qiaqiao-shang.

bon-Karbonatgesteinen in verschiedenen Triassedimenten und Magmatiten herangezogen worden. Aus diesen Darstellungen erklärt ZHENG Minghua „Entwicklungstendenzen von älteren karbonisch-permischen Gesteinen, über triassische Gesteine und vererztem triassischen Phyllit, bis zu Quarz im Erz und zum spätest ausgeschiedenen Gangartmineral Calcit“. Derartige Differenzen in der Diagrammposition sind aber nach Auffassung der österreichischen Mitarbeiter signifikant für die unterschiedlichen Kristallisationsmilieus der in mehreren Generationen vorliegenden Minerale, die nach dem petrographischen Befund zwischen marin-sedimentär, syndiagenetisch und postdiagenetisch-tektonisch entstanden gereiht werden müssen. Demnach sollten sich mineralisierende hydrothermale bis



hydatogene Lösungen auch auf Grund der Seltenerdverteilung unterscheiden.

Zu bedenken ist schließlich auch, daß sich in den als „Schiefererz“, „Brekzienerz“, „Schiefer mit Pyrit“, aber auch als „Realgar-Erz“ ausgewiesenen Proben der Einfluß der im Erz bzw. in Erzmineralen und Begleitmineralen als Intergefüge enthaltenen gesteinsbildenden Minerale auf die SEE auswirken wird. So liegen die SEE z.B. im Pyrit

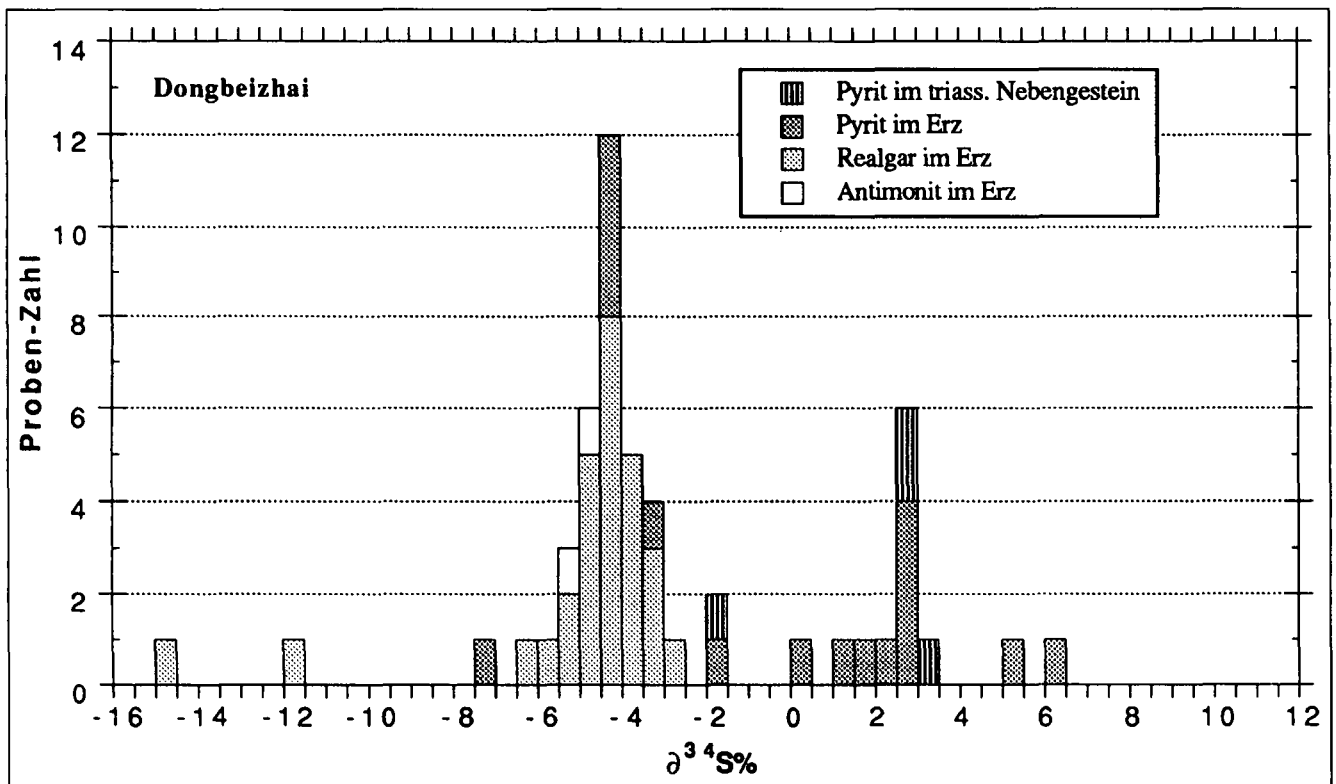


Abb. 126.
 Histogramm der $\delta^{34}\text{S}$ -Werte verschiedener Sulfide im triassischen Nebengestein und im Erz der Lagerstätte Dongbeizhai.
 Meßdaten siehe Tabelle 18.

Nr.	Mineral	$\delta^{34}\text{S}$
Lagerstätte Dongbeizhai		
B481*	Pyrit-I	2,9
ZK01-256	Pyrit-II	3,0
CM18-B17	Pyrit-II	3,1
84DF22*	Pyrit-II	-1,9
YZ-2**	Pyrit-III	-1,7
CM12-B4	Pyrit-IV	2,7
RZ-1*	Pyrit-IV	2,8
CM78-(2)	Pyrit-V	-4,4
CM78-(5)	Pyrit-V	0,3
CM78-(3)	Pyrit-V	1,9
CM48-B5	Pyrit	2,7
CM48-4	Pyrit	-4,2
11CM48	Pyrit	-4,3
CM1231-B5	Pyrit	-4,1
85B107**	Pyrit	6,3
Ym8-CM4**	Pyrit	-3,3
XDL-s4*	Pyrit	2,9
XDL-s5*	Pyrit	-7,4
Ym8-CM38*	Pyrit	1,2
85B90*	Pyrit	5,4
85B95*	Pyrit	2,1
84DF2**	Realgar	-4,4
84DF25**	Realgar	-4,9
85B59**	Realgar	-3,3
Y84-3	Realgar	-4,8
C1151-3	Realgar	-4,2
Y84-1	Realgar	-3,6
Y84-6	Realgar	-5,8
EIV-5	Realgar	-4,3
EIV-7	Realgar	-4,9
EIV-8	Realgar	-5,1
EIV-14	Realgar	-5,5
EIV-2	Realgar	-3,9
CM1231-B1	Realgar	-3,1
CM48-B13	Realgar	-3,8
CM1071-B1	Realgar	-4,5
CM78-31	Realgar	-4,2
CM78-8	Realgar	-4,1
IV-As1-1	Realgar	-3,4
IV-As2-1	Realgar	-4,4
IV-As3-1	Realgar	-4,0
XDL-s1**	Realgar	-4,6
XDL-s2**	Realgar	-4,4
XDL-s3**	Realgar	-4,6
XDL-s4**	Realgar	-11,7
XDL-s5**	Realgar	-14,6
CM361**	Realgar	-2,8
Ym8-CM38**	Realgar	-6,1
85B90**	Realgar	-3,8
IV-Sb-1	Antimonit	-5,4
XIIcIV-36	Antimonit	-4,9
Lagerstätte Qiaqiaoshang		
QTZ1***	Py im Gestein	-0,2
QTZ2***	Py im Erz	-0,2
QTZ3***	Py im Erz	-7,0
QTZ8****	Py im Erz	3,0
QTZ9***	Py im Erz	-2,0
QTZ10***	Py im Erz	-2,1
QTZ11***	Py im Erz	4,0

Tabelle 18.

$\delta^{34}\text{S}$ -Werte einiger Sulfide in den Lagerstätten Dongbeizhai und Qiaqiaoshang.

* = nach der Geowissenschaftlichen Universität Wuhan/China, unveröffentlicht; ** = nach dem Geologischen Schurfteam in NW-Sichuan, unveröffentlicht; *** = nach dem Geologischen Schurfteam 606, unveröffentlicht.

wohl hauptsächlich in Mineraleinschlußpigmenten und nicht im Gitter.

Es muß zugegeben werden, daß diese SEE-Untersuchungen aber keine verlässlichen, für die genetische Aussagen gesicherte Ergebnisse gewährleisten.

6.10.2. Isotopenuntersuchungen

In den vergangenen Jahren wurden von verschiedenen chinesischen Labors Isotopenuntersuchungen durchgeführt, über die wir hier berichten wollen.

6.10.2.1. Schwefelisotope ($\delta^{34}\text{S}$)

Am Beispiel der Lagerstätte Dongbeizhai wurde versucht, möglichst reine Kristalle von Pyrit, Realgar und Antimonit für die Analysen zu separieren. Zudem wurde auch Pyrit aus dem Nebengestein für die Untersuchungen vergleichsweise herangezogen (Tab. 18, Abb. 126).

Die Untersuchungen von vier Pyritproben aus dem sedimentären, sehr schwach metamorphen Nebengestein und 17 Meßergebnisse von Pyriten aus dem Erz zeigen im Grunde genommen sehr ähnliche $\delta^{34}\text{S}$ -Werte. Die Nebengesteins-Pyrite streuen in der Verteilung der S-Isotope $\delta^{32}\text{S}$ und $\delta^{34}\text{S}$, dargestellt als $\delta^{34}\text{S}$ -Werte, zwischen +3,1 und -1,9 ‰ und die Erz-Pyrite von +6,3 bis -7,4 ‰ mit Häufung zwischen +2,8 und +4,4 ‰. Mit diesen Werten stimmen die Ergebnisse von der Lagerstätte Qiaqiaoshang mit $\delta^{34}\text{S} = -0,2$ ‰ für einen Nebengesteins-Pyrit und +3,0 bis -7,0 ‰ für 6 Erz-Pyrite überein (Tab. 18, Abb. 127). Nach diesen Resultaten sollte man auf Grund allgemeiner Angaben und spezieller Vergleichswerte z.B. (RÖSSLER & LANGE, 1976; SCHRÖLL, 1976; DROVENIK et al., 1979; OHMOTO & RYE, 1979) auf eine endogene S-Herkunft, sedimentär beeinflusst, schließen dürfen. Der Einfluß auf eine mögliche Homogenisierung sollte nach der nur schwachen Anchimetamorphose-Einwirkung nicht gegeben sein.

Ähnlich, wenn auch deutlich im schwach negativen Abschnitt, liegen die $\delta^{34}\text{S}$ -Werte im Erzmineral Realgar: nämlich, abgesehen von zwei Ausreißern (-11,7 und -14,6 ‰) besetzen 25 Beispiele Werte zwischen -2,8 und -6,1 ‰. Zwei Meßdaten von Antimonit zeigen $\delta^{34}\text{S} = -4,9$ und -5,4 ‰.

Auffällig ist das Vorhandensein von wenigstens zwei Populationen, von denen eine im wesentlichen aus Pyrit, die andere aus Realgar, Antimonit und auch einigen Erzpyriten besteht. Eine Deutung nach OHMOTO & RYE (1979) müßte bei einer in dieser Arbeit angegebenen Bildungstemperatur um etwa 170° C, zwischen Pyrit, Realgar und Antimonit eine entsprechende Differenz der $\delta^{34}\text{S}$ -Werte ergeben, wie diese im Histogramm (Abb. 126) auch angedeutet ist. Allerdings wurden keine koexistenten Mineralpaare gemessen, so daß eine Differenz der $\delta^{34}\text{S}$ -Werte mit 8 ‰ etwas zu hoch erscheint. Die Pyrite im Erz zeigen die Tendenz, den leichten Schwefel aufzunehmen. Dies könnte darauf hindeuten, daß die Pyritbildung über die Ausscheidung von Realgar und Antimonit auch selbständig

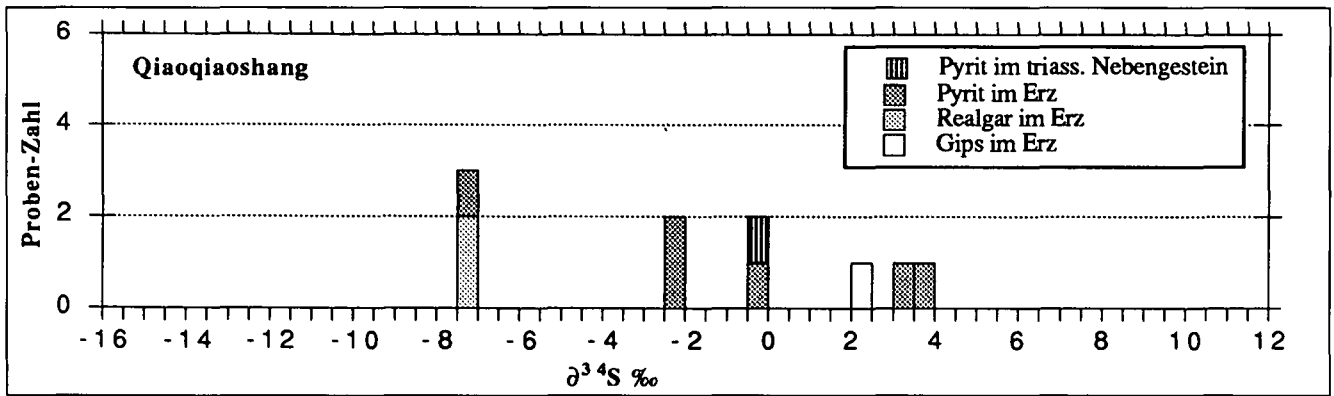


Abb. 127.

Histogramm der $\delta^{34}\text{S}$ -Werte verschiedener Sulfide im triassischen Nebengestein und im Erz sowie von Gips in der Lagerstätte Qiaqiaoshang. Meßdaten siehe Tabelle 18.

erfolgt ist. Die Abfolge scheint in verschiedenen Phasen in einem offenen System in Richtung „Minus-Werte“ zu verlaufen.

Ohne eine Überinterpretation riskieren zu wollen, könnte mit Vorbehalt an eine magmatisch-hydrothermale S-Herkunft und somit auch anderer Elemente in einem marin-sedimentären Milieu gedacht werden. Zumindest würden die S-Isotopendaten einer solchen Auffassung nicht widersprechen.

6.10.2.2. C-, O- und H-Isotope ($\delta^{13}\text{C}$, $\delta^{18}\text{O}$, δD)

Die beiden wichtigen Begleitminerale Quarz und Calcit (Lagerart, Gangart) wurden an Beispielen von Dongbeizhai und Qiaqiaoshang auf die $^{12}\text{C}/^{13}\text{C}$ - und $^{16}\text{O}/^{18}\text{O}$ -Isotopenzusammensetzung hin, sowie Calcit von Dongbeizhai auf Flüssigkeitseinschlüsse und ihre δD ‰-Werte untersucht (Tabelle 19, Abb. 128, 129).

24 Calcitproben aus der in der m-o-Trias gelegenen Lagerstätte Dongbeizhai und 2 Proben aus Qiaqiaoshang (vorgegeben sind zwei Generationen: Calcit I und II) bringen $\delta^{13}\text{C}$ von +2,8 bis -4,7 ‰. Vergleichsweise wurde

Calcit aus Kalkstein der benachbarten Karbon-Perm-Abfolge von Dongbeizhai mitherangezogen. Diese 7 Proben zeigen $\delta^{13}\text{C}$ zwischen +0,3 und +3,3 ‰. Demnach unterscheiden sich die Erz-Calcite und Calcite des jungpaläozoischen Nachbargesteins bei geringer Variationsbreite der $^{12}\text{C}/^{13}\text{C}$ -Isotopenzusammensetzung nicht signifikant. Die mehrdeutigen Werte können als typisch „sedimentäre Karbonate“ bzw. ihre anchimetamorphen Abkömmlinge bezeichnet werden. Zum größten Teil aber könnten die Werte der Erz-Calcite auch als „hydrothermal“ angesehen werden (RÖSSLER & LANGE, 1976; SCHROLL, 1976). Es sei noch bemerkt, daß die fünf erstgenannten Calcitproben aus nachgewiesenen Au-hältigen Erzkörpern stammen.

Die auf $^{16}\text{O}/^{18}\text{O}$ -Verhältnisse ausgerichteten Untersuchungen an Erz-Calciten von Dongbeizhai und Qiaqiaoshang bringen mit ihrer $\delta^{18}\text{O}$ -Variationsbreite von +15,1 bis +27,2 ‰ Werte, die zum Großteil in den Bereich sedimentärer Calcite fallen (RÖSSLER & LANGE, 1976). Ein beträchtlicher Teil, und einige wenige Werte ausschließlich, würde aber auch im Streubereich von „hydrothermalen Calciten“ unterzubringen sein. In Anbetracht des Vergleiches mit Calcit aus den jungpaläozoischen Kalksteinen ($\delta^{18}\text{O} = +18,7$ bis +23,7 ‰) scheint aber die Wahrscheinlichkeit von weit überwiegender sedimentärer Calcitbeteiligung im Erz vertretbar zu sein. Wie auch das $\delta^{18}\text{O}$ -Diagramm zeigt, entwickeln sich die Werte aus marinen Karbonaten in Richtung eines diagenetischen, anchimetamorphen Umbildungsprozesses. Eine Zufuhr von magmatogenem CO_2 ist daraus nicht ersichtlich.

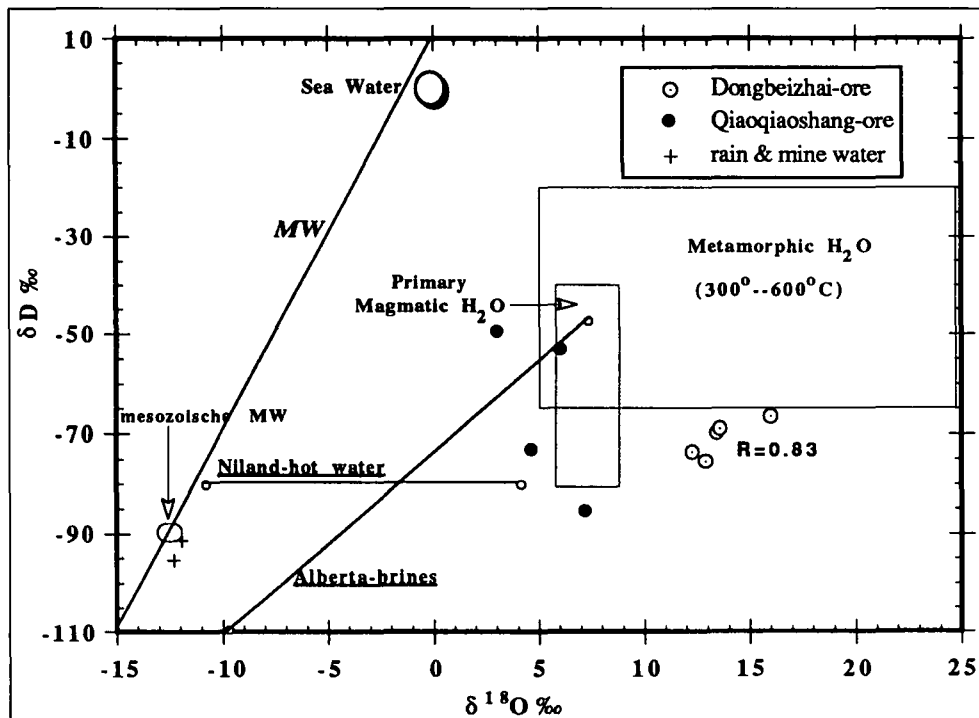


Abb. 128.

Das $\delta^{18}\text{O}$ - δD -Diagramm zeigt die O-H-Isotopenzusammensetzung der Flüssigkeitseinschlüsse in Mineralen der Lagerstätten Dongbeizhai und Qiaqiaoshang sowie ihre Beziehung zu genetisch verschiedenen Wässern (nach TAYLOR, 1964, 1979). Meßdaten siehe Tabelle 19.

Tabelle 19.

 $\delta^{18}\text{O}$ -, δD -, $\delta^{13}\text{C}$ -Werte in Begleitmineralen der Lagerstätten Dongbeizhai und Qiaqiao-shang.Kalkstein = Karbon-Perm; Gruben- und Regenwasser = rezent. $T_{\text{H}}^{\circ}\text{C}$ = Homogenisierungstemperatur; $\delta\text{D}_{\text{Wasser}}$ = δD -Wert der Flüssigkeitseinschlüsse. $\delta^{18}\text{O}_{\text{Wasser}}$ wurde nach O'NEIL et al. (1969) und ZHANG Ligang (1985) berechnet.

Nr.	Probe	$\delta^{18}\text{O}_{\text{Mineral}}$	$\delta^{13}\text{C}_{\text{Mineral}}$	$\delta\text{D}_{\text{Wasser}}$	$\delta^{18}\text{O}_{\text{Wasser}}$	$T_{\text{H}}^{\circ}\text{C}$
Lagerstätte Dongbeizhai						
D-CM48-62	Calcit-I	27,17	2,68	-66,57	16,21	175
D-CM48-40	Calcit-I	23,15	2,75	-75,49	12,90	187
D-CM48-2	Calcit-I	23,55	-1,08	-73,67	12,27	170
DIV-Ca2-2	Calcit-II	25,10	-3,42	-69,82	13,43	164
DIV-Ca2-1	Calcit-II	25,25	-3,40	-68,97	13,58	164
D-CM08-8	Calcit-I	15,08	-0,29			
D-CM08-16	Calcit-I	23,08	-1,99			
D-CM08-20	Calcit-I	24,71	-1,22			
D-CM78-22	Calcit-I	19,22	2,20			
D-CM78-29	Calcit-I	21,89	-3,63			
D-CM78-2	Calcit-I	26,20	-0,97			
D-CM118-6	Calcit-I	22,01	2,43			
D-CM118-14	Calcit-I	18,92	-1,35			
D-CM118-34	Calcit-I	18,20	-1,50			
D-CM118-41	Calcit-I	18,11	-2,26			
D-I-50	Calcit-I	18,30	-0,87			
D-XDL-Y1	Calcit-I	24,58	-2,03			
D-XDL-y2	Calcit-I	16,51	-1,09			
D-EIV-9	Calcit-I	22,99	-1,28			
D-EIV-6	Calcit-I	23,12	-4,66			
D-136273	Calcit-I	15,89	-2,00			
D-EIV-3	Calcit-I	24,15	0,57			
D-Y84-6	Calcit-II	24,00	-2,30			
D-IV-Ca3-1	Calcit-II	24,93	-3,62			
D-CM78-5	Quarz-I	23,95				
D-CM78-12	Quarz-I	21,49				
D-IVSi-1	Quarz-II	20,47				
D-IVSi-2	Quarz-II	21,65				
D-XDL-S2	Quarz-II	18,87				
D-CM118-10	Kalkstein	16,28				
D-CM48-40	Kalkstein	21,44	2,11			
D-CM48-47	Kalkstein	21,84	2,43			
D-CM48-62	Kalkstein	22,34	2,64			
D-EIV-3	Kalkstein	21,39	0,33			
D-CM1031-1	Kalkstein	18,72	3,31			
D-CM48-52	Kalkstein	23,67	1,64			
D-Hy-3	Grubenwasser			-95,31	-12,32	
D-Hy-5	Regenwasser			-91,32	-11,97	
Lagerstätte Qiaqiao-shang						
QpD9-1	Calcit	22,30	0,40	-74,00	4,66	95
QZMs	Calcit		-0,23			
QQ-2	Quarz	25,60		-92,00	6,87	125
QpD2	Quarz	20,85		-50,40	3,17	135
QpD12	Quarz	22,19		-55,90	5,94	150

Die auf Quarz des Erzes zu beziehenden Aussagen mit den Werten $\delta^{18}\text{O} = +18,7$ bis $+25,6$ ‰ würden nach SUGISAKI & JENSEN (1971) (zitiert von SCHROLL, 1976) in ein epi- bis telethermales Bildungsfeld von Quarz, bzw. auch in den Streubereich von Jaspis-Chalcedon fallen. Auch Tabellen in RÖSSLER & LANGE (1976) bringen keine entschei-

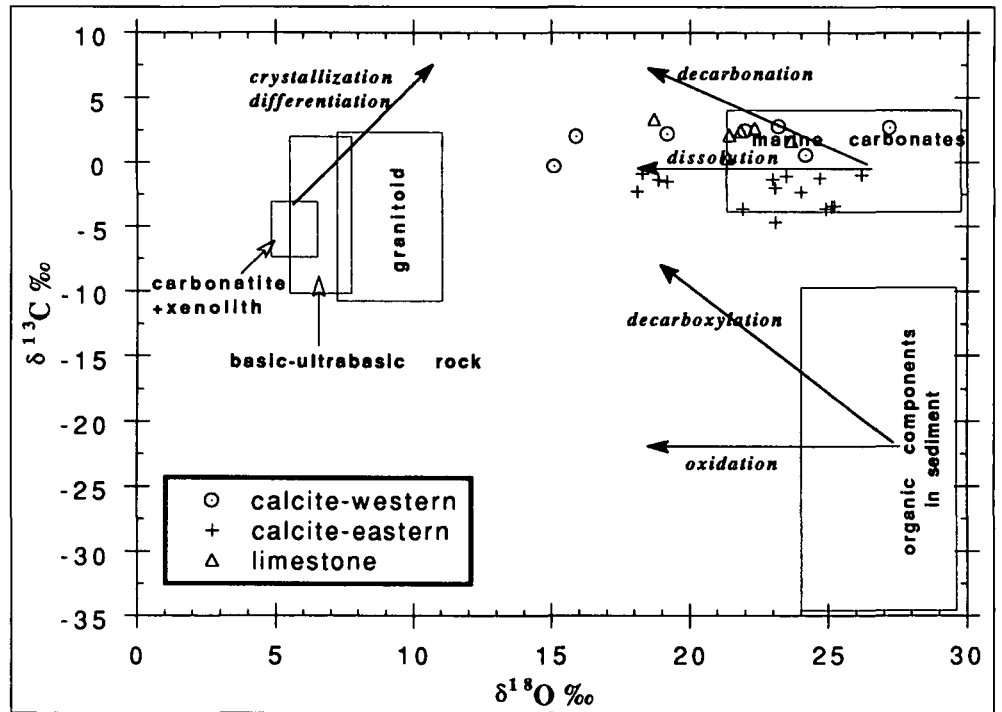
dende Aussage, weil die hier ermittelten $\delta^{18}\text{O}$ -Werte sowohl Bereiche sedimentären als auch hydrothermalen Quarzes besetzen.

Von den beiden Lagerstätten Dongbeizhai und Qiaqiao-shang liegen auch noch δD ‰-Werte, gemessen in Flüssigkeitseinschlüssen von Calcit und Quarz vor (Tab. 19,

Abb. 129.
Das $\delta^{18}\text{O}$ - $\delta^{13}\text{C}$ -Diagramm zeigt die drei Hauptherkunftsbereiche von CO_2 und die Isotopenvariationen in Karbonaten der Lagerstätte Dongbeizhai.

Abb. 128). Bringt man diese zusammen mit den entsprechenden $\delta^{18}\text{O}$ -Werten in eine Diagrammübersicht, so lassen sich im Vergleich zu bekannten Daten von juvenilen, magmatischen Wässern, Hydrothermalen, Wässern atmosphärischer Herkunft und Formationswässern gewisse Aussagen machen. Unsere zur Verfügung stehenden relativ wenigen Daten (5 Calcite Dongbeizhai, 1 Calcit und 3 Quarze Qiaoqiaoshang) fallen zwar außerhalb des Feldes typisch magmatischer Wässer, aber doch in die Nähe derselben. Sie kommen etwa z. T. in den Bereich jener Daten zu liegen, die man im Typ der „disseminated porphyry copper ores“ in den USA ermittelt hat. Zum Teil aber könnte man unsere $\delta\text{D}/\delta^{18}\text{O}$ -Werte als hydrothermale Lösungen in Mischung mit meteorischen Wässern interpretieren (SHEPPARD et al., 1971, in SCHROLL, 1976).

Der Frage nach der CO_2 -Herkunft von Gesteins-Calcit und Erz kann mit der $\delta^{13}\text{C}$ - $\delta^{18}\text{O}$ %-Darstellung im Diagramm Abb. 129 nachgegangen werden. Daraus zeigt sich ziemliche Ähnlichkeit in der CO_2 -Herkunft der mineralisierenden Wässer. Magmatische Herkunft ist unwahrschein-



lich. Es könnte aber auf eine Laugung des Sedimentpaketes im Zusammenhang mit diagenetischen Prozessen geschlossen werden.

Nach den analysierten Flüssigkeitseinschlüssen ist auf geringe Cl-Gehalte, also geringe Salinität der mineralbildenden Lösung und allgemein sehr geringen Druck, und somit auf einst oberflächennahe Bildungen zu schließen.

6.10.2.3. Pb-Isotope

Die Isotopenzusammensetzung des aus Antimonit entnommenen Erzbleis erscheint relativ homogen und ist auch unter Einbeziehung des Th-Bleis als homogen zu

bezeichnen. Das Modellalter entspricht etwa dem stratigraphischen Alter des Nebengesteins. Das Nebengesteinsblei allerdings ist großen Schwankungen unterworfen, entspricht im Modellalter nicht den Vorstellungen des stratigraphischen Triasalters, weil radiogenes Pb zugewachsen ist. Einige Proben sind anomal radiogen.

Zu berücksichtigen ist auch, daß der Gesteinsdetritus aus dem Altpaläozoikum stammen und daß auch Erzblei in das Nebengestein abgewandert sein könnte (Abb. 130, Tab. 22).

Die bisher vorliegende Statistik reicht für exakte Aussagen nicht aus. Man kann allerdings Anzeichen dafür erkennen, daß Erzblei und Nebengesteinsblei nicht ident sind. Zur Beur-

Tabelle 20.
Rb-Sr-Isotopendaten von Nebengesteinen der Lagerstätten Dongbeizhai und Qiaoqiaoshang (gemessen am Chengdu College of Geology).

Nr.	Probe	$87\text{Sr}/86\text{Sr}$	$87\text{Rb}/86\text{Sr}$	86Sr mol/Tonne	87Rb mol/Tonne
Lagerstätte Dongbeizhai					
permisch-karbonale Karbonatgesteine					
Dp-lp-9	Mergel	0.71202	0.44394		
Dp-lp-12	Mergel	0.71175	0.39255		
Dp-lp-15	Mergel	0.71129	0.25132		
Dp-lp-18	Mergel	0.71103	0.17577		
triassische Klastite					
Dt-lp-56	siltiger Schiefer	0.71384	1.30110		
Dt-lp-57	siltiger Schiefer	0.71539	0.83385		
Dt-lp-61	siltiger Schiefer	0.71171	0.31339		
Dt-lp-62	siltiger Schiefer	0.73783	6.15777		
Dt-lp-65	siltiger Schiefer	0.72048	1.97137		
Lagerstätte Qiaoqiaoshang					
triassische Tonschiefer					
QPD12-2	Kaolinit von Tonschiefer	0.74876	6.91442	0.00298	0.02061
QSDq-5	Illit von Tonschiefer	0.71520	1.35570	0.18652	0.25286
OK-2	Illit von Tonschiefer	0.71663	0.64830	0.33924	0.02199
QKW53	Illit von Tonschiefer	0.73874	10.54000	0.04639	0.43698

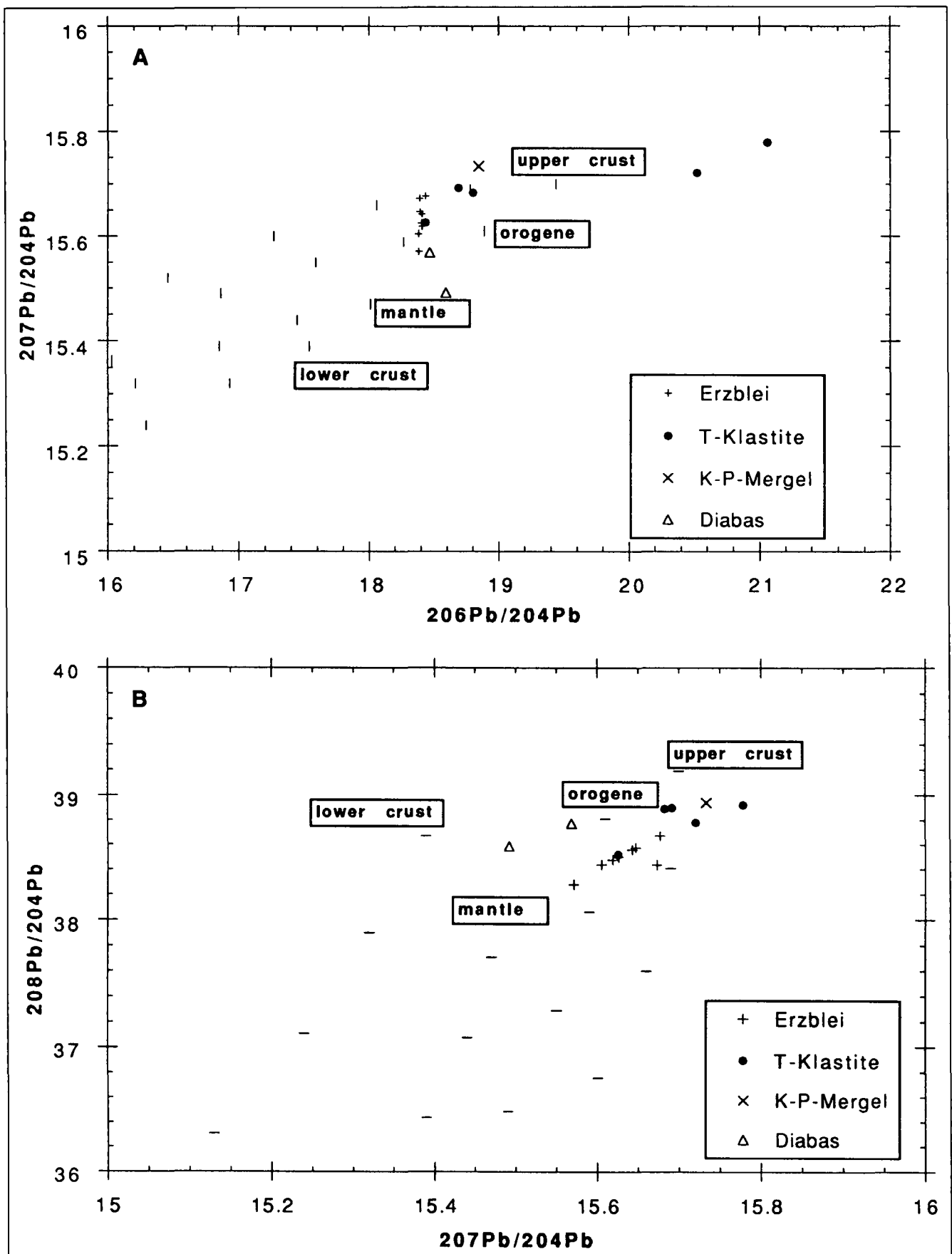


Abb. 130.
Pb-Isotopendaten der Lagerstätte Dongbeizhai im $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ – $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ -Diagramm (Abb. A) und im $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ – $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ -Diagramm (Abb. B).
Zum Vergleich sind die Pb-Isotopendaten von Mantel- und Krustenblei nach ZARTMAN & DOE (1981) eingetragen. Wachstumskurven nach dem Pb-Tektonik-Modell DOE & ZARTMAN (1979), ZARTMAN & DOE (1981).

Tabelle 21.

K-Ar-Altersdatierung der Magmatite in den Lagerstätten Dongbeizhai, Qiaoqiaoshang und Zheboshan (gemessen in verschiedenen Labors in China).

Nr.	Gestein	Luft-Ar (%)	K (%)	Ar ⁴⁰ (10 ⁻⁶ g/g)	Ar ⁴⁰ /K ⁴⁰	Alter (Ma)
Lagerstätte Dongbeizhai						
DH-B7	Diabas-Gang	10.96	0.81	0.01100	0.011166	182
Lagerstätte Qiaoqiaoshang						
QTW6	Granit-Gang, frisch		2.35	0.02955	0,0105	172±2.2
Lagerstätte Zheboshan						
ZTC70-1	Dacit-Ganggestein	11.70	2.78	0.03405	0.0103	169±2.0
ZTC66-1	Granodiorit	37.20	2.78	0.03234	0.0101	166±4.0

teilung sollte jedoch auch der Einfluß der Pb-Konzentration im Erz und Gestein berücksichtigt werden. Metamorphose beeinflusst zwar im allgemeinen das Modellalter, allerdings sollte die in unseren Triasgesteinen nur sehr schwache Metamorphose einer Anchizone kaum von Einfluß gewesen sein.

Die Resultate von zwei Proben „alterierter Diabase“ (Tab. 22) würden in den Modellaltern den geologischen Vorstellungen jurassischen Alters nicht widersprechen,

wenn man Meßfehler in Betracht zieht. Die Ergebnisse der K/Ar-Alter ergeben junge, 160–170 Mio. J.-Alter der Intrusionen (Tab. 20, 21).

Zusammenfassend kann die Vermutung gewagt werden, daß eine auf das Pb-Modellalter bezogene Aussage in Richtung einer hydrothermal-synsedimentären Erzanreicherung oder Mobilisation aus der Trias, nicht aber aus Karbon-Perm-Gesteinen führen kann.

Tabelle 22.

Pb-Isotopenzusammensetzung, berechnete Alter (Ma) und Parameter von Gesteinen und Erzen der Lagerstätten Dongbeizhai und Laerma (gemessen am Chengdu College of Geology).

Pb-Pb-Isochron-Alter (²⁰⁶Pb-²⁰⁷Pb) für das Erzblei der Lagerstätte Dongbeizhai: t = 195 Ma; Pb-Pb-Isochron-Alter (²⁰⁶Pb-²⁰⁷Pb) für das Erzblei der Lagerstätte Laerma: t = 530 Ma.

2-Stage = „two-stage model“ nach STACEY & KRAMERS (1975) und GEYH & SCHLEICHER (1990).

Tu und Tth = uranogenetische und thorogenetische Alter nach dem „continuous evolution model“, T und Tm = Parameter nach AMOV (1983a,b).

					Alter(Ma.)			Parameter			
Nr.	Probe	206/204	207/204	208/204	2-Stage	Tu	Tth	T (Ma)	Tm (Ma)	μ	ω
Lagerstätte Dongbeizhai											
D-IV-Sb1	Antimonit	18.395	15.647	38.573	270	241	185	3160	3960	11.72	45.28
D-IV-Sb2	Antimonit	18.439	15.677	38.670	298	218	187	3240	4050	11.78	45.77
D-IV-Sb3	Antimonit	18.384	15.605	38.440	192	250	190	3080	3890	11.71	44.62
D-IV-Sb4	Antimonit	18.410	15.643	38.559	251	235	185	3150	3945	11.74	45.22
D-IV-Sb5	Antimonit	18.407	15.626	38.498	218	236	186	3110	3912	11.74	44.91
D-IV-Sb6	Antimonit	18.412	15.619	38.478	200	238	186	3100	3900	11.74	44.81
D-Rz-1	Au-haltiger Pyrit	18.392	15.673	38.436	324	244	290	3220	4030	11.72	44.60
DYM8-CM48*	Au-haltiger Pyrit	18.386	15.571	38.281	117	255	234	3010	3801	11.71	43.83
D-B481	Pyrit-Framboide	18.440	15.626	38.518	193	230	170	3120		11.78	45.01
D-Ip-51	C-führender Schiefer	18.804	15.683	38.889	41		25	3200	4000	12.25	46.86
D-Ip-57	C-führender Schiefer	18.692	15.692	38.897	143		35	3230		12.11	46.90
D-Ip-64	Feldspat-Qz-Grauwacke	20.525	15.721	38.779	-1216		170	3301	4095	14.47	46.31
D-I-53	Trümmer-Kleinarenit	21.064	15.779	38.918	-1498		165	3410	4195	15.16	47.00
D-HSG-1	stark alterierter Diabas	18.595	15.492	38.585	-231		80	3320	4110	11.98	45.34
D-H-B7	alterierter Diabas	18.471	15.569	38.774	47	132		2760	3400	11.82	46.29
D-CM48-62	Mergel aus Karbon-Perm	18.848	15.734	38.939	115	201		2970	3780	12.31	47.11
Mittelwert	Erzblei (n=8)	18.403	15.633	38.492	236	235	220	3150	3950	11.73	44.88
Lagerstätte Laerma											
L-1	Baryt	26.906	15.898	38.135	-8475		170	2820	3490	22.70	43.10
L-2	Baryt	31.602	16.138	38.087	0		381	2910	3650	28.76	42.87
L-3	Pyrit	18.418	15.615	37.836	187	220	545	3100	3900	11.75	41.62
L-4	Markasit	19.134	15.618	38.007	-359	-150	275	3000	3790	12.68	42.47
L-5	Antimonit	37.266	16.870	38.676				3620	4300	36.06	45.80
L-6	Pyrit-Framboide	17.693	15.483	37.074	469	575	800	2910	3500	10.82	37.82
L-7	Kieselgestein	18.798	15.626	38.592	-79		100	3075	3870	12.24	45.38
L-8	Schiefer	18.635	15.707	39.019	215	80	35	3300	4080	12.03	47.51
L-9	Dacit	27.947	16.176	36.644	-7560		1250	3290	4020	24.04	35.68

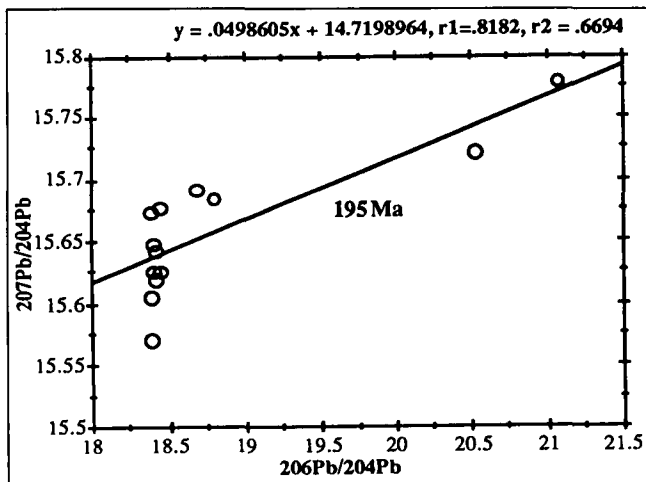


Abb. 131.
Pb-Pb-Isochron für die Sulfide der Lagerstätte Dongbeizhai.

6.10.3. Flüssigkeitseinschlüsse

Von chinesischen Forschern liegen zahlreiche Versuche vor, mit Hilfe von Flüssigkeitseinschlüssen in Calcit, Quarz und Realgar auf Bildungstemperaturen und Milieu zu schließen. Berücksichtigt man die petrographischen und mineralogenetischen Stationen der Erzbildung, die zum Teil auch in der Einteilung von ZHENG Minghua über Erzbildungsstadien zum Ausdruck kommen, so werden die

Schwierigkeiten klar, zu vernünftigen Aussagen zu gelangen. Zudem sind die in reinen Quarz- und Calcitkristallen ausgewählten Flüssigkeitseinschlüsse meist sehr klein (in Dongbeizhai <5 mm, in Qiaqiaoshang <12 mm) und deshalb schwierig zu untersuchen. Mitunter liegt allerdings eine starke Häufung vor.

In den Begleitmineralen der Lagerstätte Dongbeizhai handelt es sich meist um zweiphasige Einschlüsse mit einem kleinen Dampf/Lösungs-Verhältnis (R) von etwa 23–5 Vol-%. Im Material von Qiaqiaoshang mit über 40 Proben sind auf Grund des Dampf/Lösungs-Verhältnisses unter dem Mikroskop fünf Typen unterschieden worden: „Reine Flüssigkeit“ (ohne Blasen, R = 0); „Flüssigkeit/Dampf“ (R < 50 meist < 20), diese sind überwiegend vertreten; „Dampf/Flüssigkeit“ (R > 50), untergeordnet vertreten, und Einschlüsse mit flüssigem CO₂, untergeordnet, oder „flüssige“ organische Substanzen (Öl). Nach ROEDDER (1984) kann eine solche Paragenese von fluiden Einschlüssen als typisch für „siedende Einschlüsse“ gehalten werden. Demnach könnte also auf eine während der Mineralbildung anfänglich siedende, dann rasch abkühlende Lösung geschlossen werden. Viele unter dem Mikroskop zu beobachtende, stets in Bewegung befindliche Blasen könnten als signifikant für solche Einschlüsse vermutet werden (CHEN Yinghan, 1981; HE Zhili, 1982).

Die Flüssigkeitseinschlüsse wurden durch Erhitzen der Quarz- und Calcit-Kristalle im Vakuumreagenzglas bis zu 600° C zum Platzen und die Flüssigkeit zum Austreten gebracht. Als Dekrepiationstemperatur ist am Beispiel

Tabelle 23.
Chemische Eigenschaften (Mol-Verhältnis) von Flüssigkeitseinschlüssen in Gangartmineralen (gemessen im Chengdu College of Geology).

Nr.	Mineral	Na ⁺ /K ⁺	Na ⁺ /Ca ⁺⁺	Na ⁺ /Mg ⁺⁺	Cl ⁻ /F ⁻	Cl ⁻ /HCO ₃ ⁻	Cl ⁻ /SO ₄ ²⁻	CH ₄ /CO ₂
Lagerstätte Dongbeizhai								
D-CM48-62	Calcit-II	0,07	0,01	0,03	0,46	0,03		0,57
D-CM48-2	Calcit-II	1,64	0,04	0,79	0,63	0,04		0,34
D-CM48-40	Calcit-II	0,68	0,01	0,56	0,54	0,02		5,38
D-IV-Ca-1	Calcit-III							7,69
D-IV-Ca-2	Calcit-III							0,51
Lagerstätte Qiaqiaoshang								
QKW56	Quarz-I	0,68		8,33	1,52		0,52	0,32
QQ-2	Quarz-II	0,36		12,05	0,67		0,46	0,20
QKW53	Quarz-II	0,24		20,82	0,19		0,07	0,02
QKW61	Quarz-II	1,00		20,82	0,65		0,21	0,05
QKW66	Quarz-II	1,85	20,86	24,99	5,70		0,55	0,25
QKW59	Quarz-III	1,69		31,23	2,17		0,15	0,08
QKW68	Quarz-III	5,93		29,15	2,79		0,26	0,05
QKW72	Calcit-III	0,00		0,00	2,29			0,02
QpDq-1	Calcit-III	0,00		0,00	0,30			0,03
Lagerstätte Laerma								
L-C1	Quarz, Baryt	5,66	0,81	15,96	0,88	3,82	0,61	0,00
L-C2	Quarz, Baryt	2,48	0,49	10,48	0,29	1,31	0,27	0,12
L-C3	Quarz, Baryt	1,06	0,24	2,63	0,31	0,49	0,68	0,00
L-C4	Quarz, Baryt	0,91	0,54	7,95	0,32	0,38	0,19	0,07
L-C5	Quarz, Baryt	0,75	0,16	0,61	0,26	3,22	0,09	0,05
L-C6	Quarz, Baryt	0,73	0,24	3,58	0,44	0,60	0,27	0,12
L-C7	Quarz, Baryt	1,52	0,45	12,87	0,12	0,28	0,06	0,15
L-C8	Quarz, Baryt	6,19	0,48	10,89	0,18	0,24	0,13	0,22
L-C9	Quarz, Baryt	1,22	0,24	2,60	0,19	0,06	0,10	0,12
L-C10	Quarz, Baryt	4,11	0,42	10,35	0,52	0,77	0,52	0,16
L-C11	Quarz, Baryt	5,60	0,67	16,46	0,04	0,63	0,19	0,31
L-C12	Quarz, Baryt	1,00	1,39	16,60	0,46		0,13	0,10

Tabelle 24.

Physikalisch-Chemische Parameter von Flüssigkeitseinschlüssen in Gangartmineralen (ZHENG Minghua et al., 1990; Hu Jinpei, 1991; Lu Jiajun, 1991).

Ap = Arsenkies, Qz = Quarz, Cc = Calcit, Re = Realgar, Py = Pyrit, St = Antimonit, Ma = Markasit.

Paragenese	T°C	P (atm)	Salinität wt% NaCl	lgfO ₂ bar	lgfS ₂ bar	lgfCO ₂ bar	pH	lg a _{ΣS} mol/kg
Lagerstätte Dongbeizhai								
Qz-Cc-Py	180±	405±	5,1	-39,8	-12,1	-4,3	5,7	-4,7
Re-St	150±	304±	11,7	-44,5	-20,0	-4,9	6,0	-8,3
Lagerstätte Qiaoqiaoshang								
Py-Ap-Qz	125±	110±20	10,3	-45,4	-11,0	1,5	5,7	0,5
Py-Qz	180±	13±	9,2	-37,8	-13,5	0,1	5,1	0,2
Re-St-Ma-Cc	102±			-49,0	-14,1	0,9	6,1	0,5
Lagerstätte Laerma								
metamorph. Qz-Gang	321±	580±	6,5					
Py-Qz	273±	290±	8,0					
Py-Ma	242±	260±	7,5					
St-Qz	197±	180±	7,7					
Baryt-Dickit	158±	130±	3,3					

von 20 Proben von Qiaoqiaoshang 180°–300° C gemessen worden. In diesem Fall scheint eine gewisse positive Abhängigkeit vom Goldgehalt angedeutet zu sein.

Als Homogenisierungstemperatur (TH), welche die untere Grenze der Einschlußtemperatur darstellt, ergab die Untersuchung Werte zwischen 100° und 130° C; u. zw. für Quarz des angenommenen „Frühstadiums“ hauptsächlich zwischen 105° und 125° C, für Calcit zwischen 100° und 130° C. Für Calcit eines „späten Bildungsstadiums“ wird TH = 90°–110° C angegeben.

Aus den Untersuchungsergebnissen geht hervor, daß der Cl- und Na-Gehalt ziemlich nieder, der HCO₃⁻, Ca- und Mg-Gehalt hingegen relativ hoch liegt. In der gasförmigen Phase gibt es außer der Hauptkomponente CO₂ noch ziemlich viel CH₄, was auf eine reduzierende Lösung hinweist. Daraus kann für das Bildungsstadium der untersuchten Begleitminerale in den mineralisierenden Wässern auf die Mitbeteiligung von Formationswässern geschlossen werden.

Nach freundlicher Mitteilung von CAO Zhimin (1990) dürfte die Salinität der mineralisierenden Lösung nach der Erhitzungs-Gefrierungs-Messung im „Hauptstadium“ (der Mineralisation im Sinne von ZHENG Minghua) ca. 5,09 wt % und im „Spätstadium“ 11,71 wt % betragen haben (vgl. Tab. 24).

Aus Berechnungen und Überlegungen über die Druckverhältnisse kommt ZHENG Minghua zur Aussage, daß die Temperatur der „erzbildenden Lösungen“ nicht hoch, nämlich zwischen 120° und 220° C gewesen sein kann. Dabei wird noch genauer mit einer T-Abnahme von einem „Frühstadium“ mit 170°–220° C (durchschnittlich 180° C) zu einem „Spätstadium“ mit 120°–170° C (durchschnittlich 150° C) gerechnet.

In diesem Zusammenhang muß allerdings berücksichtigt werden, daß, nach Auffassung der österreichischen Mitarbeiter, diese Untersuchungsergebnisse sich nicht auf die ältesten nunmehr nachgewiesenen Erzkristallite, sondern eben auf Mineralausscheidungen aus mobilisierten hydatogenen Wässern beziehen können.

6.11. Diskussion der Genese von Au-Lagerstätten in Triasgesteinen

Es war unsere Absicht, in den bisherigen Ausführungen weitgehend deskriptiv zu bleiben und nicht genetische Ansichten vorzeitig hineinzuzinterpretieren. Das ist zwar eine ganz allgemein bekannte Verpflichtung des Wissenschaftlers, hat aber im Rahmen dieser Studie noch einen weiteren, besonderen Grund: Er betrifft die Meinungsvielfalt. Es ist nicht außergewöhnlich, daß vier Forscher, noch dazu aus so verschiedenen und voneinander so weit entfernten Fachschulen, bei der genetischen Deutung von Befunden verschiedener Ansicht sind. Wir kommen deshalb nicht umhin, zwei getrennte Versionen über die Entstehung und Entwicklung der Au-Lagerstätten in Triasgesteinen im nördlichen Sichuan anzubieten.

Die chinesischen Partner unseres Forschungsteams beziehen sich auf genetische Ansichten, die von LI Xiaozhuang et al. (1989) in den vergangenen Forschungsjahren zu diesem Thema entwickelt wurden (vgl. Abb. 132). Sie beruhen vorzugsweise auf sedimentologischen, mineralogenetischen und vielen geochemischen Ergebnissen. So wird auf Grund der Spurenelement-Analyseergebnisse und Isotopenzusammensetzungen (S, C, O; Pb; Rb-Sr) auf einen engen genetischen Zusammenhang zwischen Nebengestein und Mineralen des Erzkörpers hingewiesen.

Phase 1

Daraus resultiert die Auffassung einer ersten, und zwar submarinen Entstehungsphase, aber lediglich mit der Auswirkung von pauschalen, mehr homogenen als inhomogenen Voranreicherungen von Au, As, Hg und Sb im Sediment bestimmter Teilabfolgen; z.B. in der 350–4.500 m mächtigen Xinduqiao-Gruppe (T_{2-3x}). Mineralogisch gesehen wird ein Teil des Pyrits, nämlich „sedimentärer Pyrit“ in diese erste Anreicherungsphase gestellt. Diese Ereignisse haben in der spätpaläozoischen bis frühmesozoischen Geosynklinale des Songpan-Ganzi-Beckens statt-

Abb. 132.

Modellskizze der Erzbildungsvorgänge der Lagerstätte Dongbeizhai (nach Li Xiaozhuang et al., 1989).

1 = Transportrichtung terrigenen Materials. 2 = thermische Mobilisation und Zirkulation meteorischer Wässer. 3 = Position erzführender und erzspendender Sedimentgesteine. 4 = basische Ganggesteine. 5 = Untergrund. 6 = Karbonatgesteine. 7 = klastische Gesteine. 8 = Störungszone, 9 = Golderzkörper.

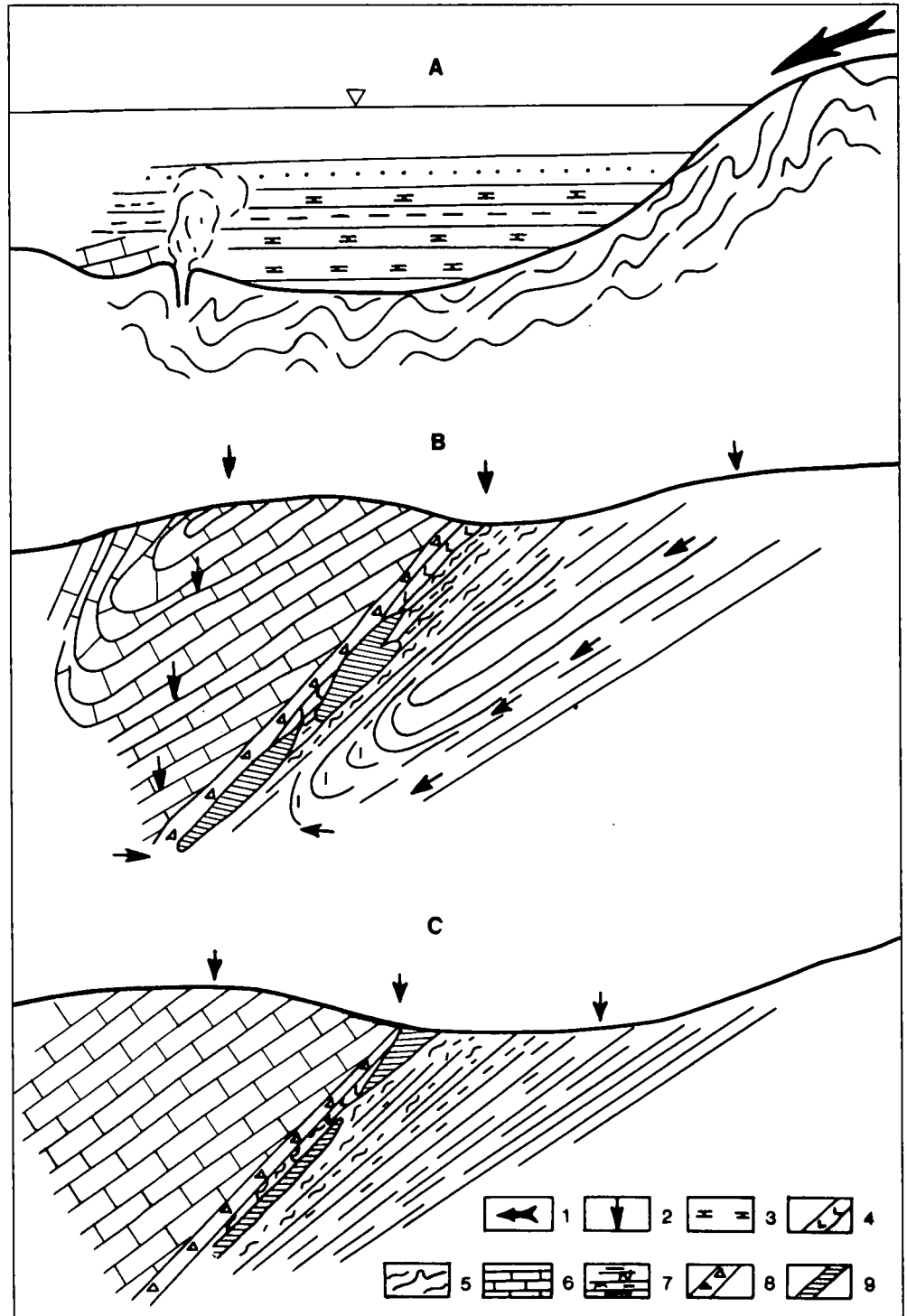
gefunden, wo mächtige Sedimente von Turbidit-Abfolgen, lokal mit vulkanischen Einschaltungen von Tuffen und Tuffiten aufgestapelt sind. Durch diese erste Entstehungsperiode wurde demnach durch Sedimentation und Diagenese ein metallhaltiger Gesamtkomplex geschaffen, von einer lagerstättenbildenden Anreicherung aber ist noch nicht die Rede. Als Ursache der stofflichen Voranreicherung als Phase I wird zwischen folgenden Möglichkeiten diskutiert, aber nicht entschieden:

- a) Zusammenhang zwischen dem nachgewiesenen submarinen Vulkanismus und verstreuter Elementanlieferung.
- b) Bindung der Metalle an die in den Sedimenten mitunter stark vertretene organische Substanz.
- c) Einfluß metallhaltiger Formationswässer in den Turbiditsedimenten, die diagenetisch als Folge der Kompaktion freigesetzt und dem Meeresboden zugeführt sein können.

Phase II

Von Phase I zeitlich völlig getrennt: ausgedehnte Mobilisationen, Zirkulationen, Stofftransporte und Anreicherungsprozesse von Metallen selektiv in Störungszone, werden als maßgebliche lagerstättenbildende Phase angenommen.

Mitherangezogen für diese Beurteilung sind in der Jurazeit einsetzende und in die Kreidezeit andauernde starke tektonische Deformationen der diskutierten Gesteine (vgl. Abb. 3). Man kann diese Ereignisse in den Rahmen der in China bekannten Yanshan-Orogenese (jetzt auch Kimmerische Epoche genannt) stellen. Durch diese tektonische Aktivität, begleitet von magmatischen Ereignissen, wird die Entstehung oder Wiederbelebung der ungefähr



N-S-verlaufenden Minjiang-Störungszone, speziell der Quasiya-Verwerfung, erklärt. Von chinesischen Kollegen wird zur Zeit diskutiert, ob die Minjiang-Störung etwa bereits „vorkimmerisch“, also paläozoisch vorgezeichnet war, und nunmehr wiederbetätigt wurde. Die Wärmeentwicklung durch den Ablauf tektonischer Ereignisse und durch die synorogenen, stellenweise magmatischen Intrusionen hatte nach ZHENG Minghua (1989) und ZHENG Minghua et al. (1990, 1991b) einen Anstieg der Wärmeflußwerte entlang der Störungszone zur Folge, so daß ein beschleunigter thermischer Konvektionsstrom ausgelöst wurde. Kluftscharen und Zertrümmerungszonen bildeten die Wegsamkeit für nunmehr zur Zirkulation gelangende mobilisierte hydatogene Wässer. Kalte meteorische Wäs-

ser gelangten nach unten, wurden in der Tiefe erhitzt und konnten entlang der tektonischen Schwächezonen nach oben gelangen. Die thermische Zirkulation ermöglichte die Auslaugung verschiedener erzbildender Stoffe aus den Nebengesteinen der gesamten Sedimentabfolge, wodurch – so ZHENG – die eigentliche Lagerstättenbildung erst beginnen konnte.

Für die Platznahme der Erz- und Begleitminerale und die Form und Ausdehnung der heute vorliegenden Erzkörper waren also ausschließlich Störungszonen, Zerr- und Scherklüfte, insbesondere schichtparallele Schieferungsklüfte maßgeblich, wodurch die deutlich schichtigen Erzkörper in mehreren Teilbereichen der Sedimentabfolge entstehen konnten. Nach dieser Auffassung handelt es sich um schichtige, tektonisch verursachte, entschieden epigenetische Erzkörper. Die Mitbeteiligung der jurassischen-unterkretazischen intrusiven und gangförmigen Magmatite an der Lagerstättenbildung wird nur im Einfluß eines Wärmeherdes für die Mobilisation von vorangereicherten Spurenmetallgehalten gesehen, nicht aber etwa als unmittelbar damit zusammenhängende hydrothermale magmatische Restphase. Die wesentlichen Vorstellungen des Entwicklungsmodells der Au-Lagerstätten nach ZHENG Minghua sind in der Skizze Abb. 132 dargelegt.

Phase III

Entsprechend der chinesischen Auffassung wird eine bis in die Gegenwart reichende Phase III unterschieden. Es handelt sich dabei lediglich um mechanische Abtragungen von Gesteinen samt den Lagerstätten und die damit zusammenhängenden Verwitterungsumbildungen in den Erzkörpern in Oberflächennähe, vor allem in den Oxidationszonen, die allerdings hinsichtlich von sekundären Au-Ansammlungen von Bedeutung sein können.

*

Eine weitgehend andere Auffassung über die Entstehung der triadischen Au-Lagerstätten von Nord-Sichuan vertreten die österreichischen Forscher unserer Arbeitsgruppe. Hier stehen die beobachtbaren Naturbilder vom Gelände bis in den mikroskopischen Verteilungsbereich im Vordergrund. Es wird der Suche nach unmittelbaren Merkmalen für die Deutung genetischer Abläufe wesentliche Bedeutung beigemessen und solche Merkmale von der Form und tektonischen Gestaltung der Erzkörper, der mineralogischen und petrographischen Zusammensetzung, insbesondere Makro- und Mikro-Gefüge als genetische Fakten herangezogen. Hierbei nimmt man auch Bezug auf die Errungenschaften der Lagerstättenforschung seit AMSTUTZ (1964), DROVENIK (1972), HOLZER & STUMPFL (1973), WOLF (1976), KLEMM & SCHNEIDER (1977), AMSTUTZ et al. (1982), SCHNEIDER (1983), WAUSCHKUNN et al. (1984), insbesondere auf die Forschungen über die Metallogenese der Ostalpen (veröffentlicht in den Sammelbänden der ISMIDA 1972, 1979 und 1981).

Grundlegende genetische Bedeutung wird dem Vorhandensein schichtiger, in die Sedimentabfolge stratiform eingeordneter Erzkörper mit streichenden Längen von Meterzehnern bis Meterhunderten und Erzonen von Kilometerausmaßen beigemessen. Die Lagererzkörper folgen primär keinen schichtparallelen Störungszonen, sondern sie stellen ursprünglich synsedimentäre Zwischenschichten im wachsenden triassischen Sediment dar. Daher hat auch die tektonische Beanspruchung die Erzlager samt dem Nebengestein gemeinsam erfaßt, was an gemeinsamer Faltung und Fältelung sowie an der Zerschierung

durch Klüfte einschließlich der Schieferung deutlich zur Geltung kommt. Der schichtigen Gestalt der Erzkörper mit parallelem oder quasiparallelem Verlauf im Nebengestein im großen entspricht der inhomogen-feinschichtige Aufbau, Bauzone über Bauzone im kleinen.

Der mikroskopische Gefügebefund bringt eine Menge von diskreten Einzelheiten von Verformungen und Kristallisationen zum Vorschein. Das Ineinandergreifen von mehrmaligen Kristallisationen und Deformationen weist den Weg der Beobachtung auf Vorgängergefüge, die prädeformativ mit gleichem Mineralbestand wie das heutige Erz, aber weitgehend anderem Gefüge existent gewesen sein müssen.

Mitunter ist relikte sedimentäre Feinschichtung am authigenen Mineralwechsel von Pyrit/Markasit, Arsenkies, Realgar, Quarz, Calcit und am Korngrößenwechsel ein und derselben Mineralsorte, z.B. Realgar und Quarz, trotz starker mechanischer Beanspruchung durch Verschiebung noch erhalten. Als auffallendes Kennzeichen primär chemischer Erzanlagerung bzw. Erzanreicherung wird die mitunter zeitlich-stratigraphisch wechselnde Erzparagenese angesehen innerhalb ein und derselben Lagerstätte, wie z.B. Qiaoqiaoshang: Erzlager mit und ohne Realgar, mit viel und wenig Antimonit. Unterschiedlichen Anteil am primären Aufbau der Schichterzkörper haben auch allothigene, detritische Komponenten: wie Sericit, Quarz, Sericitquarzit, Calcit-Quarzit, inkohlter Pflanzendetritus, wie sie auch am Aufbau des erzfreien Sedimentes vorkommen.

Diagenetische Sammelkristallisationen, vor allem aber tektonische Entmischungen und durch die schwache anchizonale Metamorphose eingeleitete Umkristallisationen mit Blastese, z.T. Meroblastese, bewirkten Gefügeänderungen. Durch die mechanische Beanspruchung kamen infolge sehr unterschiedlicher Teilbeweglichkeit von Nebengestein und Erz und auch innerhalb der Erzlager selbst mechanische Inhomogenitäten zur Auswirkung. So hat teils laminares Zergleiten nach den s-Flächen des Gefüges, teils Brekzierung zu tektonischer Deformationsbrekzie die Erzkörper unter weitgehender Beibehaltung ihrer schichtförmigen Gestalt stark verändert. Man kann von „Erztektonit“ sprechen. Im Zuge der tektonischen Ereignisse, insbesondere dort, wo die Lagererzkörper von Scherklüften abgeschnitten sind, wurden offensichtlich in den reaktionsbereiten Erzkörpern gesteigerte Mobilisationen ausgelöst. Dadurch wurden Lösungszirkulationen im Fugennetz des Erzkörpers sowie auch in Klüften und Störungszonen ermöglicht, was in belteroporer Vererzung syn- und posttektonisch den Abschluß fand. Aber Kristallisationen und Deformationen wechselten in mehreren Phasen ab.

Von den Erzlagern s-diskordant abweichende sekundäre Mineralisationen sind somit an Verwerfern möglich, und zwar in jenen Fällen, in denen Klüfte die Lagererzkörper abscheiden. Das hat nicht nur die mechanische Verschleppung an Klüften zur Folge, sondern kann auch junge Neuausscheidungen von Erz, in diesem Fall als Kluft-erzkörper, zur Folge haben. Weite Stoffumlagerungen aber scheinen nach den bisherigen Aufschlüssen in den Schurfbergbauen in N-Sichuan noch nicht nachgewiesen zu sein.

Die für diese genetische Erklärung wichtigen Reliktgefüge aus Vorgängerstadien mit sedimentären Merkmalen sind am besten durch die reaktionsträgeren Erzminerale Pyrit, Markasit und Arsenkies dokumentiert. Sie vermitteln Veränderungen des ursprünglichen Anlagerungsgefüges

ges infolge faltender und rupturer tektonischer Verformungen. Hingegen besetzt der reaktionsbereite Realgar, sofern überhaupt in der Paragenese vertreten, nicht nur relikte sedimentäre Feinlagen, sondern überwiegend schichtparallele und diskordante Fugennetze als Sekundärkristallisation. Wenn auch im Zuge der jungen belteroporen Kristallisationen, vor allem zwischen Realgar, Quarz und Calcit mobilkonturierte Korngrenzen auffallen, so liegt doch kein Merkmal für intensive metasomatische Verdrängung vor.

Im Rahmen der tektonischen und metamorphen ausgelösten Umkristallisation und Blastese in mehreren Stadien wurden oft nicht-verdrängte Minerale und Mineralgefüge früherer Entwicklungsstadien als Interngefüge, im besonderen vom Typ s_i , im neuen Kristallinat konserviert, am häufigsten Quarz, Sericit, Pyrit, Arsenkies, Rutil. Typische Rekristallisation ist aber nur an tektonisch durch Verschiebung stark beschädigten Antimonitaggregaten entwickelt.

Im Bereich der jurassischen Magmenintrusionen im Gebiet der Lagerstätte Zheboshan wird eine kontaktmetamorphe Beeinflussung der präexistierenden Erzlager für sehr wahrscheinlich gehalten, was lokale Stoffumlagerungen und Erzneubildungen zur Folge gehabt haben wird.

Alle anderen Au-Lagerstätten in den triassischen Sedimenten von N-Sichuan tragen aber nach der Auffassung der österreichischen Mitarbeiter das typische Erscheinungsbild von sedimentär, stratiform angereicherten Lagerstätten, mit dem schon primären Auftreten von Pyrit, Markasit, Arsenkies, Realgar und Antimonit in wechselnden Mengen, bei starker Begleitung von ursprünglich mikrokristallinem Quarz. Eine anchimetamorphe und starke tektonische Beanspruchung hatten isochemische Umkristallisationen, zum Teil Rekristallisation, sowie starke

syn- bis posttektonische Neukristallisationen nach Mobilisation des Altbestandes zur Folge. Die Metallanreicherung wird somit extrusiv-thermal, begleitet von viel SiO_2 , schicht- und zeitgebunden erklärt, das Gefüge der heutigen Lagerstätten aber wurde in den jurassischen bis kreatazischen geotektonischen Entwicklungsphasen geprägt. Die geochemischen Ergebnisse widersprechen dieser Interpretation nicht.

Die wesentlichen Unterschiede in den Auffassungen unserer Arbeitsgruppen bestehen also

- 1) bezüglich der zeitlichen Einstufung der eigentlichen Lagerstättenbildung (m-o-Trias, im Gegensatz zu Jura-Kreide),
- 2) in der Erklärung der Erzplatznahme (submarin-sedimentär, im Gegensatz zu tektonisch bedingt) und
- 3) in der Beurteilung der primären erzbildenden Metallösungen (extrusiv-thermal, im Gegensatz zu thermisch mobilisierten Wässern mit Metallentzug aus präexistenter Voranreicherung aus einem mächtigen turbiditischen Sedimentkomplex).

Schließlich muß abschließend betont werden, daß sich gerade am Beispiel der von der österreichischen Forschergruppe nicht besichtigten Au-Lagerstätte Tuanjie eine sinnvolle Annäherung der genetischen Modelle anbietet, ja nahezu eine Übereinstimmung ergibt. Sie sollte im Sinne einer Revision der bestehenden Ansichten über die Genese genützt werden.

Die von den chinesischen Partnern oft betonte Wegsamkeit für Erzlösungen entlang von Großstörungenzonen könnte auch von den österreichischen Mitarbeitern akzeptiert werden, wenn sie bereits im Trias-Meeressboden existent und somit als thermale Wegsamkeit submarin wirksam sein konnte.

7. Au-Lagerstätten in kambrischen Kieselchiefern des Nordgebietes

7.1. Geologischer Rahmen

Im nördlichen Gebiet der Provinz Sichuan, an der Grenze zur Provinz Gansu und in diese Provinz hineinreichend wurden in den vergangenen Jahren durch Prospektion einige Au-Vorkommen und Lagerstätten entdeckt, die in beiden Provinzgebieten in Aufschließung sind. Diese Hochgebirgsregion, um 4.000 m hoch gelegen, gehört in den Nordrand des Aba-Massivs, wo eine ausgedehnte und sehr mächtige kambrische Kieselchiefer- (Feinquarzit-) Abfolge entwickelt ist. Diese kommt wegen der Härte des Gesteins morphologisch durch Gebirgskämme mit oft steilen Wänden in der Landschaft auffallend zur Geltung (Abb. 133).

Das Hauptelement der großtektonischen Formung ist eine Antiklinale von mehreren Zehnerkilometern WNW-ESE-Verlauf, die den Namen Beiyigou-Sattel führt. Die kambrischen Gesteine streichen formungs- und erosionsbedingt beidseits entlang des Gewölbekernes, wobei gewisse Teile der kambrischen Gesteine, vor allem des S-Flügels, störungsbedingt amputiert sind (Abb. 134).

Im großräumigen erdgeschichtlichen Entwicklungsablauf präkambrischer, paläozoischer bis mesozoischer Sedimentgesteine waren Orogenesen und Metamorphosen

sowie Phasen intrusiver und extrusiver magmatischer Tätigkeit je nach Alter unterschiedlich wirksam. Eine Metamorphose in etwa Grünschieferfazies ist für das Proterozoikum datiert. Sie konnte auf die hier diskutierten kambrischen Gesteine nicht von Einfluß sein. Im Zusammenhang damit stand ein spätproterozoischer basisch-intermediärer Vulkanismus, womit auch alte Diabasgänge verbunden sind.

Aber für Veränderungen unserer kambrischen Kieselgesteine ist eine Metamorphose gegen Ende der Triaszeit oder zu Beginn der Jurazeit zu beachten. Sie erreichte nur anchimetamorphe Fazies. Serien von Quarzgängen mit cm- bis dm-Mächtigkeiten werden diesen Gesteinsveränderungen zugerechnet. Diese Quarzgänge sind normalerweise metallfrei. Mit dieser zweiten, im Großraum bekannten Orogenese und Metamorphose steht auch eine zweite magmatische Phase in Zusammenhang. Im mittleren Jura bis in die untere Kreide fanden lokal subaerische Vulkanergüsse statt: Der Oberjurazeit werden basische bis intermediäre Laven und Pyroklastika zugerechnet, während die sich in die Unterkreidezeit fortsetzende effusive magmatische Tätigkeit überwiegend dacitische bis rhyolithische Pyroklastika lieferte. Damit im Zusammenhang stehen auch Diorit- und Granitgänge in subvulkanischen Intrusionsniveaus.

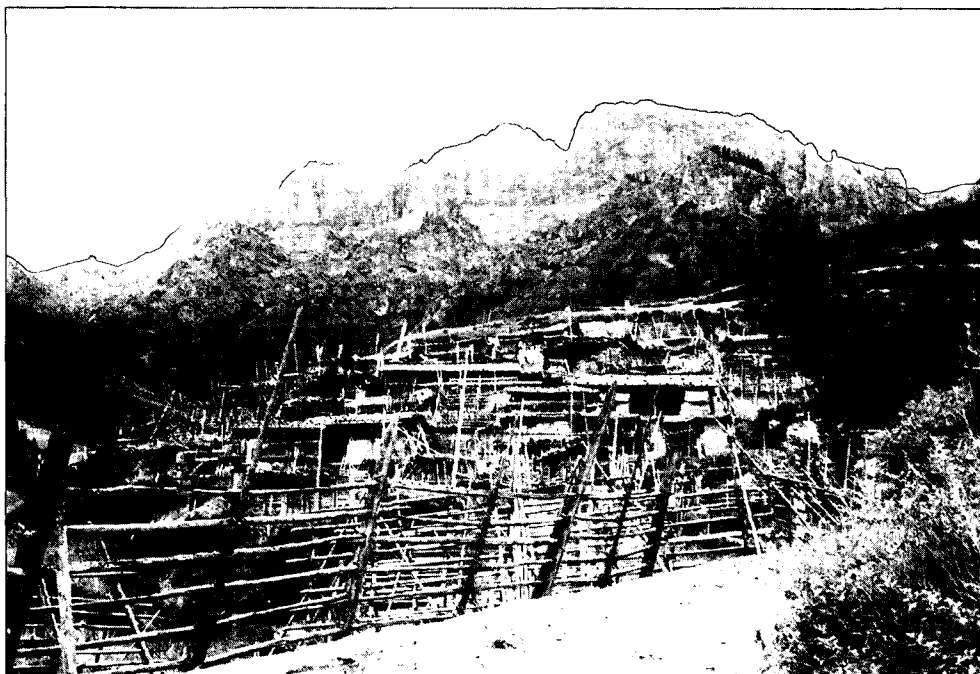


Abb. 133.
Die mächtigen kambrischen Kie-
selschiefer (Lydite, Feinquarzite,
Sericit-Quarzite) treten im Land-
schaftsbild des 4.000 m-Hochge-
birges morphologisch deutlich
hervor.
Im Vordergrund eine Tibetaner-
siedlung.

Tabelle 25. ▼
Gesteinsabfolgen des Nordge-
bietes (vereinfacht, hauptsäch-
lich nach YANG Henshu, 1991).

Quartär: Böden, Torf, Sand, Geröll.

*****Diskordanz*****

Kreide: oben: 2170 m, violettrotes Konglomerat, Sandstein und Siltstein.

unten: 1105 m, rhyolithisch-dacitische Laven, Tuffe und Konglomerate (Pyroklastite).

Jura: oben: 1604 m, basaltisch-andesitische Laven sowie Tuffe und Klastite.

unten: 302 m, Sandsteine, Tonschiefer und Konglomerate mit Kohleneinschlüssen.

*****Diskordanz*****

Trias:

Obertrias: >10.000 m, Metasandstein und Schiefer mit Kalksteinen und kalkigen Konglomeraten.

Mitteltrias: >4000 m, Kalkstein (oft dolomitisch), Sandstein und Tonschiefer.

Untertrias: 1513 m, Kalkstein und Dolomit mit Einschlüssen von Siltstein und Mergel.

Perm: 839 m, feinkristalliner Kalkstein mit Dolomit, kohlenführendem Schiefer und Kieselkalk, bio-
klastischen Kalksteinen sowie Mergel.

Karbon: 1707 m, feinkristalliner bzw. biogener Kalkstein und Kieselkalkstein mit Schiefern; rote
terrigen Klastite (alternierendes Konglomerat, Arenit und Siltstein) im Süden.

Devon:

Ober- und Mitteldevon: >2000 m, verschiedene Kalksteine (auch Rifffalk) sowie Schiefer; nur
im Norden zu sehen.

Unterdevon: >1500 m, Schiefer und Kalkstein mit Dolomit und Sandstein (lokal Mn- und Fe-füh-
rend).

Silur:

Ober- und Mittelsilur: 9467 m, schwach metamorphe Schiefer und Sandstein mit Einschlüssen
von Kalkstein.

Untersilur: 2431 m, Kieselgestein, Kalkstein, Schiefer und Sandstein.

Ordovizium (?): >1000 m, Kieselgesteine und Si-reiche Schiefer sowie Phyllite mit Kalkstein.

Kambrium: 927 m, verschiedene Kieselgesteine mit Schiefern, lokal auch mit Kalkstein, C-reich und
Pyrit-führend, schwach metamorph.

*****Diskordanz*****

Sinian: >1678 m, metamorphe basisch-intermediäre Vulkanite bzw. Konglomerate, Sandsteine und
Siltsteine von Flußablagerungen.

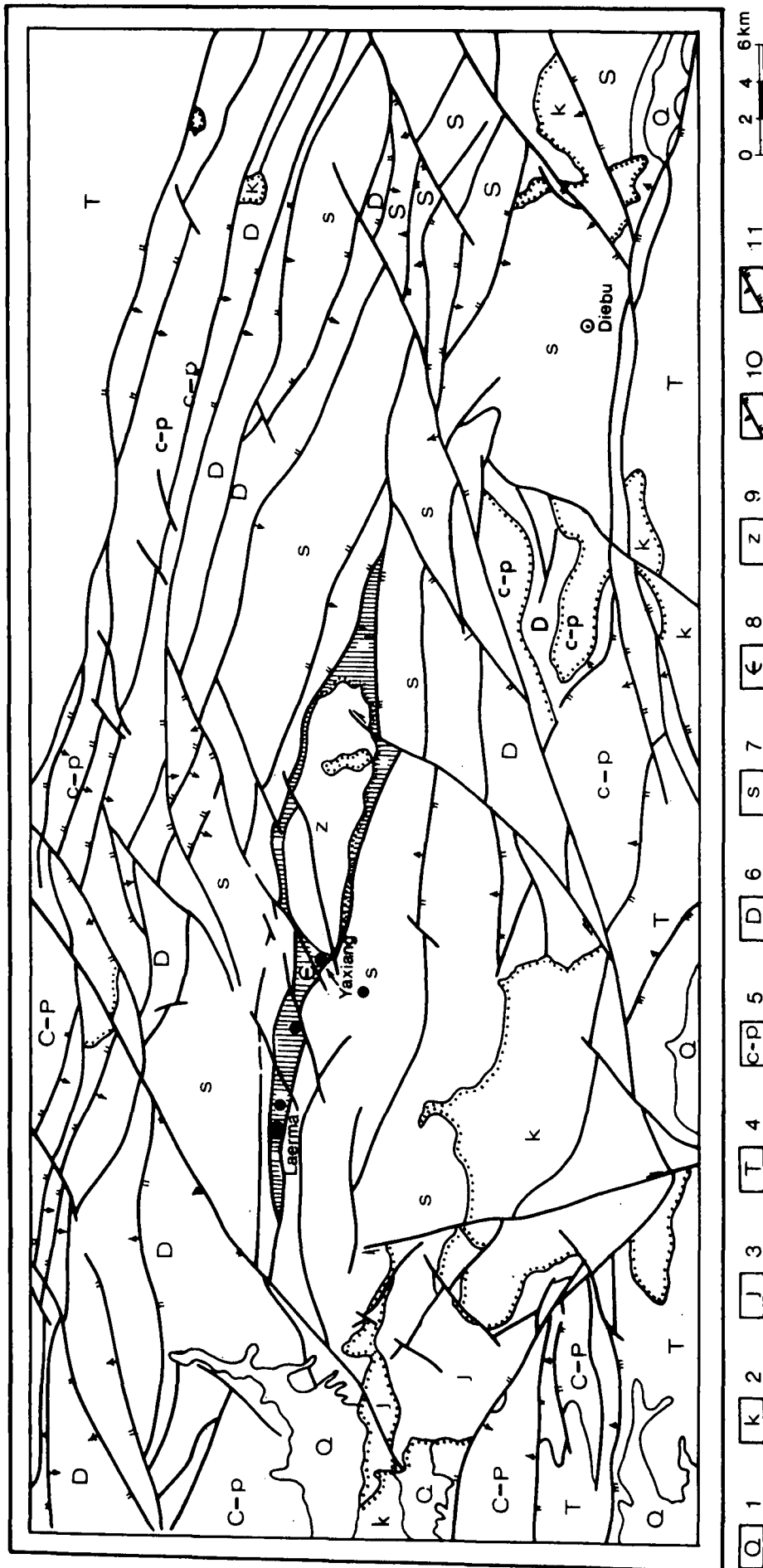


Abb. 134.

Geologische Grundrißskizze des "Nordgebietes" im Grenzbereich der Provinzen Sichuan und Gansu mit den Goldlagerstätten in kambrischen Gesteinen.

1 = Quartär; 2 = Kreide; 3 = Jura; 4 = Perm bis Karbon; 6 = Devon; 7 = Silur sowie etwas Ordovizium; 8 = Kambrium; 9 = Sinian (Spät-Proterozoikum); 10 = Aufschiebung; 11 = Überschiebung.

7.2. Litho-stratigraphie, Petrographie

Die Mächtigkeit der Quarztabfolge kann bis 1.000 m betragen. Es handelt sich um Quarzit, Sericit-Quarzit, Kiesel-schiefer (Lydit, Quarzit-schiefer) und Sericit-schiefer (Tonschiefer), die als Zwischenschichten auftreten oder in die Quarzite übergehen. In der wechselnden Gesteinsabfolge kommen Grob- und Kleinrhythmen zur Geltung (Abb. 135).

Die für den Raum durch chinesische Fachkollegen erforschte Gesteinszusammensetzung ist in Tabelle 26 in die gängige Einteilung gebracht. Die kambrische Quarzgesteinsabfolge liegt diskordant auf jungproterozoischen klastischen Sedimentgesteinen.

Den Hauptmineralbestand des Kieselgesteins bilden Feinquarz-Aggregate mit einer Quarz-Beteiligung häufig über 90 %. Zum übrigen Teil zählen Sericit, Pyrit, inkohlter Phytodetritus (wohl Algen), eventuell Rutil u.a. Ti-Mineralien. Sofern Grob- und Feinschichtung entwickelt ist, wird sie vom wechselnden Komponentenbestand und von Korngrößenunterschieden verursacht. So kann man das Kieselgestein in eine Einteilung zwingen: die häufigste Variante stellt (1) ein mikrokristalliner Quarzit mit 1–10 µm Korngrößen dar, der ebenso wie ein dicht-körniger Quarzit (2) mit Korngrößen um 10–50 µm relativ unrein, also stark pigmentiert ist. Fein- und feinkörniger Quarzit mit Korngrößen um 0,05 – 1 mm aber wirkt durch sehr geringe Pigmentierung sauber. Es ist anzunehmen, daß,

Abb. 135.
Vereinfachtes lithostratigraphisches Säulenprofil des „Nordgebietes“ mit den wichtigen Goldlagerstätten.
1 = Konglomerat; 2 = Sandstein; 3 = Siltstein; 4 = Tonstein und Tonschiefer; 5 = Kalkstein; 6 = Mergel; 7 = sandig-siltiger Kalkstein; 8 = bioklastischer Kalkstein; 9 = ooidischer Kalkstein; 10 = Dolomit; 11 = kohleführende Schichte; 12 = Kieselgestein; 13 = brekziöses Kieselgestein; 14 = C-reiches Kieselgestein; 15 = toniges Kieselgestein; 16 = quarzreicher Schiefer; 17 = andesitischer Tuffit und Lavagestein; 18 = dacitischer Rhyolith; 19 = Diabas; 20 = Diorit; 21 = Granodiorit und Granit.

wie allgemein bekannt, die Pigmentierung eine kristallisationshemmende Wirkung ausübt, und die größeren Quarzite durch Sammelkristallisation aus ursprünglich feinerkörnigen entstanden sind. Dementsprechend sind auch verschiedengestaltige Quarzaggregate entwickelt: xenomorph- und hypidiomorph-körnige, in denen mitunter auch idiomorph kristallisierte Individuen gewachsen sind. Bemerkenswert sind relikte meta-kolloidale Strukturen und pseudomorphe Verkiezelung organischer Substanzen, wobei es sich teils um pflanzliche Gewebe, teils um Reste von Kiesel-schalern handeln dürfte.

Neben dem feinschichtigen und schichtig-bankigen Aufbau des Kiesel-sedimentes sind endogen brekziöse Lagen, blasigporöse Abschnitte und knollenförmige Gebilde auffallend.

Große Blasen dieses merkwürdigen porösen Kieselgesteins mit kugelförmigen Gebilden von etwa 3–8 mm Durchmesser kommen separiert vor; hingegen sind kleinere unregelmäßig geformte Hohlräume mit 0,5–3 mm Größe aggregiert. Im allgemeinen sind diese Blasen Hohlräume nur luftgefüllt und weisen äußerlich Ähnlichkeit mit Blasenlava oder auch Koks auf. In diesen Gefügen sind häufig Chloritminerale vertreten. Manchmal sind als Internkristallite auch dünne weiße Krusten von Quarz oder Baryt zu finden. Das blasenförmige

Kieselgestein, dessen Gerüst aus Quarz besteht, tritt mit Schichtmächtigkeiten zwischen mehreren Zentimetern bis etwa 0,70 m auf. Im mittleren Abschnitt solcher Schichten erscheint das Blasengefüge voll ausgebildet und dicht gepackt, im Gegensatz dazu aber im Liegend- und Hangendteil der porösen Zwischenschichten offen-

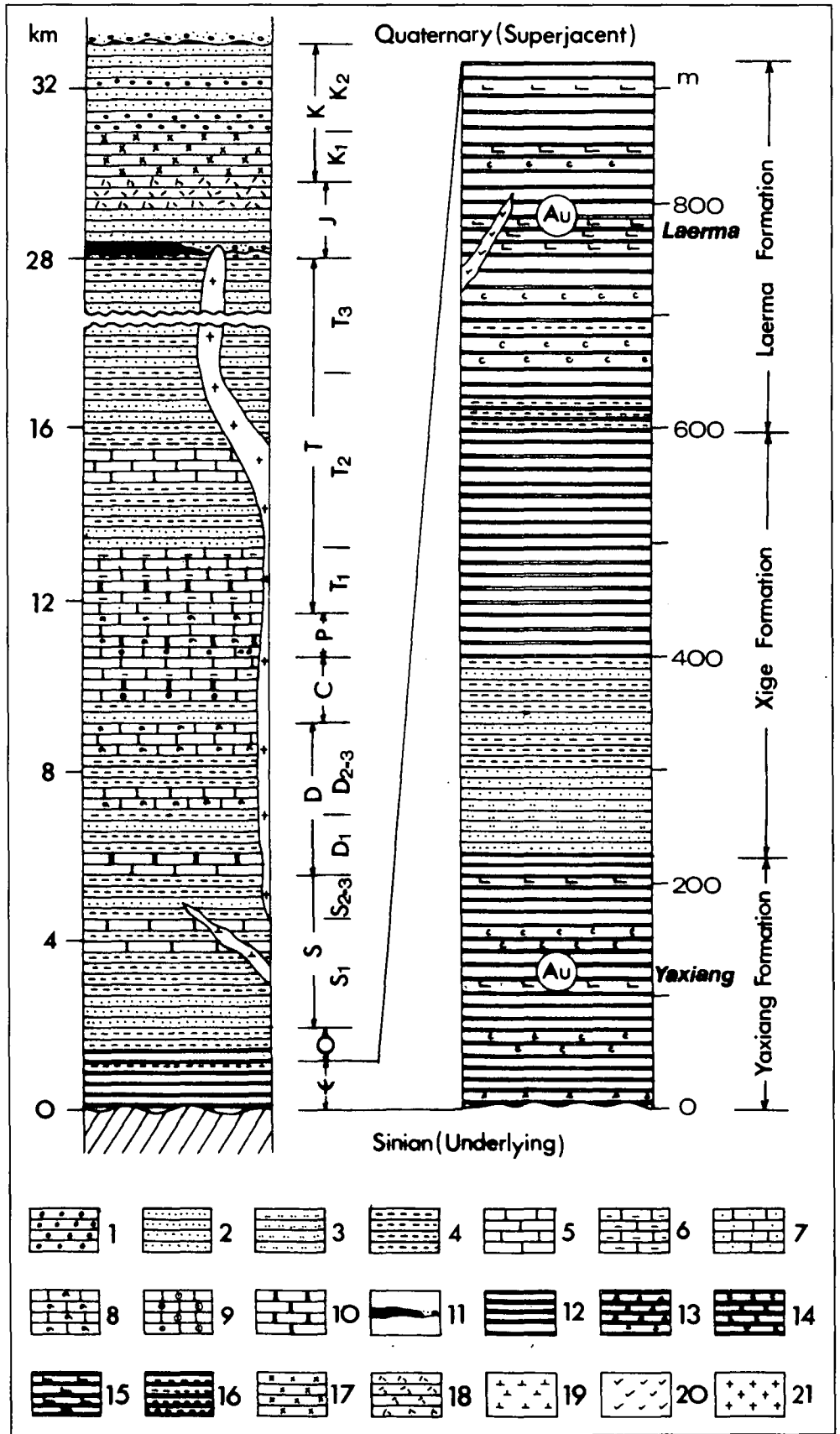


Tabelle 26.

Standardprofil der erzführenden kambrischen Abfolge (nach Angaben des Geologischen Schurfteams für NW-Sichuan, 1991; unveröffentlicht).

Ordovizium: schwarzer Sericit-Quarz-Schiefer, schwach metamorph.

***** tektonische Störung *****

Kambrium: alles schwach metamorph.**Laerma-Formation (Kl , 368 m):**

10. schwarzgraues bis grauschwarzes, massiges bis mittel-dickbankiges mittelkörniges und mikrokristallines Kieselgestein.
9. schwarzgraues bis grauschwarzes, brekziöses, C-reiches mittelkörniges und mikrokristallines Kieselgestein.
8. schwarzgraues bis grauschwarzes, massiges, C-reiches Kieselgestein und Kieselschiefer.
7. schwarzgrauer bis grauschwarzer, C-reicher Quarzphyllit.

Xige-Formation (Kx, 358 m):

6. schwarzgraues bis grauschwarzes, massiges mikrokristallines Kieselgestein.
5. schwarzgrauer bis grauschwarzer, C-reicher Schiefer mit tiefgrauen dünnbankigen Sericit-Quarzit-Schiefer- und Siltsteineinschaltungen.

Yaxiang-Formation (Ky, 222 m):

4. schwarzgraues bis grauschwarzes, massiges mittelkörniges Kieselgestein mit dünnbankigem C-reichem Kieselgestein.
3. schwarzgraues bis grauschwarzes, massiges C-reiches Kieselgestein.
2. schwarzgraues bis grauschwarzes, dünnbankiges Kieselgestein.
1. schwarzgraues bis grauschwarzes, massiges, grobkörniges und mittelkörniges Kieselgestein, mit feinverteiltem Pyrit, im Unterteil mit einigen brekziösen Steinkohlen-Schichten (0.5 - 3 m mächtig).

***** Diskordanz *****

Sinian (Jungproterozoikum): schwach metamorphe Psammite, Schiefer und Konglomerate.

bar durch Kompaktion verändert, so daß nur wenige oder keine Blasen Hohlräume erhalten sind (Abb. 136; 137 mit Resediment). Von den natürlich schon von chinesischen Experten diskutierten Entstehungsmöglichkeiten dieses Sondertyps von Kieselgestein hat sich, unter Berücksichtigung der Literatur über rezente submarin-exhalative blasenförmige Kieselgesteine (URABE & KUSAKABE, 1990), die Auffassung von submarinen, vulkanisch-exhalativen

Bildungen, eventuell verbunden mit „chemischer Resedimentation“ durch Hydrolyse vulkanischer Substanzen durchgesetzt. Exhalationsereignisse und thermale Tätigkeit werden vor allem auch im Zusammenhang mit der Lagerstättenogenese zu beachten sein.

Die Beobachtung von diversen, auf Kleinbereiche der Lamina beschränkte Schichtverfaltungen macht es wahrscheinlich, daß in diesen Fällen fröhdiaogenetische, subaquatische Bewegungen im Sediment abgebildet wurden. Umstrittener aber ist die Erklärung brekziöser Gefüge im Kieselgestein. Als Brekzienkomponenten kommen vor: teils grafitreicher Feinstquarzit, zementiert ebenfalls mit Feinstquarzit und daher manchmal schlecht unterscheidbar; teils Pyritagregat-Fragmente, lokal mit Quarzitfragmenten vergesellschaftet und ebenso mit Quarzit zementiert; und schließlich weiße Klasten von weißem Grobquarzit, die durch Zerknacken von epigeneti-

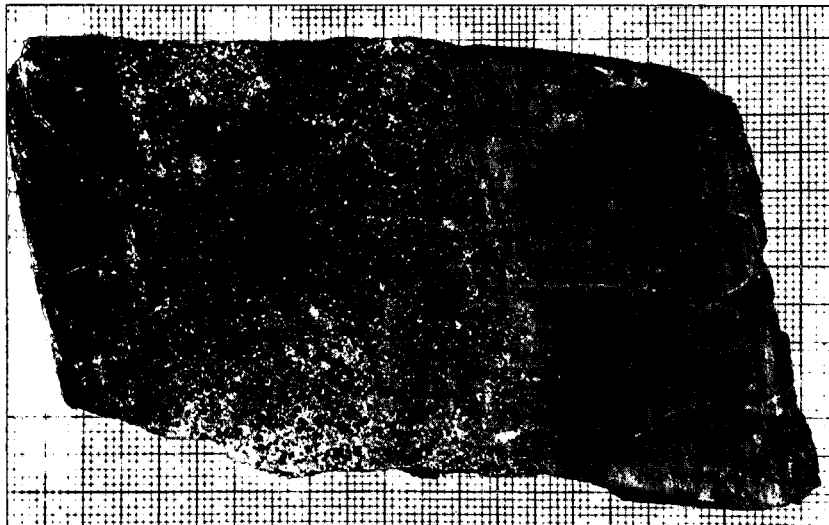


Abb. 136.
Kambrischer Kieselschiefer mit schichtig angeordneter blasenförmiger Ausbildung (Mitte).
Großanschliff. Maßstab: mm-Papier.

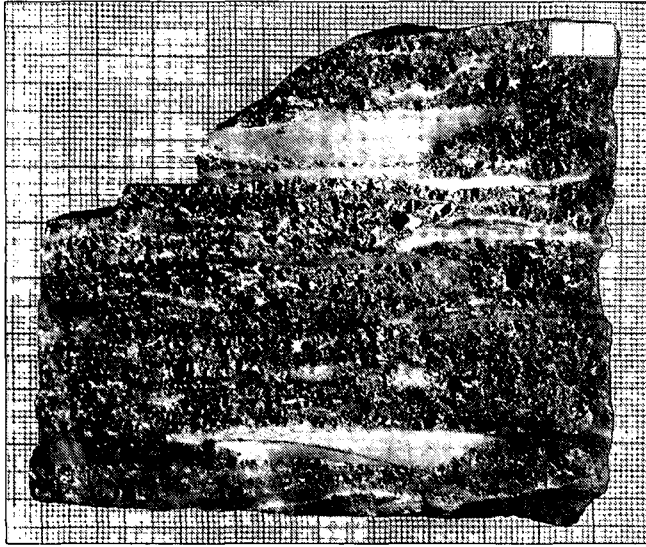


Abb. 137.
Quarzitische Sericitschiefer-Schollen als ursprüngliche Resedimentkomponenten in der kambrischen Kieselschieferabfolge von Laerma, Großanschliff. Maßstab: mm-Papier.

schen Quarzgängen entstanden sein müßten, denen sie mineralologisch gleichen. Von chinesischer Seite wird genetisch an „syndimentäre“ Brekzien gedacht. Demgegenüber machen die österreichischen Partner angesichts der visuellen Beurteilung der Geländebefunde und mikroskopischer Untersuchung darauf aufmerksam, daß auf Grund typischer Zerbrechung von Schollen mit korrespondierenden Bruchgrenzen und unterschiedlich weitem Verdriften von Teilbruchstücken allenfalls auch eine intraformationelle Deformationsbrekzie und zumindest teilweise eine synmetamorphe Inhomogenitätsbrekzie (im Sinne SANDERS, 1950, 1970) vorliegt. Brekzien kommen im Zusammenhang mit der Erzführung (siehe 7.4.3.2.) nochmals zur Diskussion. Sie sind mit der starken orogen-deformativen Durchbewegung der Metamorphite in Zusammenhang zu bringen, die eine Fülle von Bewegungsbildern im Quarzitgestein hinterläßt. Zum Erkennen derselben ist allerdings die mikroskopische Beobachtung in Durch- und Auflicht erforderlich.

So sind unter dem Mikroskop monoklin-symmetrische Verformungen am Beispiel tektonisch verursachter Biegefallen, Scherfallen und laminarer Zergleitung in den Schieferungsflächen nachzuweisen. Hierbei fällt eine gesteigerte Teilbeweglichkeit des an und für sich harten und zähen Gesteins in jenen Teilbereichen auf, die Glimmer in Form von Sericitschuppen oder noch besser Sericitfilzen enthalten. Sie erleichtern die mechanische Durchbewegung, die weitgehend intragranular und intergranular ablaufen konnte, ohne daß dadurch der Zusammenhang des Gesteins- bzw. Mineralverbandes gestört wurde.

Andernfalls allerdings haben die Verschiebungen die mechanische Kontinuität unterbrochen, wodurch mikroskopisch bis makroskopisch sichtbare Mikrogleitflächen bzw. Scherklüfte entstanden sind. In diesem Verformungsrahmen fallen zweischichtige Zergleitungen des Gefüges nach *hOl*, einscharige Schieferung (nach *s*), meist identisch mit der Schichtung (*ss*) und – das ist bemerkenswert – einscharige Transversalschieferung schräg zu *ss* auf. Wenn hier nur einige wenige am Gestein nachgewiesene Verformungen angeführt werden, so darf die Vermutung geäußert werden, daß zahlreiche, kompliziert zusammenhängende stetig und ruptuell abgelaufene Verfor-

mungen das Gestein verändert haben, was im Hinblick auf eine genetische Einordnung von Erzanreicherungen von Wichtigkeit ist.

Über auffallende Struktureinlagen im Kieselgestein wird in Form von unregelmäßig verteilten vermeintlichen „Algenkolonien“ mit 0,5–3 cm Größe von chinesischen Kollegen berichtet. Die Lumina solcher kugelförmiger Gebilde können angeblich noch offen, aber auch von Quarzitkristallen ausgekleidet sein. Im Liegendabschnitt der Abfolge sollen auch silifizierte Algenkohlen, in Teile zerbrochen, mit weißen Quarzklasten gefunden worden sein. Nach den optischen Untersuchungen in Innsbruck handelt es sich allerdings in mehreren Fällen um ruptuell beschädigte Grafit-Feinstquarzite, deren Fugennetz belteropor nach Haarrissen durch nicht-pigmentierten Feinquarz verkiegelt ist (Abb. 144).

Schließlich sind auch noch kugel- bis ellipsoidförmige, im allgemeinen 3–5 cm, maximal auch 10 cm große Knollen gefunden worden, die, wie Diffraktometeranalysen ergaben, in der Hauptsache aus Fluorapatit bestehen. Angeblich sollen an ihrem Aufbau auch organische Substanzen beteiligt sein.

Das Kieselgestein enthält auch auffallend Turmalin und Baryt, die man für Exhalationsprodukte halten könnte. Die überwiegend sehr dunkle Farbe der mächtigen kambrischen Abfolge ist auf die Pigmentierung mit feinkörniger (meist $< 1 \mu\text{m}$, selten bis $4 \mu\text{m}$ groß) grafitisierter organischer Substanz sowie Pyrit in feiner homogener und feinschichtiger Anordnung zurückzuführen. Gesicherte Messungen des Reflexionsvermögens zur Bestimmung des Inkohlungsgrades sind nur an selten vertretenem gröberkörnigem, wohl von Algen und Plankton stammendem Phytodetritus möglich und ergeben Werte, die ein Semi-grafit- bis Grafitstadium belegen. Man könnte diese Quarzite und Sericit-Quarzite auch als „Schwarzschiefer“ bezeichnen. Rote, bis 5 mm dicke Eisenoxid-Laminae, in zum Teil rhythmischer Wechsellagerung mit dem fast schwarzen Feinquarzit, erinnern an Gesteine der gebänderten quarzitischen Fe-Erzformation. Die feinschichtige Farbänderung auf gelblich-braune Lagen ist auf Limonitminerale, die hellgraue Färbung auf sammelkristallisierte reine Quarzitlagen sowie auch auf stärkere Einschaltung von Sericit zurückzuführen.

Abschließend zu dieser petrographischen Beschreibung sei der Verdacht geäußert, daß die mitunter bis 1.000 m mächtige Abfolge von Kieselgesteinen mit Kieselschiefern, bzw. Feinquarzit, Quarzitschiefern und Sericit-Quarzitschiefern ihre Entstehung einer langandauernden und weit verteilten submarin-exhalativen SiO_2 -Zufuhr mit allen ihren chemisch-mineralogischen und organogenen Folgeerscheinungen verdankt. Deshalb halten wir gleich anschließend eine geochemische Klassifizierung des Gesteins für wichtig.

7.3. Haupt- und Spurenelemente kambrischer Kieselgesteine

Wie aus Tabelle 27 ersichtlich, ist das kambrische Kieselgestein durch SiO_2 -Überschuß und sehr geringe bis mittelmäßige Al_2O_3 -Gehalte ausgewiesen. Der mit Al_2O_3 korrelierende K_2O -Gehalt ist auf variable Sericitgehalte zurückzuführen. Ansonsten ist das quarzitische Gestein, abgesehen von wenigen Ausnahmen, als sehr rein zu bezeichnen. Die zwei Analysen von Erzquarzit entsprechen genauso.

Tabelle 27.
Hauptelemente (%)
von Gesteinen und Er-
zen im Nordgebiet.
* = nach YANG Henshu,
1991, unveröffent-
licht; alle anderen
Analysen teils in Chi-
na teils in Innsbruck
(R. TESSADRI) durch-
geführt.
Analytik: hauptsäch-
lich ICP bzw. AAS.
Ki = Kieselgestein; K =
Kreide, J = Jura, T =
Trias, Kb = Kambrium,
kaled. = kaledonisch.
Leere Zellen = nicht
bestimmt, ausgenom-
men FeO, welches z.T.
unter Fe₂O₃ ausge-
wiesen ist.

Nr.	Probe	Alter	SiO ₂	Al ₂ O ₃	MgO	Fe ₂ O ₃	FeO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	TiO ₂	MnO	P ₂ O ₅	H ₂ O+	H ₂ O	Gl.-V.	Summe
JG6457yq1*	Minette	T-K	48.42	13.49	5.46	1.79	4.72	10.05			0.90	0.22				8.07	93.12
JG6458yq1*	Kersanit	T-K	48.50	11.80	5.62	1.20	4.92	7.59			0.45	0.14					80.22
JD2842GS1*	Kersanit	T-K	53.00	13.13	6.36	2.12	5.70	6.96	1.64	3.87	0.60	0.12	0.49			7.47	101.46
JCHGS2*	Kersanit	J	52.56	15.59	6.59	1.76	5.23	3.54	3.11	4.45	0.85	0.09	0.50			5.72	99.99
J-1	Diorit	J-K	63.16	15.11	2.45	4.73		3.04	3.00	5.33	0.59	0.07	0.27			1.04	98.79
Y90006	Diorit	J-K	20.32	11.93	0.33	5.18		0.58	0.25	0.44	0.68	0.00	0.32			12.70	52.73
JD008yq*	Andesit-Gang	T-K	52.56	14.66	7.57	5.14	2.44	5.52	1.51	4.00	1.13	0.08	0.55			4.68	99.84
JMGS1*	Andesit-Gang	T-K	59.92	17.36	0.55	6.67	0.42	0.45	0.04	1.08	1.04	0.03	1.14	5.99		6.36	101.05
JAP18Tc3*	Qz-Diorit	T-K	65.44	18.66	0.49	2.93	0.23	0.23	0.04	1.60	1.28	0.03	0.45	7.60		8.15	107.13
JYQ8B01*	Qz-Diorit	T-K	62.82	16.16	2.26	0.68	3.69	3.04	3.00	3.33	0.88	0.04	0.17			3.20	99.27
JD6836GS*	porph. Qz-Diorit	T-K	63.75	16.85	1.64	2.87	1.28	2.11	0.35	0.24	0.67	0.03	0.14			9.98	99.91
JD2714SI17*	porph. Qz-Diorit	T-K	60.74	15.93	4.15	2.11	4.04	5.68	2.50	2.79	0.55	0.12	0.20			2.88	101.69
JAP16yq35*	Dioritporphyr	T-K	53.56	14.55	6.99	2.23	3.89	4.75	1.65	4.26	0.75	0.09	0.52	3.11		7.27	103.62
JJGS2*	Qz-Diorit	T-K	58.18	14.69	4.33	1.34	3.76	5.02	1.39	4.00	0.60	0.16	0.40	3.69			97.56
JWGS1*	Pyroxen-Diorit	T-K	55.14	17.33	5.61	3.40	3.74	6.78	2.40	4.20	0.80	0.13	0.60			1.10	101.23
JWGS2225*	Pyroxen-Diorit	T-K	54.38	16.01	6.35	3.45	4.20	8.27	2.48	3.08	0.35	0.13				1.31	100.01
JWGS2007*	Qz-Diorit	T-K	59.20	15.58	4.02	2.36	3.58	5.59	2.68	5.07	0.30	0.09				1.28	99.75
JWGS23*	Diorit-Gang	T-K	52.52	14.11	5.80	2.73	3.25	7.40	2.31	3.82	0.65	0.17	0.35			6.86	99.97
JD5778yq*	Qz-Diorit	T-K	64.18	16.82	1.23	1.03	2.46	4.32	4.23	3.05	0.75	0.04	0.13			1.39	99.63
JNGS*	Qz-Diorit	T-K	65.61	16.13	1.44	1.58	1.43	2.90	3.97	3.82	0.70	0.04	0.14			1.85	99.61
JD6679yq*	Qz-Porphyr	T-K	71.14	15.06	0.60	2.18	0.56	1.29	1.00	0.16	0.35	0.02	0.18			6.80	99.34
JSI*	Qz-Porphyr	T-K	73.36	14.85	0.74	0.91	0.48	1.14	1.01	2.51	0.25	0.03				4.65	99.93
JChr*	Granodiorit	T-K	69.87	15.03	1.03	2.37	0.35	1.03	4.46	2.85	0.26	0.02	0.14			1.97	99.38
JR5S5*	Granodiorit	T-K	63.39	16.71	2.19	0.96	3.93	3.21	3.12	3.42	0.87	0.04	0.23			1.34	99.41
JR5S8*	Granodiorit	J	69.72	14.21	1.25	1.27	0.87	1.08	1.88	4.50	0.26	0.01	0.07			4.64	99.76
JJGS1*	Qz-Monzonit	T-K	63.20	15.17	2.66	1.30	3.29	3.14	2.52	5.42	0.58	0.08	0.31	0.69		1.92	100.28
JYQ8703*	dacit. Rhyolit	K	70.43	15.91	0.13	4.03	0.09	0.15	0.39	3.22	0.28	0.02	0.14			4.72	99.51
JCGS1-4*	dacit. Rhyolit	K	69.38	17.11	0.08	0.16	0.08	0.66	0.61	8.50	0.30	0.01	1.66			1.65	100.20
JD5689yq*	dacit. Rhyolit	K	69.14	14.16	0.23	1.20	0.54	1.36	1.33	4.30	0.25	0.00	0.06			7.53	100.10
JYQ8704*	rhyol. Dacit	K	68.83	15.28	0.21	2.29	0.23	0.11	0.39	7.48	0.26	0.10	0.15			4.16	99.50
JCI12GS1*	rhyol. Dacit	K	68.04	16.88	0.32	2.02	0.48	0.89	0.62	4.70	0.40	0.03				5.15	99.53
JCI11GS1*	rhyol. Dacit	K	67.34	17.89	0.40	2.26	0.40	0.67	0.53	4.37	0.25	0.03				5.44	99.58
JCGS1-5*	rhyol. Dacit	K	66.06	16.88	0.48	3.82	0.16	1.88	0.61	5.40	0.30	0.03				4.98	100.60
JD5588yq*	Biotit-Andesit	J	60.58	17.34	1.88	3.06	1.65	4.66	3.07	4.10	0.65	0.13	0.25			2.96	100.33
JP8-6*	Biotit-Andesit	J	59.62	15.77	2.64	4.02	2.01	5.59	2.76	3.66	0.70	0.10				2.85	99.72
JYQ8702*	Biotit-Andesit	J	59.27	16.53	2.45	4.74	1.57	5.75	2.32	4.28	0.98	0.07	0.33			1.70	99.99
JD5641yq*	Biotit-Andesit	J	58.38	15.82	1.14	5.00	1.81	2.39	0.75	5.23	0.65	0.06	0.36			7.10	98.69
JCS2*	Andesit	J	57.60	18.46	3.65	4.18	3.21	2.90	0.42	2.87	0.85	0.09	0.01			6.74	100.98

Tabelle 27.
Fortsetzung.

	Nr.	Probe	Alter	SiO2	Al2O3	MgO	Fe2O3	FeO	CaO	Na2O	K2O	TiO2	MnO	P2O5	H2O+	H2O-Gl.-V.	Summe	
	J98DL*	Andesit	J	57.26	16.48	4.21	4.29	2.77	5.53	2.17	3.60	0.80	0.00	0.23		2.69	100.03	
	JYUQ8804*	Pyroxen-Andesit	J	56.98	16.51	2.87	4.70	1.74	4.09	1.20	1.20	0.56	0.06	0.20		6.99	97.10	
	JD5561yq*	Pyroxen-Andesit	J	58.82	15.74	3.43	4.02	2.08	6.02	2.77	3.63	0.65	0.14	0.20		3.47	100.97	
	JH8-17*	Biofit-Andesit	J	57.82	18.71	0.66	4.71	0.66	3.54	3.15	7.32	0.85	0.08			2.13	99.63	
	JYUQ8805*	basalt. Andesit	J	55.45	16.72	5.11	3.52	3.09	3.98	1.20	3.20	0.69	0.04	0.20		6.32	99.52	
	JUGGS16*	basalt. Andesit	J	55.26	14.75	7.95	4.98	2.81	6.41	1.75	2.50	0.35	0.10			3.59	100.45	
	JHf-1*	basalt. Andesit	J	54.92	14.53	6.16	5.44	2.36	5.58	1.78	3.73	0.75	0.18			3.72	99.15	
	JHf-01*	basalt. Andesit	J	53.20	15.84	0.61	3.88	0.70	8.68	2.43	5.40	0.63	0.21			7.53	99.11	
	JUGGS7*	Basalt	J	52.76	14.77	5.24	1.45	4.09	7.08	1.71	4.02	1.05	0.10			7.44	99.71	
	JUGGS3*	Basalt	J	52.56	15.59	6.39	1.76	5.23	3.54	3.11	4.45	0.85	0.09			5.72	99.29	
	JUGGS6*	Basalt	J	50.72	14.01	4.37	1.69	5.72	7.51	1.76	3.78	0.80	0.10			8.89	99.35	
	BI-3	Diabas	kaled.	61.58	18.38	2.22	5.97		1.24	8.48	0.22	0.70	0.08	0.14		1.78	100.79	
	BI-4	Diabas	kaled.	42.26	15.81	2.55	17.59		15.63	0.60	0.15	1.34	0.16	0.28		3.31	99.68	
	JY68802*	Diabas	kaled.	49.88	12.60	4.45	4.15	9.35	5.84	3.32	0.28	2.59	0.14	0.33		6.40	99.33	
JUGC1-3*	Diabas	kaled.	48.27	14.17	5.89	4.34	10.20	6.58	2.97	0.52	2.20	0.25	0.69			96.08		
JD603GS1*	Diabas	kaled.	49.66	13.35	4.58	7.78	6.75	5.24	3.56	0.52	2.88	0.19	0.90			95.41		
JR5S10*	Diabas	kaled.	47.58	14.70	5.78	3.00	11.04	10.17	2.70	0.70	1.10	0.19	0.80		2.29	100.05		
JR5S11*	Diabas	kaled.	48.50	13.14	6.08	4.44	10.36	7.32	2.67	0.46	2.72	0.17	0.33			96.19		
JUGS14-15	Diabas	kaled.	47.85	12.92	5.63	8.21	8.15	3.22	3.00	0.68	3.14	0.25	0.50			93.55		
JYW*	Diabas	kaled.	48.31	15.09	5.70	2.35	12.28	7.43	2.79	0.27	1.30	0.21	0.94		3.74	100.41		
JD1491*	Diabas	kaled.	48.38	13.40	5.02	3.69	10.93	8.95	2.73	0.50	2.60	0.31	0.40		2.76	99.67		
JD534*	Diabas	kaled.	47.62	14.29	6.26	3.08	11.69	9.83	2.18	0.60	1.15	0.22	0.73		3.32	100.97		
JUGGS15*	Diabas	kaled.	46.48	13.85	6.44	4.26	10.58	9.50	2.39	0.43	2.80	0.22	0.43		3.28	100.66		
JS122*	Diabas	kaled.	45.07	14.46	5.06	5.53	10.52	8.82	2.42	0.64	1.88	0.21	1.09			95.70		
JS121*	Diabas	kaled.	46.84	13.90	4.74	7.92	8.51	8.71	2.36	0.70	1.75	0.21	1.15		3.82	100.61		
Sedimente																		
J2	Quarzit	Silur	73.10	12.23	3.04		4.86		2.25	1.19	0.34	0.55	0.05	0.27		2.29	100.17	
J5	Schiefer	Silur	67.22	17.93	1.20		3.67		0.33	0.25	4.06	0.86	0.01	0.08		4.96	100.57	
J8	Schiefer	Silur	81.23	9.50	0.66		2.67		0.34	0.28	1.09	0.83	0.11	0.07		3.68	100.46	
LI-2	Schiefer	Kb	75.78	11.62	1.59		0.57		0.29	0.40	3.08	0.64	0.01	0.04		5.27	99.29	
LI-4	Schiefer	Kb	66.28	16.37	2.62		3.47		0.39	0.19	4.60	0.89	0.02	0.02		4.60	99.45	
Y90007	Schiefer	Kb	66.46	10.83	1.45		8.21		0.25	0.26	2.50	0.56	0.00	0.13		8.64	99.29	
LLLTG54-1	Si-Schiefer	Kb	81.42	10.23	1.21		0.33	0.07	0.25	0.08	2.66	0.50	0.01	0.01	1.43	0.35	3.41	101.96
LLLY-3	C-reicher Schiefer	Kb	77.64	9.86	1.05		0.98	1.27	0.27	0.06	1.98	0.54	0.01	0.05		5.34	99.05	
LLLP42-2	Schiefer	Kb	77.14	9.57	1.48		1.42	0.83	0.68	0.06	2.26	1.04	0.00	0.38		3.16	98.02	
LLLYXC-1	C-reicher Schiefer	Kb	68.78	10.90	2.00		0.54	0.37	2.27	0.05	3.35	0.82	0.03		2.70	1.01	6.48	99.30
LLLR-10	Si-Schiefer	Kb	82.78	10.43			1.80	0.32	0.21	0.05	2.58	0.22	0.03		1.17	0.41	0.27	100.27
LLLR-g	C-reicher Schiefer	Kb	68.34	11.06			0.54	0.67	2.83	0.05	2.92	0.24	0.04		3.60	0.96	6.96	98.21
I-7	Kieselgestein	Kb	95.80	0.53	0.27		2.29		0.23	0.26	0.30	0.06	0.01	0.09		0.98	100.82	

Tabelle 27.
Fortsetzung.

Nr.	Probe	Alter	SiO ₂	Al ₂ O ₃	MgO	Fe ₂ O ₃	FeO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	TiO ₂	MnO	P ₂ O ₅	H ₂ O+	H ₂ O	Gl-V.	Summe
Y90001	Kieselgestein	Kb	22.06	2.01	0.31	0.93		35.69	0.24	0.07	0.00	0.00	32.44			4.17	97.92
Y90002	Kieselgestein	Kb	98.52	0.03	0.28	0.85		0.33	0.23	0.04	0.00	0.00	0.10			1.27	101.65
Y90003	Kieselgestein	Kb	95.80	0.44	0.27	0.81		0.29	0.23	0.00	0.00	0.00	0.00			1.30	99.14
Y90004	Kieselgestein	Kb	57.93	14.72	0.56	6.65		0.86	0.31	0.81	1.07	0.00	0.51			11.06	94.48
Y90005	Kieselgestein	Kb	82.62	0.84	0.34	2.76		0.30	0.23	0.16	0.02	0.00	0.04			3.90	91.21
LYX-4	Kieselgestein	Kb	91.78	1.39	0.33	1.53		0.41	0.17	0.26	0.08	0.00	0.22			4.14	100.31
LYX-5	Kieselgestein	Kb	95.70	0.70	0.41	1.77		0.31	0.30	0.02	0.03	0.00	0.17			1.05	100.46
MYX-12	Kieselgestein	Kb	98.50	0.00	0.41	1.23		0.35	0.25	0.03	0.00	0.00	0.02			0.15	100.94
BI-1	Kieselgestein	Kb	70.32	12.82	1.60	5.84		0.72	2.32	2.38	1.13	0.05	0.07			2.80	100.05
R2	Kieselgestein	Kb	94.60	0.95	0.46	3.28		0.35	0.16	0.33	0.02	0.00	0.04			1.05	101.24
LLY-9	massiges Ki.	Kb	96.51	0.05	0.00	0.06	2.21	0.04	0.00	0.02	0.03	0.01	0.05			0.90	99.88
LLY-14	massiges Ki.	Kb	95.62	0.12	0.00	0.07	3.21	0.07	0.01	0.02	0.01	0.01	0.02			0.79	99.94
LLQ-4	massiges Ki.	Kb	97.75	0.15	0.06	0.04	1.42	0.07	0.00	0.02	0.01	0.00	0.02			0.32	99.86
LLI-20A	massiges Ki.	Kb	96.21	0.04	0.04	0.28	0.92	0.07	0.01	0.09	0.13	0.10		0.27	0.07	0.85	99.08
LLTC32-1	massiges Ki.	Kb	95.12	0.20	0.03	0.28	0.38	1.68	0.03	0.06	0.02	0.07	0.02	0.38	0.56	3.18	102.01
LLQ32-1	massiges Ki.	Kb	96.00	1.52	0.08	0.32	0.16	0.52	0.03	0.23	0.02	0.01	0.01	0.47	0.33	1.63	101.33
LLP74	blasiges Ki.	Kb	96.66	0.19	0.00	0.17	1.50	0.04	0.01	0.02	0.01	0.00	0.14			0.81	99.55
LLI-21	C-reiches Ki.	Kb	93.34	0.40	0.05	1.42	0.70	0.20	0.02	0.19	0.02	0.01	0.25			1.90	98.49
LLP32-2	lamellares Ki.	Kb	96.51	0.13	0.01	0.10	2.42	0.04	0.01	0.03	0.00	0.01	0.03			0.55	99.83
LLQ7-10	lamellares Ki.	Kb	87.33	0.04	0.02	0.60	1.09	0.12		0.02	0.15	0.13		0.28	0.04	0.85	90.67
LLQM-4	lamellares Ki.	Kb	98.13	0.02	0.05	0.90	0.61	0.08	0.01	0.02	0.13	0.09		0.20	0.14	0.42	100.80
LLIV-7	lamellares Ki.	Kb	89.70	0.58	0.33	0.19	1.18	1.08	0.01	0.04	0.12	0.09	0.29	2.67	0.48	2.39	99.15
LLP-2	agenartiges Ki.	Kb	97.64	0.19	0.03	0.50	0.73	0.05	0.01	0.03	0.01	0.00	0.04			0.50	99.73
LLQM-3	agenartiges Ki.	Kb	81.34	0.27	0.03	1.16	0.73	9.25	0.02	0.02	0.12	0.10	5.92	0.13	0.26	0.46	99.81
R1	Steinkohle	Kb	74.08	1.30	0.55	1.13		0.47	0.33	0.52	0.04	0.00	0.02			22.05	100.49
R3	Steinkohle	Kb	23.11	0.00	0.32	0.40		0.34	0.19	0.00	0.00	0.00	0.00			48.07	72.43
BI-2	Schiefer	Sinian	63.46	16.45	2.56	4.54		0.99	2.03	5.11	0.61	0.03	0.16			3.84	99.78
	Erz																
LL-Erz-1	Kieselgestein-Erz	Kb	87.17	5.53	0.31	2.81		0.38	0.06	0.73	0.48						97.47
LL-Erz-2	Schiefer-Erz	Kb	79.98	10.66	1.53	0.49		0.27	0.10	2.62	0.70						96.35
LL-Erz-3	Dacit-Erz	J-K	70.72	14.31	0.37	3.30	1.10	0.20	0.01	1.26	1.04						92.31

Mit einem durchschnittlichen Al/(Al+Fe+Mn)-Verhältnis von 0,189 liegt das Gestein nach der Faziesklassifizierung von BOSTRÖM et al. (1979) sehr nahe submarin-hydrothermalen Sedimenten. In den Diagrammen Al-Fe-Mn (Abb. 138), Fe/Ti-Al/(Al+Fe+Mn) (Abb. 139) und nach den Si-Al-Gehalten fallen unsere Kieselgesteinsproben mei-

stens in den für hydrothermale Sedimente typischen Bereich.

Spurenelementanalysen machen deutlich, daß das kambrische Kieselgestein allgemein nicht nur erhöhte, über dem Clarke-Wert liegende Metallgehalte wie As, W, Mo, U usw.aufweist, sondern insbesondere auch Edel-

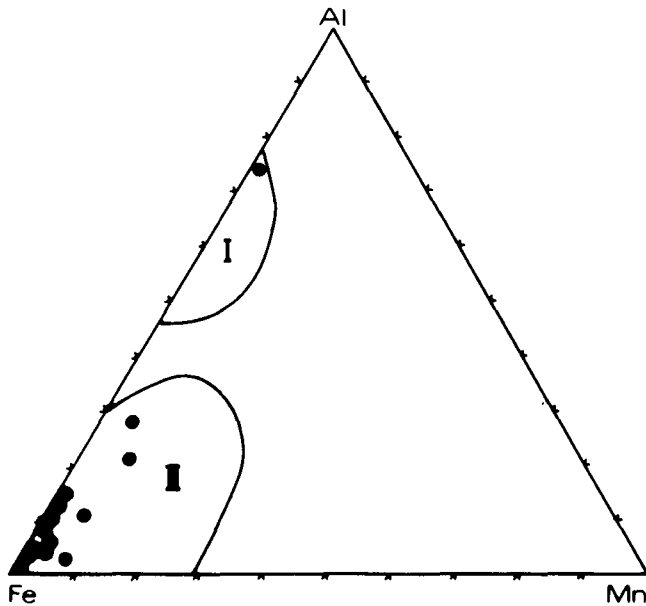


Abb. 138.
Al-Fe-Mn-Verteilungsdiagramm verschiedener Kieselgesteinstypen (nach BOSTRÖM, 1983).
I = biogenes Kieselgestein; II = exhalatives Kieselgestein.
Die Werte für Kieselgesteine des „Nordgebietes“ (Punkte) liegen im Bereich exhalativer Kieselgesteine.

metalle wie Au, Ag und Pt-Metalle. Auch relativ hohe Gehalte des seltenen chalkophilen Elementes Se fallen auf (Tab. 28). Vergleiche von rezenten, hydrothermal beeinflussten Ablagerungen mit den im Cr-Zr-Diagramm (Abb. 140) und U-Th-Diagramm (Abb. 141) dargestellten Daten lassen unser Kieselgestein als submarin-exhalativ erscheinen, was die petrographischen Ergebnisse stützt.

SEE-Untersuchungen des Kieselgesteins mittels Neutronenaktivierungsanalyse (Tab. 29) bringen Unterschiede zwischen „reinem“ Kieselgestein (Quarzit) und Kieseliefer (Sericit-Schiefer) zur Geltung. Es sei an den petrographischen Befund erinnert, wonach die Verschiebung des Quarzites durch Sericitgehalte sehr gefördert wird. Die Sericitsubstanz muß also bei Vergleichen Beach-

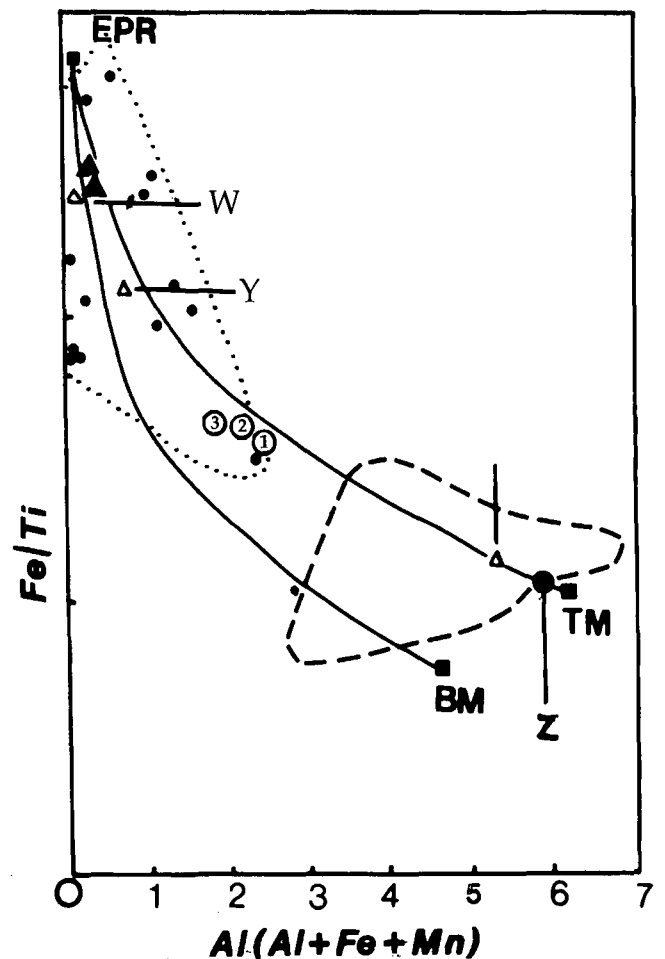


Abb. 139.
Fe/Ti-Al/(Al+Fe+Mn)-Verhältnisse in rezenten marinen Sedimenten (nach BOSTRÖM et al., 1979).
EPR = Endposition für submarin-hydrothermale Sedimente am ostpazifischen Rücken; TM = Endposition für terrigene klastische Sedimente; BM = Endposition für biogene Sedimente; +1 und +2 = Endposition für exhalative Kieselgesteine; (1), (2), (3) = Radiolarite.
Die Werte für Kieselgesteine des „Nordgebietes“ liegen im Bereich exhalativer Kieselgesteine.

Tabelle 28.
Anreicherungskoeffizienten für einige Spurenelemente in kambrischen Gesteinen.

	Profil I		Profil II		Profil III	
	Kieselgestein n=7	Schiefer n=3	Kieselgestein n=27	Schiefer n=13	Kieselgestein n=9	Schiefer n=11
Au	47,33	4,05	322,20	50,97	77,20	12,13
Ag	12,57	20,57	16,00	34,42	19,00	23,00
As	7,28	2,27	22,48	10,01	6,86	6,56
Sb	23,25	8,31	16,33	17,17	13,31	7,10
W	35,19	6,18	17,96	13,14	66,79	37,12
Co	0,57	0,13	0,36	0,55	0,74	0,50
Ni	0,10	0,03	0,26	0,30	0,19	0,22
Mo	2,84	2,60	50,94	11,24	7,30	4,05
Cr	0,64	1,14	2,97	1,44	1,20	0,99
Zr	0,32	1,01	0,68	0,55	0,50	0,85
Zn	1,50	0,15	2,02	0,48	0,26	0,18
Ba	1,96	10,23	3,45	4,81	4,52	5,41
U	5,06	2,76	6,26	10,17	2,72	1,89
Se	19,30	16,15	59,70	32,40	26,50	10,02

Tabelle 29.
SEE-Meßdaten (ppm) sowie einige SEE-Parameter von Gesteinen und Erzen der Lagerstätten Laerma (LE, LI, LJ, LT, LW, L-CM, L-OP, L-QM), Qiongm (MI, MY) und Yaxiang (YI) in kambrischen Abfolgen des Nordgebietes.
* = nach YANG HENSHU, 1991; alle anderen Proben wurden auf 8 Elemente mit NAA bzw. auf 14 mit ICP am Chengdu College of Geology analysiert.
Die für die Berechnung und Diagrammbezeichnung benutzten Chondrit-SEE-Daten stammen von TAYLOR & MCLENNAN (1985). Σ SEE wurde bei der Interpolation auf dem Chondrit-normierten SEE-Diagramm ermittelt. δ Eu und δ Ce nach MCLENNAN, (1989).
Leere Zellen = nicht bestimmt. K = Kreide, J = Jura, T = Trias, P = Perm, Kb = Kambrium, S = Sinian (Oberpermozoikum), kaled = kaledonisch; C = Kohlenstoff, Py = Pyrit, Qz = Quarz, Re = Realgar, Schf = Schiefer, Sc = Sericit.

Nr.	Probe	Alter	La	Ce	Pr	Nd	Sm	Eu	Gd	Tb	Dy	Ho	Er	Tm	Yb	Lu	Σ REE	δ Eu	δ Ce	(La/Yb) _{ni}	(La/Sm) _{ni}	(Gd/Yb) _{ni}
LI-1	Schiefer	Kb	26.10	60.60		47.48	4.47	0.96		0.61					2.18	0.30	162.3	0.76	0.93	8.09	3.68	1.23
LI-2	C-Schiefer	Kb	31.50	40.92		27.80	4.84	0.91		0.63					2.18	0.31	125.5	0.70	0.72	9.76	4.10	1.21
LI-3	C-Schiefer	Kb	22.20	46.70		20.30	3.56	0.82		0.52					1.84	0.27	110.6	0.79	1.01	8.15	3.93	1.24
LI-1A	C-Schiefer	Kb	32.60	60.70		27.90	4.76	1.38		0.64					2.06	0.34	149.0	0.95	0.94	10.69	4.31	1.62
LI-2A	C-Schiefer	Kb	32.30	57.70		28.50	4.79	1.29		0.87					2.24	0.39	149.1	0.84	0.91	9.74	4.24	1.65
LI-2B	C-Schiefer	Kb	37.90	66.10		27.80	5.53	1.45		0.64					2.66	0.42	162.3	0.92	0.92	9.63	4.31	1.29
LI-3A	C-Schiefer	Kb	29.40	51.90		23.80	4.14	1.05		0.68					2.37	0.40	131.6	0.83	0.91	8.38	4.47	1.24
LI-3B	C-Schiefer	Kb	24.00	47.40		20.10	3.60	0.88		0.74					2.92	0.45	118.2	0.76	0.98	5.55	4.20	0.97
LI-4	Si-Schiefer	Kb	43.10	82.60		34.20	6.48	1.18		0.76					3.04	0.43	194.7	0.70	0.97	9.58	4.19	1.09
LI-5	Si-Schiefer	Kb	50.00	108.80		54.90	10.60	1.47		0.93					3.18	0.46	259.6	0.61	1.00	10.62	2.97	1.28
LI-11	Si-Schiefer	Kb	30.00	53.80		29.00	4.92	1.05		0.90					2.92	0.45	144.5	0.70	0.89	6.94	3.84	1.17
MI-2	Schiefer	Kb	32.50	60.30		27.70	4.94	1.37		0.67					2.33	0.38	149.4	0.92	0.94	9.43	4.14	1.45
MI-3	Schiefer	Kb	33.20	69.60		35.50	6.57	1.58		1.17					2.87	0.39	177.8	0.78	0.98	7.82	3.18	1.66
MI-9	Schiefer	Kb	25.60	18.80		17.10	4.90	0.61		0.90					3.96	0.57	90.7	0.45	0.50	4.37	3.29	0.71
MI-9A	Schiefer	Kb	1.47	1.28		1.55	0.30	0.13		0.07					0.50	0.05	7.1	1.13	0.50	1.99	3.08	0.67
MI-10	C-Schiefer	Kb	61.90	119.20		56.80	8.68	1.32		1.16					3.54	0.43	285.8	0.59	0.95	11.82	4.49	1.23
MI-19	Schiefer	Kb	23.50	40.50		21.40	3.73	0.96		0.66					2.14	0.36	109.4	0.82	0.88	7.42	3.97	1.30
MI-20	C-Schiefer	Kb	35.90	61.10		31.40	5.62	1.36		0.76					2.46	0.37	159.7	0.84	0.88	9.86	4.02	1.45
MI-21	Schiefer	Kb	25.40	45.20		25.30	4.14	1.28		0.70					2.64	0.36	123.4	0.95	0.88	6.50	3.86	1.26
YI-6	Schiefer	Kb	51.14	64.77		53.48	8.13	1.14		1.16					3.74	0.52	212.5	0.54	0.68	9.24	3.96	1.10
YI-7	Schiefer	Kb	82.02	137.10		66.01	11.51	1.48		1.50					5.00	0.65	345.8	0.52	0.88	11.08	4.49	1.06
LI-5A	Kieselgestein	Kb	4.72	4.66		7.25	2.40	0.60		0.58					2.04	0.31	33.2	0.74	0.49	1.56	1.24	1.03
LI-6	Kieselgestein	Kb	8.17	8.93		12.50	4.00	0.93		0.96					3.60	0.58	57.5	0.70	0.54	1.53	1.29	0.94
LI-7	Kieselgestein	Kb	4.85	2.51		8.14	2.65	0.62		0.62					2.12	0.34	32.9	0.70	0.27	1.55	1.15	1.04
LI-7A	Kieselgestein	Kb	1.46	2.40		2.40	0.70	0.13		0.22					0.83	0.11	12.2	0.53	0.73	1.19	1.31	0.79
LI-8	Kieselgestein	Kb	7.76	15.00		7.14	1.49	0.44		0.36					1.82	0.33	42.8	0.84	0.95	2.88	3.28	0.77
LI-9	Kieselgestein	Kb	9.62	21.50		11.20	2.54	0.59		0.40					1.58	0.25	57.4	0.78	1.00	4.11	2.38	1.07
LI-10	Kieselgestein	Kb	3.40	2.35		5.26	1.50	0.32		0.29					1.72	0.31	21.5	0.69	0.36	1.34	1.43	0.63
LI-10A	Kieselgestein	Kb	4.58	5.02		6.90	1.70	0.35		0.46					3.20	0.57	33.0	0.61	0.54	0.97	1.70	0.46
MI-5	Kieselgestein	Kb	5.10	3.76		5.50	1.00	0.31		0.30					1.46	0.15	23.8	0.82	0.44	2.36	3.21	0.74
MI-5A	Kieselgestein	Kb	3.35	2.17		4.22	1.14	0.22		0.22					0.78	0.09	16.4	0.64	0.37	2.90	1.85	1.01
MI-6	Kieselgestein	Kb	7.30	6.60		7.88	1.65	0.37		0.28					1.02	0.13	31.3	0.75	0.52	4.84	2.78	1.10
MI-7	Kieselgestein	Kb	1.73	4.06		3.48	1.02	0.35		0.24					0.95	0.15	16.9	0.95	0.91	1.23	1.07	1.07
MI-11	Kieselgestein	Kb	2.59	2.87		2.83	0.72	0.26		0.19					0.74	0.11	14.1	0.96	0.60	2.37	2.26	1.05
MI-12	Kieselgestein	Kb	2.68	3.23		5.56	0.87	0.12		0.16					0.87	0.11	17.3	0.49	0.53	2.08	1.94	0.59
MI-14	Kieselgestein	Kb	3.20	4.08		3.00	0.50	0.13		0.11					0.46	0.07	14.1	0.78	0.70	4.70	4.03	0.91
MI-15	Kieselgestein	Kb	4.00	5.18		4.56	0.90	0.27		0.14					0.35	0.04	18.6	0.95	0.67	7.72	2.80	1.95
MI-16	Kieselgestein	Kb	2.00	0.98		1.75	0.45	0.15		0.10					0.40	0.06	7.9	0.94	0.33	3.38	2.80	1.07
MY9002	Kieselgestein+Blasen	Kb	2.51	2.20		1.00	0.36	0.25		0.12					0.94	1.67	12.1	1.46	0.65	1.80	4.39	0.65

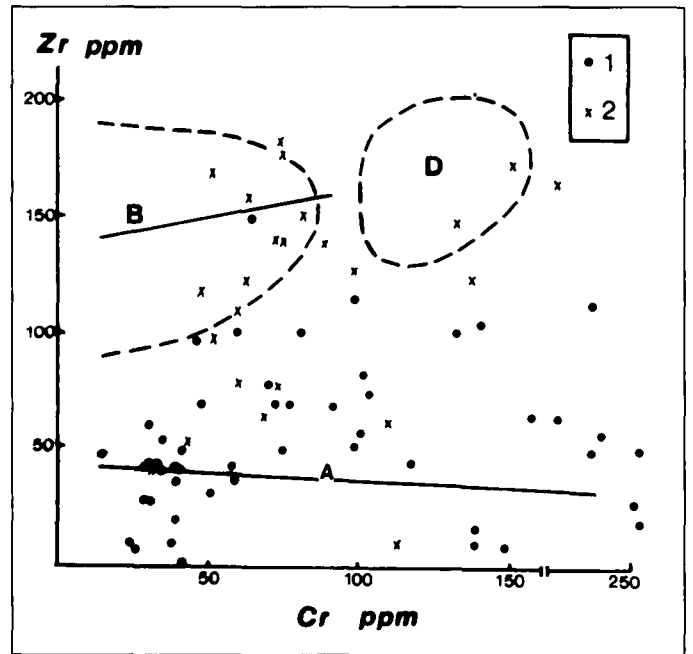
Tabelle 29.
Fortsetzung.

Nr.	Probe	Alter	La	Ce	Pr	Nd	Sm	Eu	Gd	Tb	Dy	Ho	Er	Tm	Yb	Lu	ΣREE	δEu	δCe	(La/Yb) _{in}	(La/Sm) _{in}	(Gd/Yb) _{in}
MY9003	Kieselgestein	Kb	3.36	5.61		4.27	1.04	0.18		0.26					0.72	0.10	20.3	0.54	0.80	3.15	2.03	1.13
L-CM631-2	Kieselgestein	Kb	6.80	12.00	1.40	5.00	1.10	0.30	0.92	0.17	1.20	0.27	0.74	0.11	0.70	0.10	30.8	0.91	0.91	6.56	3.89	1.07
LT-1**	Kieselgestein	Kb	6.80	12.00	1.40	5.00	1.10	0.30	0.92	0.17	1.20	0.27	0.74	0.11	0.70	0.10	30.8	0.91	0.91	6.56	3.89	1.07
YL-2A	Kieselgestein-Brekzie	Kb	3.35	6.55		5.96	1.13	0.34		0.25					0.97	0.15	24.1	0.87	0.82	2.33	1.87	1.05
YL-2B	Kieselgestein-Brekzie	Kb	1.67	1.11		3.49	0.60	0.10		0.11					0.39	0.06	9.7	0.58	0.31	2.89	1.75	0.97
YL-3	Kieselgestein	Kb	2.16	1.65		5.49	1.14	0.09		0.12					0.72	0.16	14.4	0.37	0.33	2.03	1.19	0.53
YL-4	Kieselgestein	Kb	1.51	1.46		2.63	0.73	0.09		0.15					0.68	0.12	10.3	0.43	0.46	1.50	1.30	0.66
YL-5	Kieselgestein	Kb	3.33	3.87		2.76	0.61	0.14		0.20					0.72	0.13	15.5	0.62	0.67	3.13	3.44	0.87
YL-8	Kieselgestein	Kb	13.71	17.76		15.53	1.92	0.33		0.35					1.91	0.31	61.1	0.59	0.68	4.85	4.49	0.64
YL-9	Kieselgestein	Kb	13.84	17.89		15.79	2.04	0.39		0.43					2.02	0.33	63.1	0.62	0.67	4.63	4.27	0.73
YL-2	Kieselgestein	Kb	11.80	14.13		16.66	3.84	0.86		0.67					5.39	0.90	71.8	0.74	0.60	1.48	1.93	0.49
MI-4	C-Kieselgestein	Kb	41.60	37.20		50.20	9.55	2.05		1.84					7.10	1.03	189.5	0.70	0.49	3.96	2.74	0.97
MI-17	Kieselgestein	Kb	18.50	15.10		19.40	4.10	1.27		1.61					8.90	1.15	102.6	0.75	0.48	1.40	2.84	0.59
MI-18	ton. Kieselgestein	Kb	12.50	15.20		15.40	3.13	0.83		0.87					2.81	0.24	67.5	0.74	0.63	3.01	2.51	1.08
MY9004	ton. Kieselgestein	Kb	43.40	88.20		49.61	12.60	2.35		1.72					5.06	0.71	243.0	0.69	0.94	5.80	2.17	1.39
LI-8A	Kieselgestein	Kb	47.00	87.80		62.00	17.20	4.01		3.73					12.60	1.88	309.8	0.72	0.86	2.52	1.72	1.09
MI-8	Dacit	T-K	41.10	75.70		28.50	4.42	1.03		0.60					2.30	0.32	173.0	0.81	0.97	12.08	5.85	1.20
MI-13	Dacit	T-K	46.90	80.70		32.90	4.36	1.36		0.67					2.70	0.40	191.6	0.98	0.92	11.74	6.77	1.25
MY9006	Dacit-Erz	T-K	48.55	102.01		47.30	9.46	1.76		1.56					3.06	0.42	249.2	0.65	1.00	10.72	3.23	1.91
L-QM-1	Dacit	T-K	48.00	90.00	9.70	44.00	8.60	1.60	6.30	0.85	5.00	0.98	2.40	0.37	2.00	0.30	220.1	0.66	0.98	16.22	8.51	2.55
LE-32	Dacit-Erz	T-K	48.55	102.01		47.30	9.46	1.76		1.56					3.06	0.42	249.2	0.65	1.00	10.72	3.23	1.91
LJ-3**	Andesit-Brekzie	T-K	48.00	90.00	9.70	44.00	8.60	1.65	6.30	0.85	5.00	0.98	2.40	0.37	1.95	0.30	220.1	0.69	0.98	16.63	3.51	2.62
LJ-2**	Qz-Monzonit	J-K	67.20	121.00	14.00	46.40	8.80	1.59	5.60	0.96	4.18	0.84	2.18	0.42	2.11	0.32	275.6	0.69	0.92	21.52	4.81	2.15
LJ-4**	Dacit	J-K	44.20	80.00	9.62	32.60	5.83	1.08	3.51	0.59	2.63	0.53	1.42	0.25	1.43	0.21	183.9	0.73	0.91	20.89	4.77	1.99
YL-1	Siltstein aus Jura	J	36.45	64.39		24.76	3.10	0.54		0.50					1.61	0.27	146.7	0.62	0.94	15.30	7.40	1.14
MY9007	Py-Si-Schiefer	Kb	34.30	82.60		34.30	5.77	1.59		0.66					2.55	0.39	184.1	0.95	1.09	9.09	3.74	1.44
LW-22	Schiefer-Erz		29.30	12.90		16.81	4.51	0.65		0.85					2.40	0.41	83.3	0.51	0.35	8.25	4.09	1.14
L-OP1-8	Kieselgestein-Erz		52.00	100.00	9.40	46.00	9.20	2.40	9.30	1.50	8.20	1.60	3.80	0.55	3.00	0.44	247.4	0.79	1.06	11.71	3.56	2.51
LE-30	Kieselgestein-Erz		3.36	5.61		4.27	1.04	0.18		0.26					0.72	0.10	20.3	0.54	0.80	3.15	2.03	1.13
LE-58	Kieselgestein-Erz		10.05	17.75		19.87	6.70	0.65		1.00					3.45	0.52	78.9	0.39	0.74	1.97	0.94	0.89
LT-2**	Kieselgestein-Erz		52.00	100.00	9.40	46.00	9.20	2.40	9.30	1.50	8.20	1.60	3.80	0.55	3.00	0.44	247.4	0.79	1.06	11.71	3.56	2.51
L-CM48-2	Baryt-Erz		5.20	8.80	0.80	3.90	1.30	0.48	0.73	0.13	0.88	0.22	0.36	0.05	0.31	0.05	23.2	1.51	1.01	11.34	2.52	1.91
LE-44	Baryt		0.66	1.71		1.45	0.61	0.21		0.17					0.29	0.04	7.9	0.91	0.96	1.54	0.68	2.29
LE-45	Baryt		0.26	0.70		0.66	0.28	0.13		0.11					0.68	0.11	5.2	1.04	0.95	0.26	0.58	0.62
LJ-6**	Baryt		5.20	8.80	0.80	3.90	1.30	0.18	0.73	0.13	0.88	0.22	0.36	0.06	0.31	0.05	22.9	0.56	1.01	11.34	2.52	1.91
LE-46	Quarz		0.81	1.40		0.95	0.16	0.04		0.06					0.06	0.02	4.5	0.64	0.83	9.12	3.19	3.09
LE-47	Quarz		0.29	0.50		0.28	0.06	0.02		0.01					0.04	0.01	1.5	1.01	0.87	4.90	3.04	1.25
LE-50	Vermikult		24.18	38.73		18.70	4.14	0.42		0.57					2.08	0.37	103.0	0.42	0.86	7.86	3.68	0.87
LE-52	Markasit		5.60	7.79		9.65	2.96	1.07		0.29					0.65	0.10	35.3	1.17	0.63	5.82	1.19	3.30

Tabelle 29 (Fortsetzung).

Nr.	Probe	Alter	La	Ce	Pr	Nd	Sm	Eu	Gd	Tb	Dy	Ho	Er	Tm	Yb	Lu	Σ REE	δ Eu	δ Ce	(La/Yb) _n	(La/Sm) _n	(Gd/Yb) _n
MY9001	Fluorapatit-Knolle	Kb	62.20	41.70		70.16	30.31	12.60	10.34						19.62	2.49	413.9	0.99	0.40	2.14	1.29	2.04
LJ-5**	Grünschiefer	S	18.00	42.00	4.60	23.00	5.20	1.65	5.20	0.80	5.00	0.98	2.50	0.37	2.25	0.35	111.9	0.97	1.08	5.41	2.18	1.87
LB-1**	Rhyolit	S	36.10	68.65	8.40	29.85	5.45	0.87	4.70	0.91	4.70	1.20	2.90	0.48	3.00	0.44	167.7	0.53	0.92	8.13	4.17	1.27
LB-2**	Schiefer	S	18.00	42.00	4.60	23.00	5.20	1.65	5.20	0.80	5.00	0.98	2.50	0.37	2.25	0.35	111.9	0.97	1.08	5.41	2.18	1.87
LB-3**	Granit	S	5.77	7.50	1.50	4.10	1.02	0.22	0.79	0.27	0.79	0.20	0.51	0.17	0.53	0.08	23.5	0.75	0.60	7.36	3.56	1.21
LB-4**	Granit	S	39.55	65.45	10.60	34.10	6.77	0.53	6.09	1.09	1.52	1.37	3.76	0.65	3.77	0.53	175.8	0.25	0.75	7.09	3.68	1.31
LB-5**	Granit	S	48.60	82.50	10.60	35.40	7.05	0.89	5.07	1.06	5.31	1.11	3.15	0.57	3.52	0.54	205.4	0.45	0.85	9.33	4.34	1.17
LB-6**	Granit	S	18.45	38.95	5.40	18.15	4.65	0.35	4.50	0.97	5.70	1.20	3.80	0.62	4.10	0.60	107.4	0.23	0.91	3.04	2.50	0.89
LJ-1**	Diabas	kaled.	29.00	65.20	8.65	35.30	8.68	2.63	7.82	1.46	7.78	1.53	4.20	0.63	3.47	0.48	176.8	0.98	0.96	5.65	2.10	1.83

Abb. 140.
Cr-Zr-Verteilung in rezenten Sedimenten (nach MARCHIG et al., 1982).
A = submarine Sedimente aus heißen Wässern; B = Sedimente aus kaltem Meerwasser; C = metallreiche Sedimente „Nordgebiet“.



tung finden. Der „Schiefer“ zeigt einen hohen Σ SEE-Wert (meist im Bereich 100–250 ppm), eine deutliche relative Anreicherung von LSE-Elementen mit dem (La/Yb)_n-Verhältnis 8–10, eine kleine negative Eu-Anomalie (δ Eu = 0,62–0,92) und fast keine Ce-Anomalie (δ Ce = 0,92–1,02). Ganz im Gegenteil weist das Kieselgestein eine niedrige Konzentration mit Σ SEE = 10–100 ppm auf, zeigt fast keine LSEE-Anreicherung ((La/Yb)_n = 1–3) und eine deutlich negative Ce-Anomalie (δ Ce = 0,4–0,9).

Unter Berufung auf die Literatur (z.B. MURRAY et al., 1990; ELDERFIELD & GRAEVES, 1982; KLINKHAMMER et al., 1983), wonach Meerwasser in der Nähe von Kontinentalrändern durch z.B. einmündendes Flußwasser im SEE-Gehalt beeinflusst wird und keine deutliche Ce-Anomalie aufweist, hingegen Meerwasser in der Nähe von Exhalationen eine deutliche negative Ce-Anomalie verursacht, könnte unser Kieselgestein im Bereich von Exhalationsfeldern entstanden sein.

Isotopenuntersuchungen: Nach den in Tabelle 30 zusammengestellten Ergebnissen von $^{16}\text{O}/^{18}\text{O}$ -Isotopenverhältnissen, ausgedrückt als $\delta^{18}\text{O}$, streuen die Werte zwischen +16,9 und +23,2 ‰. Nachdem im marinen Milieu von zuströmenden Hydrothermen doch eine gewisse Durchmischung von Wässern verschiedener Herkunft zu vermuten ist, sollte das vorliegende Ergebnis mit Zurückhaltung gedeutet werden. Nach SCHROLL (1976) weisen allgemein hydrothermale Silikate $\delta^{18}\text{O}$ -Werte von –3 bis +30 ‰ auf, die sich nach SUGISAKI & JENSEN (1972) auch mit der Kristallisationstemperatur korrelieren lassen. Unsere vorliegenden Werte können in der Übersicht von SUGI-

Abb. 141.
U-Th-Verteilung in genetisch verschiedenen Sedimenten (nach BOSTRÖM et al., 1979).
A = submarin-hydrothermale Sedimente am mittelpazifischen Rücken; B = submarin-hydrothermale Sedimente von Galapagos; R = hydrothermale Sedimente aus dem Roten Meer; D = paläo-exhalative Sedimente; E = submarin-exhalative Sedimente von Langban; G = Sedimente aus heißen Wässern im Mittelpazifik; K = normale Tiefseesedimente; N = Manganknollen der Tiefsee; W = Bauxite; 1 = Kieselgesteinsproben und 2 = Schieferproben aus dem „Nordgebiet“.

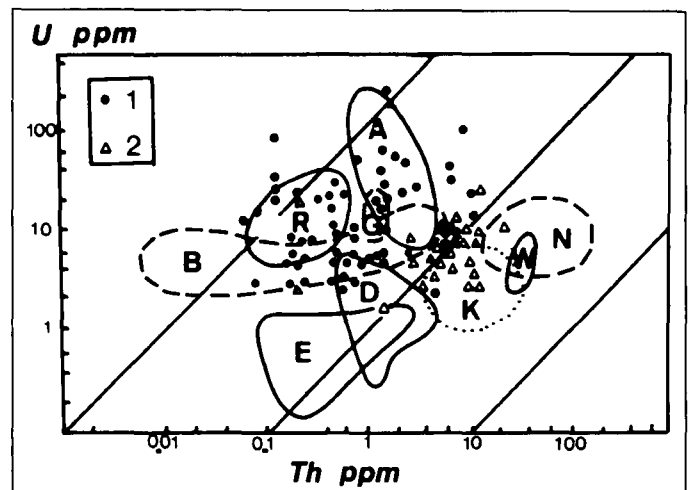


Tabelle 30.
O-Isotopenzusammensetzung des kambrischen Kieselgesteins.

Nr.	Probe	$\delta^{18}\text{O} \text{ ‰ (SMOW)}$
LE-1	syndimentäre Qz-Klaste	16,91
LE-4	massiges Kieselgestein	17,60
LW-7	gebändertes Kieselgestein	17,95
LE-64	lamellares Kieselgestein	18,45
LE-27	Kieselgestein mit algenartigem Kugelgefüge	20,92
LE-65	toniges Kieselgestein	23,08
LE-66	toniges Kieselgestein	23,24
*	lamellarer oder gebänderter Quarz im Kieselgestein	22,23 - 22,84

SAKI & JENSEN (1971) (zitiert bei SCHROLL, 1976) im Bildungsfeld von meso-, epi- bis telethermalen Lösungen gesehen werden, aber auch unter Jaspis bzw. Chaledon untergebracht werden. Gute Übereinstimmung bringt auch ein Vergleich mit Kieselgestein vom Mount De Long, Alaska, USA mit 20,7–23,0 ‰ und mit Quarz aus der chinesischen Pb-Zn-Lagerstätte Fengtai in der Provinz Shaanxi mit $\delta^{18}\text{O} = 18,7\text{--}22,1 \text{ ‰}$.

Weitere Bestätigung der Auffassung über exhalativ-hydrothermale SiO_2 -Belieferung des kambrischen Sedimentationsraumes bringt ein Vergleich der $^{30}\text{Si}/^{28}\text{Si}$ -Isotopenverhältnisse (Tab. 31). In unserem Kieselgestein wurden für $\delta^{30}\text{Si} = 0,5\text{--}1,3 \text{ ‰}$ ermittelt. Die Werte ähneln einem als exhalativ bezeichneten SiO_2 -Gestein in Tibet (+0,7 ‰), in Guangxi (+0,6 ‰) und dem Sinter-Opal von Neuseeland (+0,5 ‰). Hingegen wird ein biogenetisch bezeichnetes Kieselgestein mit $\delta^{30}\text{Si} = -1,1$ bis $+3,4 \text{ ‰}$ angegeben (DING Diping, 1990).

Zusammenfassend häufen sich also die auf petrographischen Beobachtungen und geochemischen Analysen beruhenden Argumente für eine lang andauernde und offensichtlich auch regional weit wirksame extrusiv-thermale SiO_2 -Zufuhr in das kambrische Meer, in deren Gefolge wohl auch Elementtransporte wahrscheinlich erscheinen, die zu teils diffuser Verteilung bis hin zu stationären Metellanreicherungen geführt haben können.

7.4. Au-Lagerstätten Laerma (Provinz Gansu) und Qiongmo (Provinz Sichuan)

Die hier besprochenen Lagerstätten liegen unmittelbar an der Grenze der Provinz Sichuan und reichen mit ca. 10 km horizontbeständigem Verlauf in das Südgebiet der Provinz Gansu. Diese daher als „Nordgebiet“ bezeichnete Lagerstättenregion liegt dementsprechend weit entfernt von der Sichuan-Provinzhauptstadt Chengdu. Diese Distanz beträgt in NNW-licher Richtung von Chengdu etwa 417–420 km Luftlinie, von Songpan in NNW-Richtung ca. 195–198 km und von dem den Lagerstätten nächstgelegenen Ort Diebu 46–49 km Luftlinienrichtung WNW. Das eigentliche, als Au-Pt-Lagerstätte entdeckte Gebiet ist aber von der Betriebsleitung

Länge und einigen Stollen in Aufschließung. Entlang von diesen ist die höchstens einige Meter mächtige Humusdecke entfernt, das Anstehende freigelegt und somit bergmännisch und geologisch für praktische und wissenschaftliche Untersuchungen zugänglich.

7.4.1. Geologisch-tektonischer Überblick

Die wegen schichtförmiger Lagerstätteneinschaltungen interessierende, viele hundert Meter mächtige kambrische Formation der Kiesel-schiefer (Lydite) gehört zum Nordflügel einer etwa 37 km ausgedehnten WNW–ESE verlaufenden Antiklinale, deren durch Erosion fensterförmig freigelegter Kern von Proterozoikum, im Norden und im Süden anschließend von Kambrium, Ordovizium, Silur und jüngeren paläozoischen Serien überlagert ist (Abb. 134). Im weiteren Rahmen erscheinen mitverformt auch Gesteine der Trias-, Jura- und Kreidezeit. Das tektonische Gewölbe wird mit achsialen W-Abtauchen beschrieben, was auch noch klufttektonisch verstärkt sein könnte. Von chinesischer Seite ist auch von zahlreichen schichtparallelen Verwerfungen die Rede, deren Anlage im kambrischen Abschnitt durch die lithostratigraphisch bekannten „Schiefer“- (Sericitquarzit-Grafitquarzit-) Zwischenschichten gefördert worden sein dürfte. Sie bieten sich mit ihrer Gleitungsbereitschaft als mechanische Schwäche-zonen im sonst harten und zähen Fels an. Genau beurteilt ist unser Lagerstättengebiet im W-Abschnitt des tektonisch modifizierten Gewölbes bzw. des N-Flügels zu lokalisieren.

7.4.2. Petrographie der Nebengesteine

Die ausführliche Beschreibung des kambrischen Kieselgesteins in Teil 7.2. beinhaltet natürlich auch alle die als Nebengestein und eigentliches Erzträgergestein vertretenen Sorten der Lagerstätte Laerma-Qiongmo. Bei den mit der Sammelbezeichnung „Kieselgestein“ gemeinten Varianten handelt es sich nach genauer petrographischer

Tabelle 31.
Si-Isotopenzusammensetzung des kambrischen Kieselgesteins (gemessen am Institut für Lagerstättenforschung, Beijing).

Nr.	Probe	$\delta^{30}\text{Si} \text{ ‰}$
LTc7-A	massiges Kieselgestein	0,70
LTc7-B	bläschenförmiges Kieselgestein	0,50
LPD5	brekziöses Kieselgestein	0,70
LTc7-C	lamellares Kieselgestein	0,50
LTc32	Kieselgestein mit algenartigem Kugelgefüge	1,30

aus nur durch Fußmarsch in die 3.800 m-Region erreichbar. Das großenteils von Gebirgswiesen bedeckte und von Felsregionen unterbrochene Hochland steht von beiden Provinzen aus durch sehr zahlreiche, schematisch quer zum Schichtstreichen angelegte Schurfgräben mit vielen hundert Metern

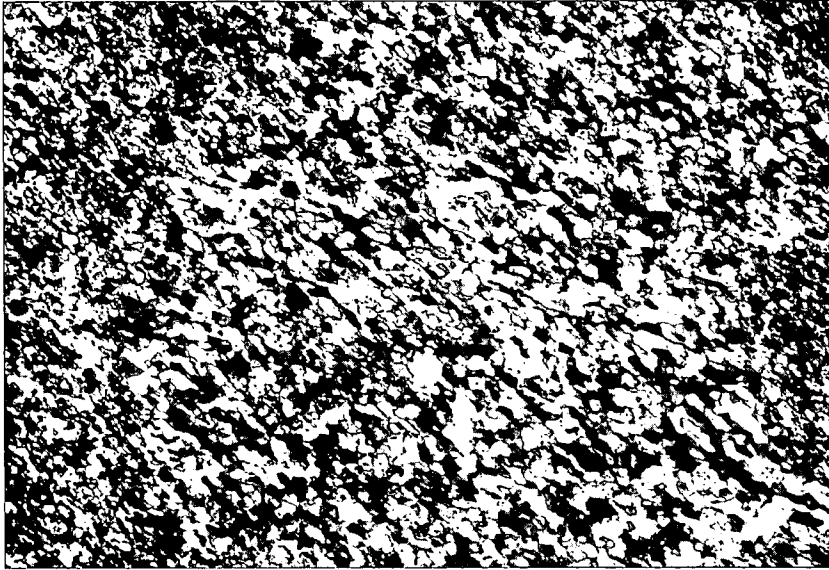


Abb. 142.
Formgeregelter Grafitquarzit als Beispiel für einen Kieselgesteinstyp von Laerma.
Dünnschliff, Nicols +.
Ausschnitt 3,3 x 2,2 mm.

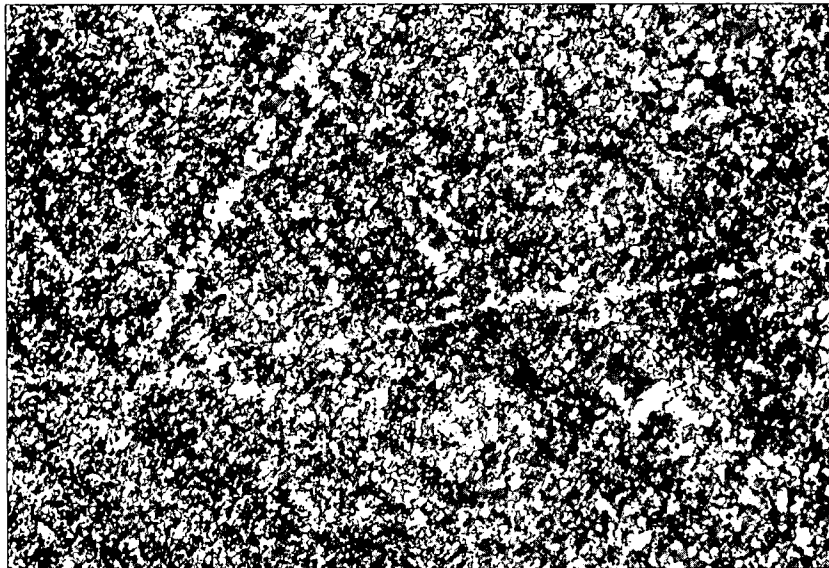


Abb. 143.
Ein anderer, transversal geschieferter Kieselgesteinstyp der kambrischen Serie von Laerma.
Grafitquarzit mit Feinlagenbau s_1 (links oben-rechts unten) überprägt durch s_2 (links unten-rechts oben) mit gelängten, formgeregelten Quarzkörnern.
Dünnschliff, Nicols ×.
Ausschnitt 3,3 x 2,2 mm.

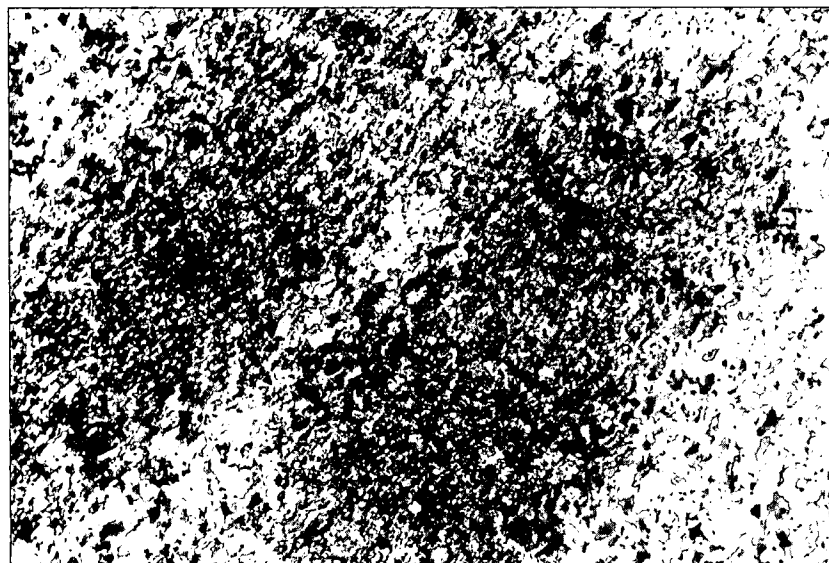


Abb. 144.
Überprägung von s_1 (an unterbrochenen, relikten sedimentären Semigrafitlagen noch erkennbar von links oben nach rechts unten) durch s_2 transversal dazu (erkennbar an jüngerem, nicht pigmentiertem Quarzitkristallinat mit nach s_2 formgeregelten, gelängten Körnern).
Bei aufmerksamer Beobachtung fällt auch die stellenweise Umscherung der schwarzen Grafitblättchen in die s_2 -Transversalschieferungsfläche auf.
Dünnschliff, Nicols ×.
Ausschnitt 3,3 x 2,2 mm.

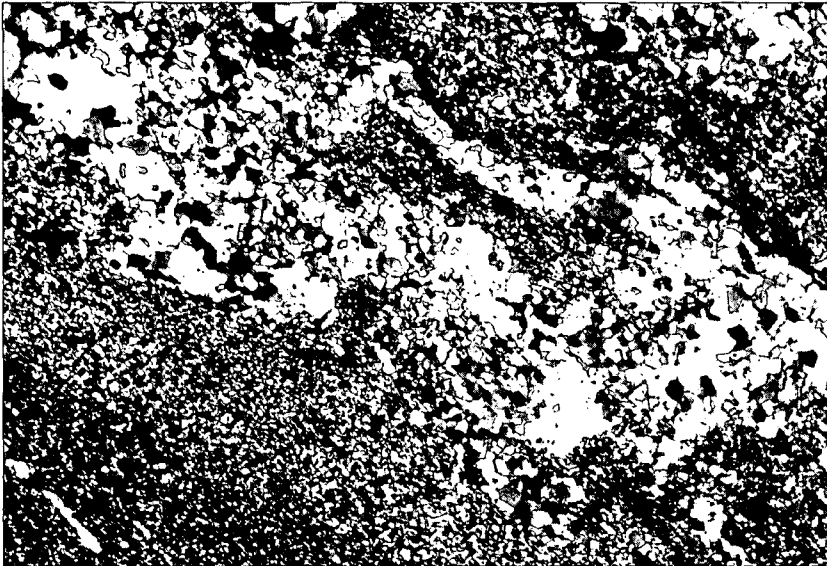


Abb. 145.
In diesem Typ von kambrischem Kieselgestein von Laerma-Qiongmo ist die relikte Schichtung durch ungestörten Lagenbau von Feinquarzit, Semigrafit, Sericit und sammelkristallisiertes gröberes Quarzitgefüge erhalten.
Dünnschliff, Nicols +.
Ausschnitt 3,3 x 2,2 mm.



Abb. 146.
Gefalteter Sericit-Quarz-Phyllonit als eine der zahlreichen Varianten des Kieselchiefers im mikroskopischen Dünnschliffbild.
Beginnende Überprägung der Kleinfalten durch Zergleitung nach verschiedenen s-Schieferungsflächen.
Dünnschliff, 1 Nicol.
Ausschnitt 3,3 x 2,2 mm.

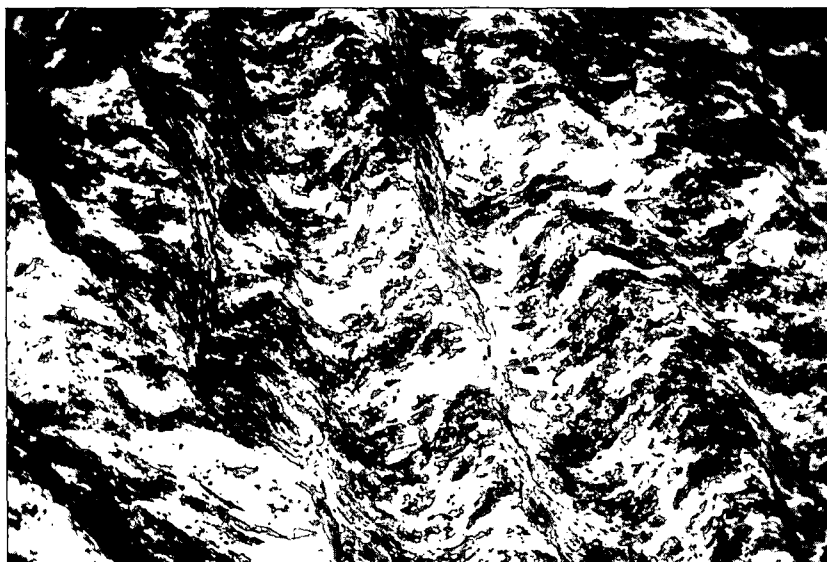


Abb. 147.
Überprägung der gefalteten s_1 -Flächen des Sericit-Quarz-Phyllonits durch s_2 -Flächen als Transversalschieferung mit Umregelung der Sericittfilze in s_2 .
Dünnschliff, 1 Nicol.
Ausschnitt 1,4 x 0,9 mm.

Klassifizierung um überwiegend mikrokristalline, z.T. auch dicht- bis feinkörnige Quarzite, Sericitquarzite, Grafit-Quarzite, Grafit-Pyrit-Quarzite und Pyrit-Quarzite. Soll das visuelle Gefüge mit in die Bezeichnung aufgenommen werden, so wären die neben den massigen dickbankigen Quarziten doch auch häufigen schiefrigen Ausbildungen als Quarzitschiefer, Sericitquarzitschiefer usw., manchmal auch als Quarzphyllit bzw. bei intensiver mechanischer Durchbewegung bis ins Kleingefüge als Phyllonite (im Sinne SANDERS 1948, 1970) zu bezeichnen. Als pauschale geologische Bezeichnung wäre auch Kieselschiefer = Lydit akzeptabel (Abb. 142–147).

Im Verteilungsgefüge ist feinlaminiertes Korngrößenwechsel (Abb. 145) von teils isometrischen feinverzahnten Quarzkörnern, und sind häufig nach den Schieferungsflächen (s) gelängte heterometrische Körner entwickelt (Abb. 142). Bei genügender Größe tritt auch undulöse Auslöschung bei der Dünnschliffbeobachtung deutlich hervor. Was den Quarz betrifft, sind gelegentlich Kristallisationsnester mit sammelkristallisierten jüngeren Individuen und Ansätzen von palisadenförmigen Kristalliten vom Typ bipolarer Wachstumsgefüge, z.T. postkristallin deformiert, zu finden. Auch radialstrahlig angeordnete, lamellenförmige Quarzitkriställchen wurden beobachtet. Sehr oft zementieren ausgeprägt heterometrische xenomorphe Quarzkörner Mikrorisse und Spalten von typischen Deformationsbrekzien im Quarzit, frei von Pigmenten, z.T. auch noch postkristallin deformiert.

Die Verteilung heterometrischer Komponenten wie Sericit und grafitische Substanz ist teils homogen, teils durch Anreicherung inhomogen lagig (= schichtig). Es braucht nicht betont zu werden, daß selbstverständlich gestaltliche Einregelung nach s, mitunter auch nachkristalline Feinfältelung vorliegt (Abb. 146, 147) und das mikroskopische Gefüge abwechslungsreicher gestaltet. Überwiegend sind S-Tektonite entwickelt, deren s-Flächen eine oder mehrere B-Lineationen tragen.

Vielfach ist Transversalschieferung mit verschiedenem Winkel zur Schichtung und Hauptschieferung entwickelt, wobei die Überprägung durch jüngere Schieferungsflächen im Falle von Sericitbeteiligung so enorm wirksam war, daß das ursprüngliche Schichtungsgefüge des Gesteins kaum mehr auffällt. Mitunter kann zeitlich ungleichscharige Zergleitung durch nachfolgende belteropore Neukristallisation von Quarz zu netzförmig-fleckigem Aussehen des Gesteins führen (Abb. 144).

Wegen der extremen Feinkörnigkeit (Korngrößen $< 1 \mu\text{m}$) der grafitisierten organischen Substanz sind Reflexionsmessungen nur sehr bedingt möglich. Dementsprechend kann auch eine Beurteilung des Metamorphosegrades nur beiläufig erfolgen. Serienmessungen bei 546 nm und Ölimmersion ergeben R_{max} gestreut von 5,78 % bis 7,18 %. Diese Werte entsprechen dem R_{max} von Semi-grafit (= 5 %–10 %, nach TEICHMÜLLER et al., 1979), einer Temperatur um 300° C (= Prägrafitisierung) bzw. epizonalen Metamorphosebedingungen (KRUMM et al., 1988).

7.4.3. Das tektonische (s-, B-, Kluft-) Gefüge

Im Verlauf unserer gemeinsamen, durch einen Schlechtwettereinbruch gestörten Begehung der Aufschlüsse von Laerma gelang es, einige tektonische Gefügedaten zu messen. Sie geben freilich nur die ganz lokal geprägten Verhältnisse wider, die dennoch im Vergleich mit der großtektonisch bekannten Situation mitzuteilen wert sind.

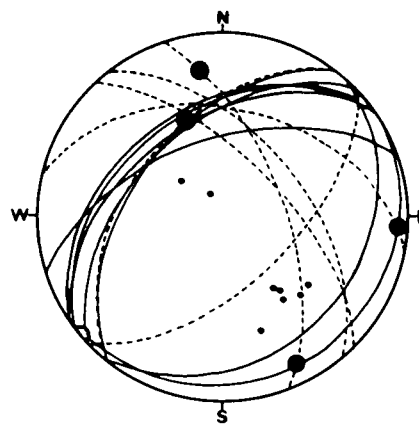


Abb. 148.

8 repräsentative s-Flächen eines Schurfgrabens im Quarzitschiefer von Laerma in der Darstellung als Großkreise mit dazugehörigen Lotpunkten sowie 5 Scherklüfte (als Großkreise strichliert) mit der Lage der Harnischstriemung (große Punkte).

Das überwiegend grauschwarze Gestein wirkt bankweise makroskopisch geradezu isotrop, so daß in zu kleinen Aufschlüssen die Schichtung nicht verlässlich erkannt werden kann. Im Falle stärkerer Transversalschieferung und parallelschariger Zerklüftung können diese zu Fehlurteilen über die Lagerung führen. Die Sachlage kann aber durch Begutachtung von Nachbarbereichen mit erkennbarer Feinschichtung zu sicherer Bewertung der s-Lagen führen.

In einem der langen Schurfgräben ist die Schichtung mit konstant NE-Streichen und mittelsteilem NW-Fallen geprägt. Aber eine lokale Faltung bringt $\beta = B = 50^\circ$, horizontal, zur Geltung (vgl. Diagramm in Abb. 148).

Ein Felskopf in einigen hundert Metern Entfernung von der ersten Meßreihe bringt eine Schär von unterschiedlich steil nach N fallenden Schichten. Möglicherweise stellen diese wenigen Beispiele Ausschnitte aus dem wellenförmigen Verlauf des Nordflügels des mit der Faltenachse nach W abtauchenden tektonischen Sattels dar.

Die wenigen zur Kenntnis genommenen Kluftgruppen lassen die Tendenz zu s-konformer Zergleitung einschließlich $h0l$ -Klüften zu lokal ausgebildeten β -Faltungen erkennen. Zudem scheinen „Diagonal- und Querklüfte“ als Horizontalverwerfer wirksam gewesen zu sein. In der Übersichtsdarstellung (Abb. 150) kommen neben den stoffparallelen $h0l$ -Klüften sehr ungleichscharige Diagonalklüfte mit Bevorzugung der $hk0$ -Kluftgruppe NE–SW zur Geltung. Ihre symmetrologisch-genetische Zuord-

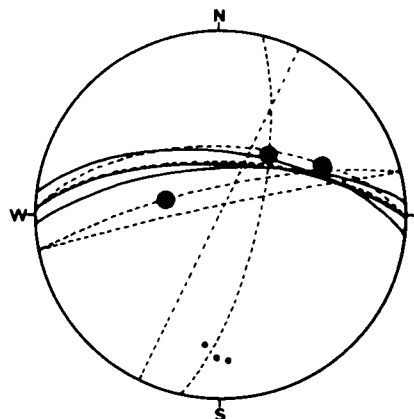


Abb. 149.

Felsaufschluß im Bereich des Bergbaues Laerma mit s-Flächen (Großkreise, Lotpunkte) und Lagen repräsentativer Scherklüftsysteme (strichlierte Großkreise) mit Harnischstriemung (große Punkte).

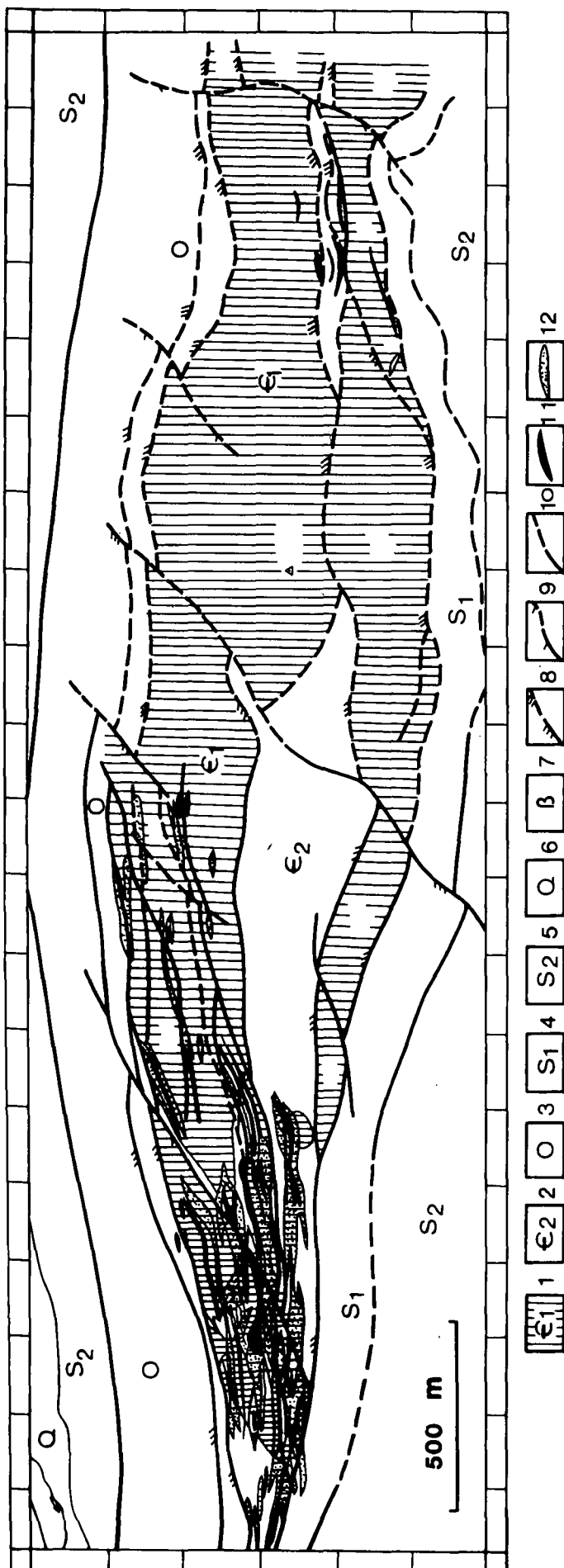


Abb. 150.

Vereinfachter geologischer Kartengrundriß der Lagerstätte Laerma-Qiongho.

1 = kambrisches Kieselgestein; 2 = kambrischer Schiefer und siltiger Schiefer; 3 = ordovizischer Schiefer und Arenit; 4 = untersilurischer Sericitischiefer; 5 = untersilurisches Kieselgestein; 6 = Quarzit; 7 = Dazit-Gang; 8 und 9 = Scherklüfte; 10 = stratigraphische Grenzen; 11 = goldreiche Erzkörper; 12 = goldarme Erzkörper.
Nach Liu Jialing (1991).

nung zum Großfaltensystem ist aber wegen zu geringer Meßdaten problematisch. In der Diagrammdarstellung mit Großkreisen ist allerdings eine gute Tautozonalität der Scherklüfte untereinander deutlich, was auf eine zweischarige Betätigung weist.

Zu bemerken ist allenfalls noch die tektonisch allgemein bekannte Tatsache, daß quasi-s-parallele Klüfte im Falle ihrer Betätigung als Scherfugen nicht auf diverse Kleinfalten des s-Gefüges Rücksicht nehmen und mehr oder weniger ebenflächig durchreißen.

7.4.4. Die Erzkörper

7.4.4.1. Aufschlußbefund

Die Grundrißdarstellung des in Aufschließung befindlichen Bergbaubereiches im Westabschnitt des WNW-verlaufenden Bei-yigou-Sattels zeigt deutlich den schichtungsparallelen und subparallelen, über 2 km reichenden Verlauf der Erzkörper über die Provinzgrenze Sichuan-Gansu. Diese sind auf einen stratigraphisch etwa 500 m mächtigen Ausschnitt des kambrischen Quarzitkomplexes beschränkt und verlaufen in demselben bei großräumiger Übersicht WNW-ESE, W-E bis WSW-ENE (Abb. 150). Das Einfallen der Quarzitabfolge samt den Erzkörpern ist mittelsteil bis steil (55°–80°) generell N-gerichtet (Abb. 151). Bis jetzt dürften an die 50 Lagergänge und Linsen mit Erz nachgewiesen sein, von denen aber nur wenige als vorläufig bauwürdig bezeichnet werden. Diese sind auf einen Komplex von vermutlich 40 m beschränkt und im Streichen bis zu 700 m verfolgbar. Aber das sind nur vorläufige Informationen und die zukünftigen Aufschließungen werden erst bessere Kenntnisse ermöglichen. Das Erz ist im Aufschluß an den starken Pyrit- und Markasit-Anreicherungen, oft begleitet von etwas Antimonit und Baryt, zu erkennen, da die anderen Begleiter der Paragenese nur selten makroskopisch auffallen.

7.4.4.2. Mikroskopische Befunde

7.4.4.2.1. Mineralbestand der Erzkörper und geochemische Daten

Das Erz von Laerma-Qiongho zeigt eine sehr komplexe Zusammensetzung von Sulfiden, Seleniden, begleitet von Baryt und dem in Erz und Begleitgestein dominierenden Quarz.

Die Paragenese umfaßt: Pyrit, Markasit, Antimonit, Quarz, Baryt und die mikroskopisch, röntgenographisch oder mittels Mikrosondeanalytik identifizierbaren Minerale Magnetkies, Kupferkies, Tetraedrit, Zinkblende, Zinnober, Gersdorffit, Realgar, Auripigment, Aurostibit, Bravovit, Vaesit, Clausthalit, Tiemannit, Schreyerit, ged. Gold, Kaolinit, Vermikulit, Dickit, sowie im Oxidationsbereich Lepidokrokit, Samt-

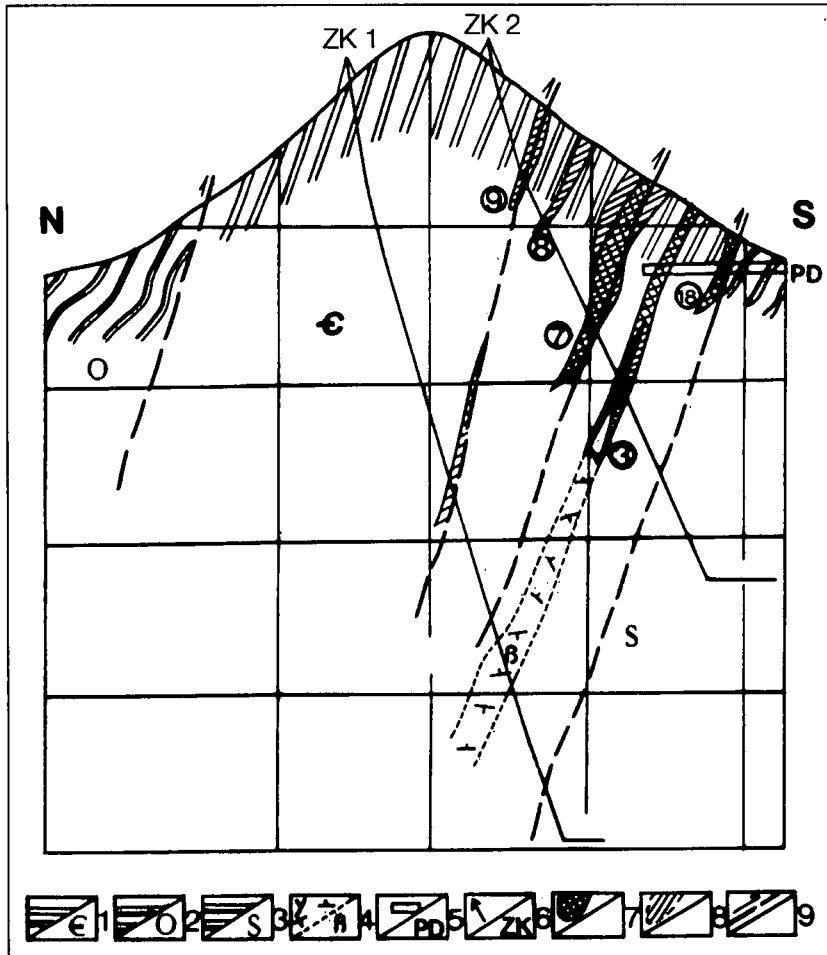


Abb. 151.

Schematisiertes geologisches Profil durch die kambrische Kieselchieferabfolge mit schichtgebundenen Erzkörpern und wichtigen Klüftlagen.

1 = Kieselgestein der kambrischen Laerma-Gruppe; 2 = ordovizischer Schiefer; 3 = silurischer Schiefer; 4 = mesozoischer Dacitkörper (vermutete Lage nach zwei Bohrungen); 5 = Stollenausführung; 6 = Bohrung; 7 = goldreiche Erzkörper; 8 = goldarme Erzkörper; 9 = Scherklüfte mit Verwurf.

blende, Antimonocker, Allophan, Valenit, Covellin, Digenit, Torbernit, Rauvit und Waschgeyt.

Ged. Gold: Das in der Lagerstätte angereicherte Edelmetall steht zweifellos im Mittelpunkt des Interesses. Es wurde ermittelt, daß der durchschnittliche Au-Gehalt des „Erzes“ überwiegend zwischen 3 und 7 ppm beträgt, aber im angereicherten Erz auch bis zu 25 ppm betragen kann.

Das Freigold kann, wenn auch selten, bei auflichtmikroskopischer Durchsicht des Erzes gesehen werden (Abb. 153–155). Die Korngröße schwankt häufig zwischen 0,001 und 0,005 mm, erreicht selten auch 0,083 mm. Es konnte bisher verwachsen mit Pyrit, Antimonit und Seleniden (z.B. Tiemannit) sowie in Baryt, Quarz und Sericit sichtbar nachgewiesen werden, wird aber wohl zweifellos in der Hauptsache submikrosko-

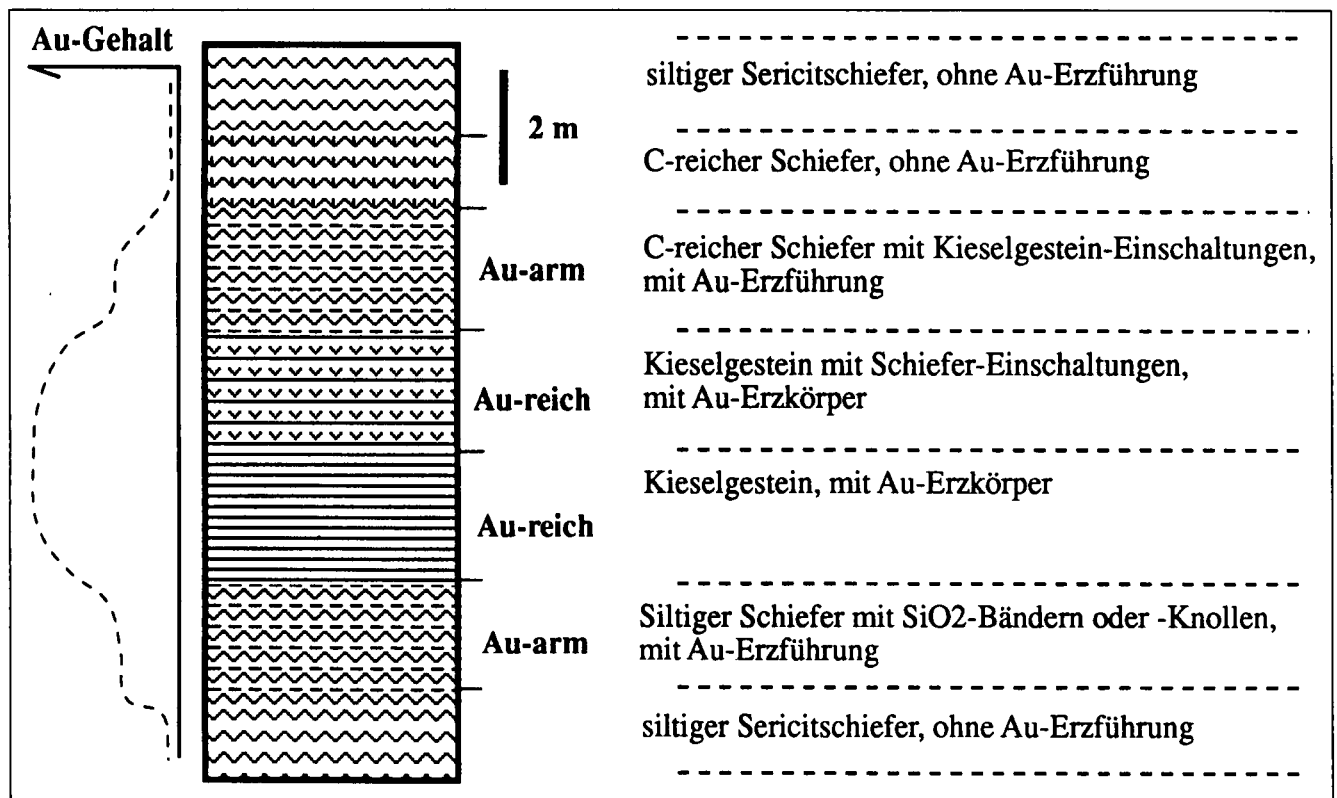


Abb. 152.

Schematisiertes Säulenprofil als Ausschnitt durch die goldführende kambrische Abfolge von Kieselgesteinen und Schiefen.



Abb. 153.
Gold in Quarz-Baryt-Matrix des kambrischen Kie-
selschiefers von Laerma.
Polierter Anschliff, 1 Nicol.
Ausschnitt 0,2 x 0,1 mm.



Abb. 154.
Bei auflichtmikroskopischer Durchsicht des Erzes
von Laerma sind in seltenen Fällen Goldkörner zu
sehen.
Ged. Au (Pfeil) neben Pyrit in Verwachsung mit
Quarz.
Polierter Anschliff, 1 Nicol.
Ausschnitt 0,2 x 0,1 mm.

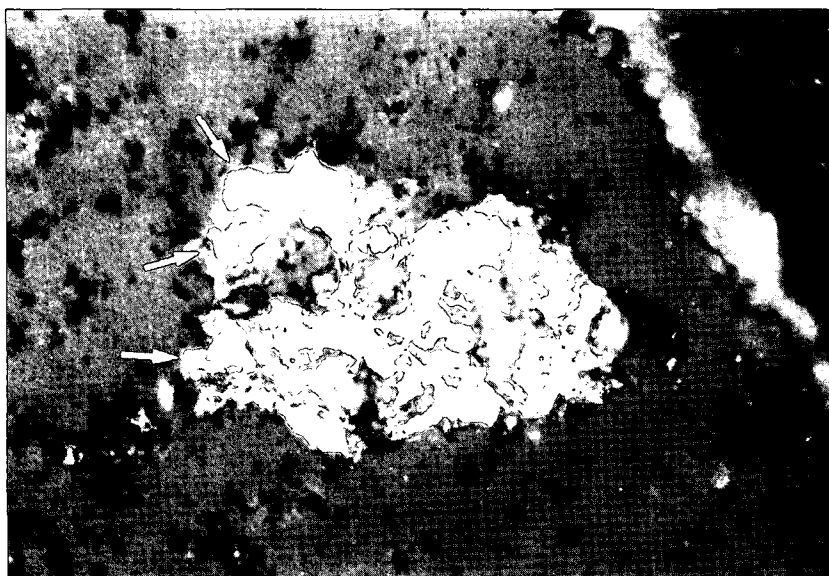


Abb. 155.
Ged. Gold (Pfeil) in Paragenese mit Tiemannit,
Quarz und Baryt im Erz von Laerma.
Polierter Anschliff, 1 Nicol.
Ausschnitt 0,2 x 0,1 mm.

Tabelle 32.

Mikrosonde-Meßdaten (%) der Erzminerale in den Lagerstätten Laerma, Qiongmoguo und Yaxiang.

* = in China analysiert; alle anderen Proben von Liu Jianming an der Universität Innsbruck analysiert.

Standard: Troilit, Pentlandit und reine Metalle; 15 KV.K/A = Mol-Kationen/Mol-Anionen. Leere Zellen = nicht bestimmt.

Nr.	Mineral	S	Fe	Cu	Zn	Sb	Pb	Au	Ag	Ni	Se	Hg	As	Summe	K/A
LDF-1	Antimonit	27.06	0.01	0.00	0.00	69.45				0.00				96.52	1.48
LDF	Antimonit	27.74	0.04	0.00	0.03	73.48	0.00	0.00	0.00		1.63			102.92	1.46
LDF	Antimonit	25.76	0.00	0.05	0.02	71.73	0.00	0.00	0.00		0.00	0.05		97.61	1.36
LDF	Antimonit	27.23	0.02	0.03	0.00	72.87	0.01	0.00	0.00					100.16	1.42
LDF	Antimonit	26.54	0.02	0.00	0.06	72.88	0.00	0.12	0.00					99.62	1.38
LDF	Antimonit	25.36	0.00	0.00	0.00	70.32	0.05	0.00	0.00		2.74			98.47	1.43
LDF	Antimonit	25.56	0.01	0.00	0.04	72.19	0.00	0.00	0.00					97.80	1.34
LDF	Antimonit	25.73	0.00	0.02	0.12	71.48	0.00	0.00	0.00					97.35	1.36
LDF	Antimonit	27.76	0.00	0.01	0.02	70.46	0.00	0.00	0.00		1.47	0.00		99.72	1.53
LDF-1	Antimonit	27.04	0.02	0.05	0.01	69.06				0.03				96.21	1.48
LDF	Antimonit	28.20	0.04	0.00	0.02	72.61	0.10	0.00	0.00		0.00	0.00		100.97	1.47
KDF-8	Antimonit	26.06	0.00	0.06	0.00	69.88				0.01				96.01	1.41
LDF	Antimonit	27.04	0.00	0.08	0.00	72.99	0.00	0.00	0.00		1.87			101.98	1.44
KDF-10	Antimonit	26.12	0.03	0.01	0.01	75.46	0.00	0.00		0.03				101.66	1.31
KDF-10	Antimonit	25.28	0.00	0.00	0.07	75.74	0.10	0.00		0.01				101.20	1.26
KDF-10	Antimonit	26.13	0.01	0.06	0.00	76.21	0.02	0.00		0.00				102.43	1.30
KDF-8	Antimonit	26.00	0.01	0.00	0.00	69.75				0.00				95.76	1.41
KDF-8	Antimonit	26.34	0.00	0.02	0.09	74.26	0.00	0.00		0.00				100.71	1.34
LDF	Antimonit	24.86	0.00	0.00	0.05	72.70	0.00	0.00	0.00		0.28	0.02		97.91	1.30
LDF	Antimonit	27.34	0.05	0.00	0.00	73.26	0.04	0.05	0.00		2.93			103.67	1.48
LDF	Antimonit	26.16	0.04	0.06	0.00	71.44	0.06	0.00	0.00		4.44			102.20	1.48
LDF	Antimonit	26.56	0.02	0.00	0.04	73.81	0.07	0.00	0.00		0.00	0.00		100.50	1.36
G-22A	Antimonit	25.87	0.00	0.03	0.00	70.26	0.09	0.00	0.00		3.73			99.98	1.48
LDF	Antimonit	26.15	0.00	0.00	0.00	72.20	0.00	0.00	0.00					98.35	1.37
LDF	Antimonit	26.79	0.00	0.00	0.04	72.55	0.00	0.01	0.00		4.33			103.72	1.49
LDF	Antimonit	22.72	0.02	0.00	0.05	71.68	0.01	0.00	0.00		5.35			99.83	1.32
LDF	Antimonit	27.35	0.00	0.04	0.00	72.29	0.02	0.00	0.00		4.45			104.15	1.53
G-22-3	Antimonit-Se	18.53	0.00	0.02	0.21	64.89	0.14	0.00	0.00		19.65			103.44	1.54
G-22-3	Antimonit-Se	23.14	0.00	0.00	0.30	67.93	0.00	0.00	0.00		12.31			103.68	1.56
G-22-3	Antimonit-Se	22.09				68.66					13.07			103.82	1.51
G-22-3	Antimonit-Se	21.24				67.11					15.57			103.92	1.56
G-22	Antimonit-Se	22.26	0.01	0.03	0.02	66.98	0.03	0.00	0.00		10.18			99.51	1.49
G-22-3	Antimonit-Se	19.72	0.00	0.00	0.02	65.96	0.04	0.00	0.00		20.11			105.85	1.60
G-22	Antimonit-Se	20.19	0.04	0.00	0.00	64.77	0.12	0.10	0.00		16.22			101.44	1.57
G-22-3	Antimonit-Se	21.72				67.62					15.16			104.50	1.56
G-22B	Antimonit-Se	23.59	0.00	0.03	0.00	68.20	0.03	0.02	0.00		8.28			100.15	1.50
G-22-3	Antimonit-Se	22.35	0.00	0.01	0.14	67.51	0.00	0.00	0.00		12.04			102.05	1.52
G-22-3	Antimonit-Se	22.65	0.00	0.00	0.09	67.63	0.12	0.00	0.00		12.68			103.17	1.55
G-22-3	Antimonit-Se	19.74	0.02	0.00	0.01	65.83	0.00	0.00	0.00		12.92			98.52	1.44
G-22-3	Antimonit-Se	20.75				66.98					16.15			103.88	1.55
G-22-3	Antimonit-Se	13.47	0.00	0.00	0.42	61.09	0.00	0.00	0.00		30.81			105.79	1.59
G-22C	Antimonit-Se	23.15	0.00	0.03	0.02	68.34	0.03	0.00	0.00		9.01			100.58	1.49
G-22-3	Antimonit-Se	21.23				66.96					16.10			104.29	1.57
G-22C	Antimonit-Se	23.28				69.10					9.09			101.47	1.48
G-22-3	Antimonit-Se	22.87	0.01	0.01	0.01	68.38	0.00	0.00	0.00		12.45			103.73	1.55
G-22-3	Antimonit-Se	22.00	0.00	0.01	0.14	66.20	0.05	0.00	0.00		12.94			101.34	1.56
G-22-3	Antimonit-Se	14.21	0.05	0.00	0.44	60.62	0.11	0.00	0.00		27.45			102.88	1.56
G-22-3	Antimonit-Se	22.51				67.60					14.02			104.13	1.58
G-22-2	Antimonit-Se	24.87				71.66					7.11			103.64	1.47
G-22-3	Antimonit-Se	21.98	0.00	0.02	0.09	67.35	0.08	0.00	0.00		13.41			102.93	1.54
G-22-3	Antimonit-Se	21.10				65.84					15.58			102.52	1.58
G-22-3	Antimonit-Se	22.32	0.01	0.02	0.11	67.55	0.02	0.00	0.00		11.23			101.26	1.50
G-22-3	Antimonit-Se	20.88	0.04	0.00	0.03	66.58	0.00	0.00	0.00		17.39			104.92	1.59
G-22-3	Antimonit-Se	21.68	0.00	0.00	0.06	67.23	0.00	0.00	0.00		13.22			102.19	1.52
G-23(1)*	Antimonit-Se	23.10				68.42					8.42	0.54			
G-23(1)*	Antimonit-Se	22.48				67.78					9.69	0.27			
G-23(2)*	Antimonit-Se	23.30				68.62					9.07	0.39			
G6	Geerit	24.72	0.10	77.16										101.98	0.63
G6	Geerit	23.74	0.08	75.45										99.27	0.62
G6	Covellin	31.18	0.40	64.36	0.00	0.00	0.06	0.00	0.00		2.09			98.09	0.98
LDF	Covellin	31.12	0.02	59.94	0.00	1.19	0.00	0.02	0.00		5.98			98.27	1.10
LDF	Covellin	31.16	0.03	60.91	0.00	3.59	0.05	0.07	0.00		3.81			99.62	1.03
LDF	Covellin	31.74	0.02	61.46	0.00	0.92	0.00	0.03	0.00		4.42			98.59	1.07
G-5-2	Covellin	25.58	1.78	70.94	0.00	0.00	0.00	0.02		0.00				98.32	0.69

Tabelle 32 (Fortsetzung).

Nr.	Mineral	S	Fe	Cu	Zn	Sb	Pb	Au	Ag	Ni	Se	Hg	As	Summe	K/A
G-5-2	Covellin	28.97	2.37	67.13	1.07	0.00	0.11	0.00		0.00				99.65	0.81
G6	Coeerit	23.59	0.04	75.39										99.02	0.62
G-5-2	Zn-Covellin	23.94	0.35	66.36	8.26	0.01	0.10	0.01		0.00				99.03	0.63
Mb-2	Cu-Sb-S-Sulfos	23.21	1.25	37.81	6.34	29.13				0.00				97.74	0.76
Mb-2	Cu-Sb-S-Sulfos	23.12	1.43	36.63	5.99	30.41	0.00	0.00		0.00				97.58	0.76
Mb-2	Cu-Sb-S-Sulfos	23.85	0.79	38.18	6.65	28.34				0.00				97.81	0.78
Mb-2	Cu-Sb-S-Sulfos	23.02	2.23	36.52	5.62	29.17	0.00	0.00		0.00				96.56	0.76
Mb-2	Cu-Sb-S-Sulfos	23.44	1.67	36.16	7.72	29.87	0.06	0.00		0.44				99.36	0.76
Mb-2	Cu-Sb-S-Sulfos	23.32	1.12	36.91	6.20	30.25	0.00	0.00		0.02				97.82	0.77
M-G-29A	Cu-Sb-S-Sulfos	15.04	4.88	17.76	3.32	16.37	43.33	0.00		0.00				100.70	0.62
M-G-29B	Cu-Sb-S-Sulfos	20.17	11.18	25.33	4.26	21.67	13.91	0.00		0.00				96.52	0.69
M-G-29A	Cu-Sb-S-Sulfos	25.12	3.22	36.95	7.21	28.97	0.86	0.00		0.00				102.33	0.79
M-G-29C	Cu-Sb-S-Sulfos	24.69	14.64	35.36	6.48	27.19	0.24	0.06		0.00				108.66	0.67
LDF-1	Gold	0.00	0.00	0.00	0.06	0.00	0.00	93.06	3.01		0.60	6.23		102.96	
LDF	Gold	0.00	0.01	0.00	0.08	0.00	0.00	92.73	0.00					92.82	
LDF-1	Gold	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	92.49	2.76		0.07	6.38		101.70	
LDF-1	Gold	0.00	0.00	0.00	0.50	0.00	0.00	90.15	3.01		0.00	7.02		100.68	
LDF-1	Gold	0.00	0.01	0.00	0.05	0.00	0.00	93.95	2.95		4.56			101.52	0.00
LDF-4	Gold	0.00	0.43	0.00	0.00	0.01	0.00	93.25	2.80		3.21			99.70	0.00
G-5-2	Kupferglanz	21.91	0.44	75.82	0.00	0.00	0.00	0.08		0.00				98.25	0.57
G-5-2	Kupferglanz	22.10	0.49	75.97	0.00	0.00	0.00	0.10		0.00				98.66	0.57
M-G-29	Kupferkies	36.05	35.91	30.16	0.00	0.00	0.00	0.00		0.00				102.12	1.01
Mb-2	Kupferkies	32.20	30.35	32.71	0.00	0.00	0.00	0.00		0.00				95.26	0.95
Mb-2	Kupferkies	32.37	29.71	33.28	0.00	0.68	0.00	0.06		0.00				96.10	0.95
M-G-29	Kupferkies	36.72	30.66	32.03	0.00	0.00	0.00	0.03						99.44	1.09
M-G-29	Kupferkies	37.07	31.56	31.54	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00					100.17	1.09
M-G-29	Kupferkies	36.78	31.22	32.36	0.00	0.02	0.00	0.07	0.00					100.45	1.07
M-G-29	Kupferkies	35.58	31.82	32.59	0.00	0.00	0.00	0.00		0.00				99.99	1.02
M-G-29	Kupferkies	37.00	31.44	32.28	0.00	0.00	0.00	0.32	0.00					101.04	1.08
Mb-2	Kupferkies	33.09	32.12	33.48	0.00	0.02	0.01	0.00		0.00				98.72	0.94
Mb-2	Kupferkies	31.94	31.06	33.69	0.00	0.06				0.00				96.75	0.92
Mb-2	Kupferkies	32.74	32.07	33.17	0.00	0.05	0.03	0.00		0.00				98.06	0.93
M-G-29	Magnetkies	38.32	62.05	0.00	0.01	0.00	0.00	0.03		0.00				100.41	1.07
M-G-29	Magnetkies	38.40	61.66	0.06	0.07	0.01	0.00	0.07		0.00				100.27	1.08
MDF-10	Pyrit	48.66	46.70	0.03	0.04	0.00	0.00	0.00		0.00			2.67	98.10	1.85
G6	Pyrit	45.74	51.92	0.14	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00		0.60			98.40	1.53
LDF-1	Pyrit	51.24	46.88	0.01	0.05	0.01	0.11	0.00	0.00		0.00	0.00		98.30	1.90
M-G-29	Pyrit	49.97	46.33	0.02	0.02	0.00	0.00	0.00		0.00				96.34	1.88
LDF-4	Pyrit	51.56	45.45	0.00	0.00	0.00	0.00	0.10	0.00		0.33			97.44	1.97
M-G-29	Pyrit	51.14	47.58	0.00	0.07	0.00	0.00	0.00		0.00				98.79	1.87
Mb-2	Pyrit	48.08	46.92	0.08	0.03	0.00	0.00	0.00		0.00			3.21	98.32	1.83
M-G-29	Pyrit	53.49	47.05	0.03	0.01	0.00	0.00	0.00		0.00				100.58	1.98
LDF-1	Pyrit	49.62	46.30	0.05	0.03	0.00				0.00			2.71	98.71	1.91
M-G-29	Pyrit	50.23	46.20	0.01	0.03	0.00	0.00	0.03		0.00				96.50	1.89
LDF	Pyrit	51.34	45.56	0.02	0.00	0.04	0.12	0.02	0.00		0.31			97.41	1.96
M-G-29	Pyrit	51.39	46.04	0.05	0.00	0.00	0.00	0.01	0.00					97.49	1.94
G6	Pyrit	55.12	46.63	0.01										101.76	2.06
LDF	Pyrit	52.75	46.61	0.08	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00		0.00			99.44	1.97
M-G-29	Pyrit	52.19	46.50	0.00	0.00	0.00	0.00	0.06	0.00					98.75	1.95
Mb-2	Pyrit	52.66	48.27	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00		0.00				100.93	1.90
Mb-2	Pyrit	50.39	46.49	0.02	0.32	0.02	0.00	0.00		0.12			0.89	98.25	1.89
M-G-29	Pyrit	51.93	46.89	0.03	0.04	0.00	0.00	0.00	0.00					98.89	1.92
M-G-29	Pyrit	52.42	46.28	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00					98.70	1.97
M-G-29	Pyrit	51.12	47.16	0.00	0.01	0.01	0.08	0.02		0.00				98.40	1.88
M-G-29	Pyrit	50.51	46.00	0.04	0.06	0.00	0.00	0.00		0.00				96.61	1.91
M-G-29	Pyrit	51.31	47.71	0.02	0.08	0.00	0.00	0.06		0.00				99.18	1.87
G6	Pyrit	55.10	46.98	0.09										102.17	2.04
Mb-2	Pyrit	48.55	47.42	0.10	0.05	0.00				0.00			1.67	97.79	1.80
M-G-29	Pyrit	50.63	46.23	0.01	0.00	0.00	0.00	0.00						96.87	1.91
M-G-29	Pyrit	54.28	46.48	0.06	0.00	0.02	0.00	0.00		0.00				100.84	2.03
M-G-29	Pyrit	52.07	46.31	0.00	0.01	0.00	0.00	0.00	0.00					98.39	1.96
M-G-29	Pyrit	50.57	45.17	0.05	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00					95.79	1.95
LDF	Pyrit	51.85	45.75	0.01	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00					97.61	1.97
G-5	Pyrit	47.01	46.65	0.05	0.00	0.00				0.00			5.32	99.03	1.84
M-G-29	Pyrit	51.06	47.69	0.00	0.02	0.00	0.00	0.04		0.00				98.81	1.86
MDF-10	Pyrit	49.35	47.98	0.01	0.11	0.00	0.00	0.04		0.00			1.23	98.72	1.81
M-G-29	Pyrit	51.16	47.49	0.00	0.00	0.00	0.02	0.00		0.00				98.67	1.87

Tabelle 32 (Fortsetzung).

Nr.	Mineral	S	Fe	Cu	Zn	Sb	Pb	Au	Ag	Ni	Se	Hg	As	Summe	K/A
M-G-29	Pyrit	49.91	46.11	0.00	0.00	0.01	0.00	0.12		0.00				100.70	0.62
G-5	Pyrit	45.93	45.30	0.07	0.04	0.02				0.00			7.21	96.52	0.69
G-5-2	Pyrit	50.03	47.68	0.11	0.08	0.02	0.00	0.00		0.00			1.04	102.33	0.79
MDF-10	Pyrit-Ni-As	42.65	32.97	0.38	0.02	0.53				12.89			8.32	97.76	2.40
LDF-1	Tiemannit	0.83	0.00	0.00	0.08	0.01	0.00	0.00	0.00		26.10	68.53		95.55	0.97
LDF	Tiemannit	0.87			0.00						30.73	70.76		102.36	1.10
LDF	Tiemannit	0.44			0.00						24.78	69.33		94.55	0.91
G-22-3	Tiemannit										32.84	68.20		101.04	1.22
G-22-3	Tiemannit										31.60	68.66		100.26	1.17
G-22-3	Tiemannit										32.00	68.05		100.05	1.19
G-22-3	Tiemannit										31.93	68.57		100.50	1.18
G-22-1	Tiemannit										32.96	68.82		101.78	1.22
G-22-1	Tiemannit										32.56	68.79		101.35	1.20
G-22-1	Tiemannit										33.01	68.82		101.83	1.22
G-22-2	Tiemannit										31.77	68.73		100.50	1.17
G-22	Tiemannit										33.00	68.40		101.40	1.23
G-22-2	Tiemannit										32.80	67.88		100.68	1.23
G-22-3	Tiemannit										29.56	67.95		97.51	1.10
G-22-3	Tiemannit										30.43	67.06		97.49	1.15
G-22-3	Tiemannit										31.17	67.63		98.80	1.17
G22-1	Tiemannit										31.44	68.22		99.66	1.17
G22-1	Tiemannit										31.58	67.25		98.83	1.19
G-23(1)*	Tiemannit	0.69				0.03					25.97	73.94		100.63	0.89
G-23(1)*	Tiemannit	0.53				0.00					26.09	73.69		100.31	0.90
G-23(1)*	Tiemannit	1.01				0.00					25.10	72.63		98.74	0.88
G-23(2)*	Tiemannit	1.10				0.00					25.12	72.69		98.91	0.88
G-23(3)*	Tiemannit	5.08				0.00					17.73	77.20		100.01	0.58
G-23(3)*	Tiemannit	4.73				0.00					22.04	72.65		99.42	0.77
Mb-2	Zinkblende	31.64	3.42	0.00	63.78	0.03	0.00	0.01		0.00				98.88	0.95
Mb-2	Zinkblende	32.26	1.78	0.05	65.11	0.00	0.00	0.00		0.00				99.20	0.98
G-5-2	Zinkblende	33.20	1.69	2.44	62.77	0.00	0.00	0.00		0.00				100.10	1.01
Mb-2	Zinkblende	31.28	1.06	0.29	65.50	0.02				0.00				98.15	0.95
Mb-2	Zinkblende	31.36	2.00	0.49	65.44	0.11	0.00	0.05		0.03				99.48	0.94
G-5-2	Zinkblende	31.51	0.33	3.15	65.18	0.00	0.04	0.00		0.01				100.22	0.93
Mb-2	Zinkblende	31.63	1.08	0.19	65.94	0.03				0.00				98.87	0.96

pisch in Wirtsmineralen verteilt vorkommen. Einige Anhaltspunkte liefert die Tabelle 32, in welcher mit der Mikrosondeanalyse ermittelte Elementgehalte zu entnehmen sind. Demnach sind als Goldträger identifiziert die Phasen: Se-Antimonit, Antimonit, Covellin, Kupferkies, Magnetkies, Gersdorffit, Pyrit und Zinkblende. Gediegen Gold erweist sich mit immer <7,51 % Ag als silberarm. Die Au-Feinheit liegt nach sechs Messungen zwischen 968 und 1.000 (Tab. 32). Im Falle einer Verwachsung mit Tiemannit (HgSe) fällt etwas Quecksilber, nämlich bis zu 7,02 %, auf.

Andere Au-Mineralen: Im Erz konnten mit der Elektronenstrahlmikrosonde noch sehr kleine Goldminerale, u.a. Aurostibit (AuSb₂), hauptsächlich mit Tiemannit und Antimonit verwachsen identifiziert werden.

Als sensationelle Besonderheit ist im Erz von Laerma-Qiongmo auch ein beachtenswerter Pt-Gehalt nachgewiesen worden. Der mit 2–3 ppm relativ hohe Gehalt (ZHENG Minghua et al., 1991a) ist hauptsächlich auf eine Pt-Pd-Phase zurückzuführen. Auch außerhalb der Erzzone wurde im Kieselgestein verschiedentlich ein höherer Pt-Grundwert festgestellt. Darauf ausgerichtete Untersuchungen wurden gerade begonnen.

Pyrit ist das weitestverbreitete Sulfid der Lagerstätte und demnach auch freisichtig im Aufschluß als Erz wahrnehmbar. Bemerkenswert ist, daß trotz des Gesteinsalters

und schwacher epizonaler Metamorphose framboidartiger Pyrit noch eine durchaus häufige Erscheinung ist (Abb. 161, 162). Entsprechend dieser, auch im Nebenge-



Abb. 156.
BSE-Bild eines Tiemannitkornes (weiß), welches von Antimonit (hellgrau) umwachsen ist.
Ausschnitt 0,19 x 0,15 mm.

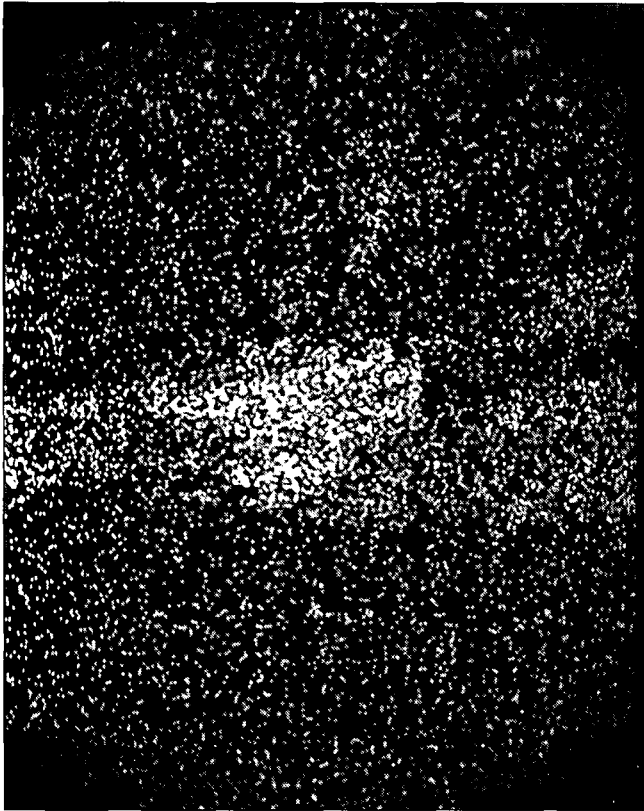


Abb. 157.
Se ($L\alpha$)-Verteilungsbild im Tiemannitkorn der Abb. 156.

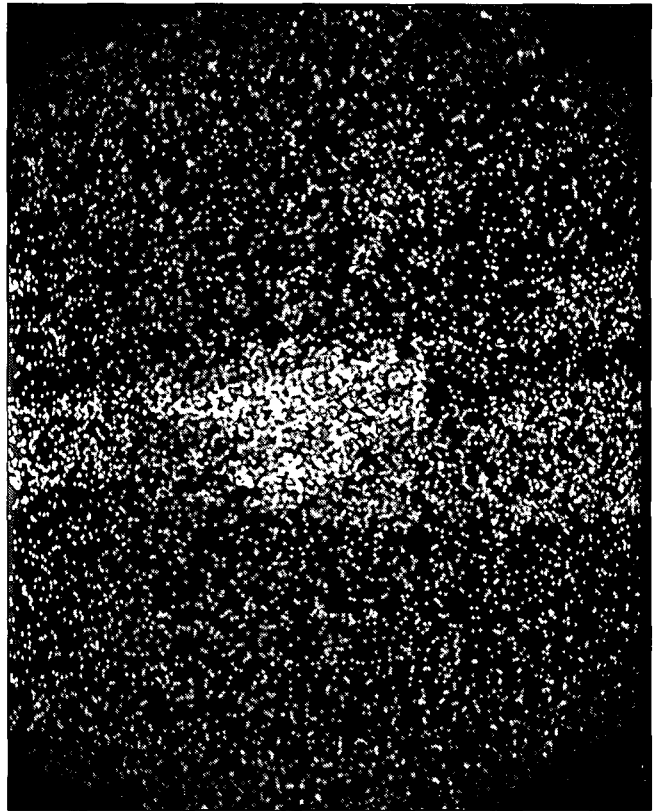


Abb. 158.
Hg ($M\alpha$)-Verteilungsbild im Tiemannitkorn der Abb. 156.



Abb. 159.
S ($K\alpha$)-Verteilungsbild im Antimonit der Abb. 156.



Abb. 160.
Sb ($L\alpha$)-Verteilungsbild im Antimonit der Abb. 156.

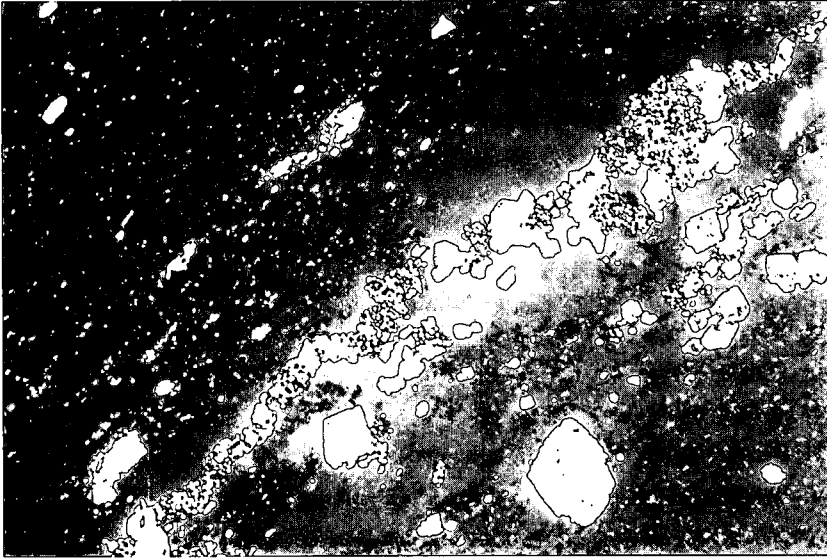


Abb. 161.
Aus der sedimentären Anlagerungsphase erhaltener Framboid-Pyrit und sammelkristallisierte Pyrit-Idioblasten, meist mit Interngefüge, bilden die Schicht- (=Schieferungs-) Fläche im Grafit-Sericit-Quarzitschiefer deutlich ab.
Im Nahbereich der Pyritlage ist auch Sammelkristallisation von Feinquarzit zu nicht pigmentiertem, reinem Grobquarz zu sehen. Pyrit = weiß.
Polierter Anschliff, 1 Nicol.
Ausschnitt 0,9 x 0,6 mm.

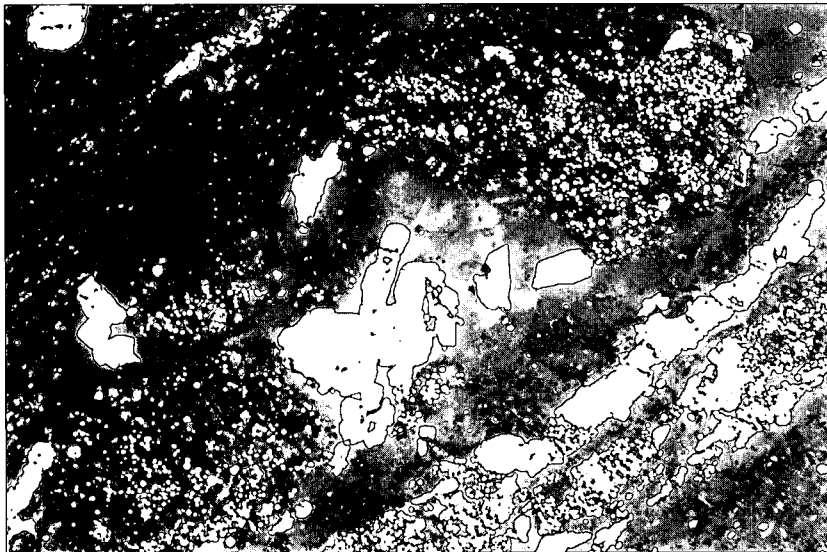


Abb. 162.
Blastese von Pyrit in Grafit-Sericit-Quarzitschiefer. Framboid-Pyrit verschiedener Globulitgröße und aufgelöste Einzelkriställchen sind konzentriert auf Grafit-Sericit-Feinlagen und -Knöllchen.
Mit der Sammelkristallisation des Pyrits erfolgte auch Umkristallisation des Quarzes zu reinen Aggregaten.
Polierter Anschliff, 1 Nicol.
Ausschnitt 0,9 x 0,6 mm.

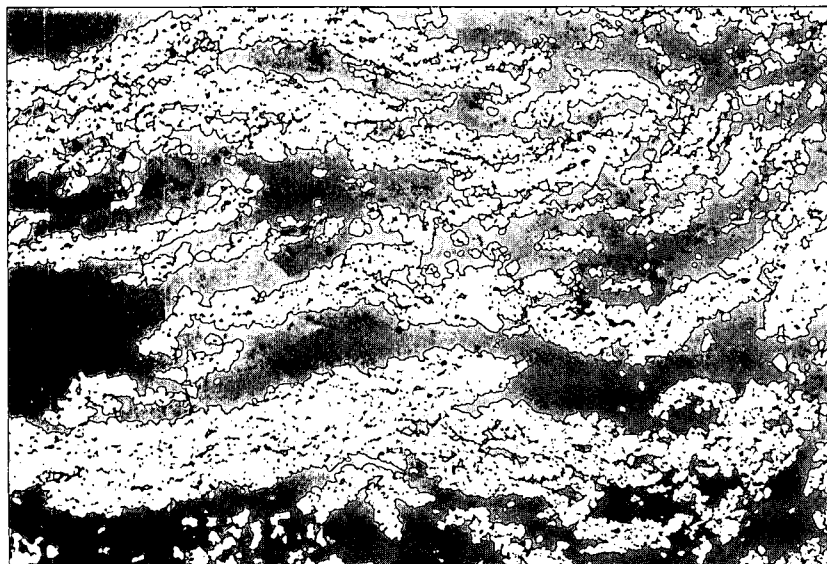


Abb. 163.
Durch das Zergleiten in den Schieferungsflächen ist der Feinlagenbau von Pyrit und Quarzit mechanisch beschädigt.
Beginnende Bildung von Deformationsbrekzie durch Pyrit-Schollen: Synmetamorphe Inhomogenitätsbrekzie.
Pyrit: weiß.
Polierter Anschliff, 1 Nicol.
Ausschnitt 3,7 x 2,4 mm.

Abb. 164.
Pyrit-Falte im Quarzit (Kieselschiefer) der Lagerstätte Laerma. Synmetamorphe stetige (faltende) und unstetige (rupturelle) Verformung des Pyrit-Quarzits im Erzkörper.
Polierter Anschliff, 1 Nicol.
Ausschnitt 9,3 x 6,2 mm.

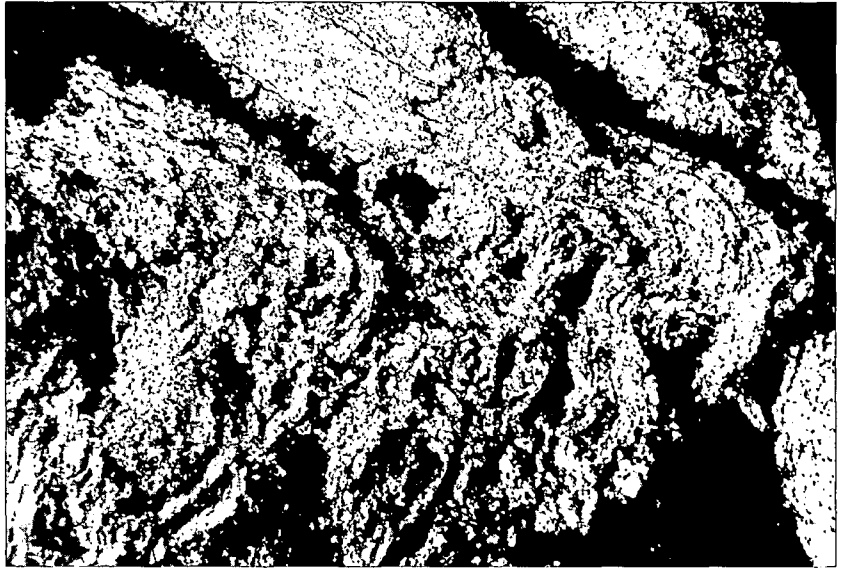
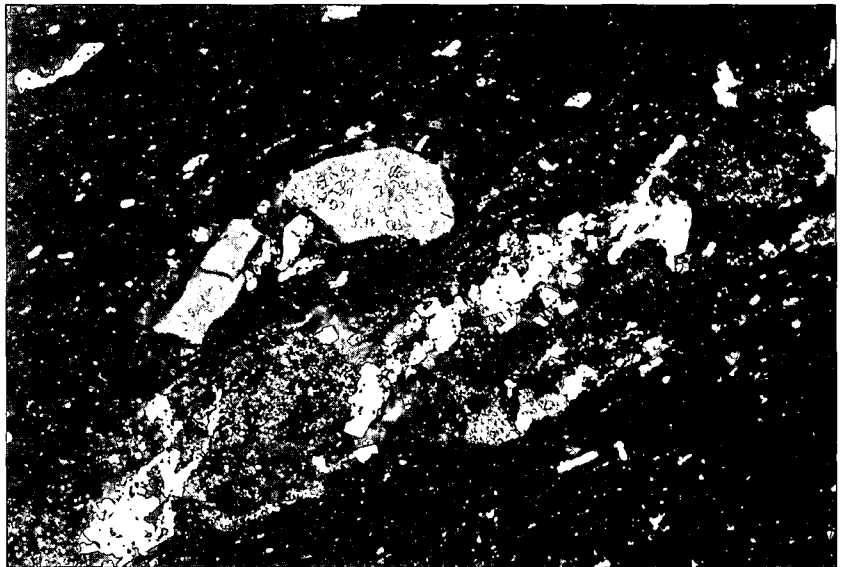


Abb. 165.
Auch nach teilweiser Sammelkristallisation von framboidähnlichem Pyrit und von Quarz ist die ursprüngliche Schichtfläche (= Schieferungsfläche, im Bild diagonal) durch Feinlagenbau und gestaltliche Anordnung heterometrischer Aggregate im Grafit-Sericit-Feinquarzit erhalten.
Polierter Anschliff, Nicols x.
Ausschnitt 1,8 x 1,2 mm.



stein vertretenen Ausbildung sind selbstverständlich auch verschiedene Stadien der Sammelkristallisation und demnach auch verschiedene Aggregatbildungen zu beobachten. Vom genetischen Standpunkt aus sind nach der Feinschichtung im Quarzit scharf eingeordnete Pyrit-Feinlagen erhalten (Abb. 163), die ein hervorragendes Maß für Deformation abbilden, die das kambrische Gestein betroffen haben: Faltung und Fältelung eines Biegefaltensystems (Abb. 164) sowie Transversalschieferung mit Scherfaltenbildung von Pyrit-Grafit-Quarz-Vorzeichnungen, aber auch rupturale Verformungen mit Bildung verschiedener Stadien von Deformationsbrekzien: syndiagenetisch und synmetamorph. Pyrit wird damit zusammen mit „Grafit“ zum aussagekräftigsten Mineral im Nebengestein und Erz. Unter den Pyritkristallen kann man bei Anwendung ausgezeichneter Beleuchtungsquellen sehr häufig schwache Anisotropieeffekte wahrnehmen, die wir einerseits auf die geringen As-Gehalte vieler Pyrite (vgl. Tab. 32) zurückführen könnten, die andererseits aber auch durch Gitterbeschädigungen infolge starker tektonischer Beanspruchung zustande gekommen sein könnten.

Markasit: Aggregate dieser Modifikation des Eisenbilsulfids zeigen nicht wie Pyrit so häufig eine typische Anrei-

cherung in den Schichtflächen, sondern treten mehr knollenförmig als Konkretionen und klufftüllend auf. Die Aggregate sind sehr verschiedenkörnig und sind auch häufig mit Pyrit verwachsen.

Antimonit: Ein Teil des im Erz häufigen Antimonits weist beträchtliche Se-Gehalte auf, die als diadocher Ersatz des Schwefels erklärbar sind. Sowohl im College in Chengdu als auch im Innsbrucker Institut für Mineralogie und Petrographie wurden mit der Mikrosonde Se-Gehalte analysiert, die sehr oft <10 %, ja bis zu 31 % erreichen. Die Se-Verteilung ist allerdings auch innerhalb ein und desselben Korns sehr inhomogen und kann zwischen <1 % und >21 % schwanken. Ein Antimon-Selenid (Sb_2Se_3 in stöchiometrischer Übereinstimmung mit Antimonit Sb_2S_3) ist in der Natur noch nicht bekannt geworden, aber synthetisch hergestellt worden. Unsere diesbezüglichen

Tabelle 33.
Ni/Co- und S/Se-Verhältnisse im Pyrit des Erzes von Laerma (gemessen mit NAA am Chengdu College of Geology).

Nr.	LE-67	LE-68	LE-69	LE-70	LW24	LW-25	LW-26	LE-48	LE-49
Ni/Co	3,0	6,7	7,1	25,0	6,7	5,9	14,3	3,6	25,0
S/Se	1600	3200	70000	4000	2500	1200	2800		

Neuergebnisse gehen auf unseren Forschungspartner LIU Jianming zurück.

Antimonit ist besonders im Westteil der Lagerstätte stärker verbreitet. Das Erzmineral ist sowohl feinst verteilt als auch in Aggregaten des Gangerzes und in Knollen stark vertreten und bildet auch regelrechte Antimonit-Erzkörper. Die mikroskopische Untersuchung zeigt postkristalline, intragranulare Deformation und nachfolgend teilweise postdeformative Rekristallisation.

Tiemannit (HgSe) kommt hier meistens mit Antimonit vergesellschaftet vor und ist auch makroskopisch in Form von kleinen Aggregaten und Kluftfüllungen zu finden. Die unter dem Mikroskop festgestellte Korngröße liegt häufig um 0,02–0,05 mm, erreicht aber auch 0,5 mm (Abb. 155). Das weiß reflektierende, unter dem Auflichtmikroskop dem Bleiglanz ähnliche Erzmineral besitzt eine geringe Mikrohärtigkeit von $\text{VHN } 50 = 31,19\text{--}37,56 \text{ kp/mm}^2$ (Liu Jiajing, 1991). Mikrosondeanalysen des Tiemannits von Laerma ergeben mit bis 5,08 % einen hohen S-Gehalt und dementsprechend niederen Se-Gehalt (Tab. 33). Über die Se- und Hg-Verteilung im Tiemannit und die S- bzw. Sb-Verteilung im Antimonit geben die Mikrosondaufnahmen Abb. 156–160 Auskunft.

Tennantit tritt xenomorph-feinkörnig (0,01–0,1 mm) in der Paragenese mit Pyrit, Zinkblende, Bleiglanz und Kupferkies auf und verheilt auch manchmal Risse in denselben. Die Mikrosondeanalyse ergibt für dieses Fahlerz As-Gehalte um und über 20 % sowie sehr niedere Sb-Gehalte.

Vaesit (NiS_2): Nach der Mikrosondeanalyse liegt eine Zusammensetzung von durchschnittlich 46,78 % Ni und 51,63 S vor. Das reine NiS_2 ist hier zu den seltenen Erzmineralen zu zählen und kommt xenomorph-feinkörnig (<0,1 mm) vergesellschaftet mit Pyrit sowie mit dem durch seinen charakteristischen Zonarbau sehr auffälligen Bravoit, Nickelpyrit (Ni,FeS_2) vor.

Weiters sind in Spuren, aber doch häufig zu beobachten die Sulfide Kupferkies, Zinkblende, Bleiglanz, Magnetkies, Enargit (Cu_3AsS_4), Gersdorffit (NiAsS), das Selenblei Clausthalit (PbSe), der allgemein schon aus Goldlagerstätten in Paragenesen mit Sb-Mineralen bekannte, aber doch seltene bleiglanzzähnliche Aurostibit (AuSb_2) und etwas Realgar mit Auri-pigment. Als eine Seltenheit kann Zinnober bezeichnet werden. Schreyerit ($\text{V}_2\text{O}_3 \cdot 3\text{TiO}_2$) wurde häufig idiomorph-grobkörnig (bis zu 0,3 mm) gefunden.

Als Gang- bzw. Lagerartminerale spielen nur Quarz und Baryt eine erwähnenswerte Rolle. Quarz ist überhaupt das weit und breit in der kambrischen Abfolge vorherrschende Mineral und ist es auch mit einigen Farbvarianten in den verschiedenen Entwicklungsstadien des Erzes. Er bildet sowohl weit zurückliegende Gefügebilder aus dem sedimentären Anlagerungsstadium ab, vor allem zusammen mit seinen häufigen Gefügepartnern Sericit, Pyrit und Semigrafit als auch die zahlreichen stetigen und unstetigen Deformationen nicht exakt definierbaren Alters. Aber Vergleiche von Deformationen und Kristallisationen lassen den Schluß auf vorherrschende synmetamorphe Ereignisse zu. Quarz verschiedener Korngröße im Quarzit, die Korngestalt und die Kornkonturen, die rupturale Unterbrechung von Gefügen und Verquarzung von Rissen und Kleinklüften, intragranulare Gitterdeformationen und Regelung der Quarzkristalle nach dem Gitterfeinbau lassen auf die Vielfalt der mechanischen Beeinflussung nicht nur des Erzträgergesteins, sondern auch der Erzkörper selbst schließen.

Baryt mit weißer, grauweißer, gelblicher, bräunlicher Farbe ist weit verbreitet in Erzkörpern und Nebengestein. Idiomorph- bis hypidiomorphkörnige Aggregate mit häufig 0,1–4 mm großen Kriställchen besetzen sowohl Feinlagen im Quarzit als auch Kleinklüfte, bilden knollenförmige Gebilde und sind auch zu Klasten deformiert. Unter dem Mikroskop wurde sogar ged. Au als Einschluß im Baryt mehrfach entdeckt.

Mit der Erwähnung von Kaolinit, Dickit, Vermikulit, „Allophan“ und Waschgeyt $\text{Al}_4(\text{PO}_4)_3(\text{OH})_3 \cdot 11\text{H}_2\text{O}$ als z.T. nur seltene Minerale im Erz kann die Folgerung verbunden werden, daß es sich um Neubildungen durch Alteration von gesteinsbildenden Mineralen handelt, die durch thermale Umwandlungen von Tonerdesilikaten entstanden sein dürften. Von besonderem Interesse davon scheint das dem Kaolinit fast gleichende und zur Kaolinit-Reihe zählende wasserhaltige Tonerdesilikat Dickit zu sein. Nach Angaben mehrerer chinesischer Labors soll in diesen angeblich weit verbreiteten, weiß oder grün gefärbten Mineralaggregaten in Schichtfugen und Kluftnetzen, vor allem im „Schiefer“ öfters ein hoher Au-Gehalt, und zwar maximal bis 174 ppm nachgewiesen worden sein.

Die Reihe der Minerale in der Oxidationszone umfaßt: Lepidokrokit und Rubinglimmer, Valentinit (Antimonblüte), Digenit, Covellin, den Kupfer-Uranglimmer Torbernit, Rauvit ($\text{Ca}(\text{UO}_2)_2(\text{V}_{10}\text{O}_{28}) \cdot 16\text{H}_2\text{O}$) und „Allophan“.

Einer unserer Autorengruppe, ZHENG Minghua, hat versucht, auf Grund mineralogischer Untersuchungen diese reichhaltige Erzparagenese nach geologischen Ereignissen altersmäßig und genetisch zu ordnen. Wir geben die nach „Erzbildungsperioden“ gereichte Mineralienliste in Tabelle 34 wieder. Die österreichischen Autoren distanzieren sich allerdings von dieser Einteilung, die fixe genetische Aussagen beinhaltet.

7.4.4.2.2. Mikrogefüge

Der vom Aufschlußbefund der Lagerstätte bisher bekannte Erzlagenbau mit schicht- und linsenförmigen lagergangartigen sowie auch brekziösen Erzkörpern in der Feinquarzitabfolge der kambrischen Lydite findet im mikroskopischen Verteilungsbereich seine Bestätigung und Erklärung.

Man orientiert sich vorteilhaft am Verteilungsgefüge und an den verformten schwer mobilisierbaren Vertretern der komplexen Erzparagenese. Für die Beurteilung kommt demnach in erster Linie Pyrit in Betracht, der in inniger Verwachsung mit dem mikrokristallinen Quarz, häufig auch zusammen mit Sericit- und Semigrafit einen beträchtlichen Teil der Erzentwicklung verrät (Abb. 166, 167). Es muß hier allerdings schon im deskriptiven Teil auf die unterschiedliche Sicht unserer Forschergruppe aufmerksam gemacht werden. So nehmen die chinesischen Mitarbeiter unseres Teams die genetische Vorstellung vorweg, daß die nachfolgend von den österreichischen Partnern beschriebenen Erzgefüge nichts mit der eigentlichen Goldvererzung zu tun hätten, die ja nach Tabelle 34 erst in eine junge lagerstättenbildende Phase gestellt wird.

Pyrit läßt jedenfalls in hervorragender Weise mit verschiedenen Gefügebildern die bereits ursprüngliche Zusammengehörigkeit mit Quarz, Sericit und der nunmehr hochinkohlten organischen Substanz in einer frühen Entstehungsphase erkennen. Wie sonst sollten Einzelkriställchen von Pyrit im feinlaminierten, durch Korngrößenwechsel gekennzeichneten Quarzitlagenbau genau s-parallel

Tabelle 34.
Altersabfolge der Minerale und erzbildende Stadien der Lagerstätte Laerma.
Modell nach ZHENG Minghua, nicht publiziert.
Py = Pyrit, Qz = Quarz, Ma = Markasit, St = Antimonit, Ba = Baryt, Di = Dickit.

Mineral	submarine Ex- halationsperiode	metamorphe Periode	Periode thermisch mobilisierter meteorischer Wässer				Oxidations -Periode
			Py-Qz-Stadium	Py-Ma-Stadium	St-Qz-Stadium	Ba-Di-Stadium	
Quarz							
Pyrit							
Kupferkies							
Zinkblende							
Semigraphit							
Magnetkies							
Gold							
Markasit							
Schreyerit							
(Se)-Antimonit							
Tetraedrit							
Aurostibit							
Vacsit							
Tiemannit							
Clausthalit							
Gersdorffit							
Baryt							
Dickit							
Realgar							
Auripigment							
Zinnober							
Vermikulit							
Kaolinit							
Limonit							
Allophan							
Valentinit							
Ca-Sinter							
Mo-Sinter							
Digenit							
Covellin							
Torbernit							
Rauvit							
Element- -Paragenese	Au, Cu, Ba, Si		Si, Fe	Fe, S, Si, (Au) (Cu),	Au, Sb, Se, Ba,	Ba, Si	
Typomorphe Gefüge	brekziös, lamellar algenartig, zonar Blasentextur	Verdrängung, Meta-Gefüge blastisch	Stockwerk, Gängchen, Brekzien, Verdrängung, Pseudomorphosen				Pseudomor- phosen
Temperatur		>300°C	250-294°C	220-269°C	146-254°C	138-193°C	normal
Druck (10 ⁵ Pa)		>570	260-320	220-300	100-220	120-140	normal

angeordnet sein? Wie sonst sollten auf s gehäufte Pyritkriställchen und sollten geschlossene, feinlagig angereicherte Pyritaggregate in den Quarzit gelangt sein als durch Anlagerung bzw. Anreicherung zusammen mit der extern-seimentären Quarzanreicherung.

Folglich müssen dann Pyrit und Quarz und natürlich auch Sericit und eventuell vorhandene Semigraphitpigmente gemeinsam von allen Deformationen betroffen worden sein. Das ist in Biegefallen und Fältelungen und außerdem in synmetamorphen Scherfallen durch laminares Zergleiten mit spitzem bis stumpfem Winkel zur dominierenden Schieferungsfläche in Pyrit-Quarzit und in kieseligem Py-

riteritz verwirklicht (Abb. 169). Infolge der in mehreren Wachstumsschüben entstandenen Pyritidioblasten mancher Bereiche, welche zum Teil nachträglich noch rupturle Deformationen erlitten haben, sind oft Interngefüge zu finden. Sie zeigen sich einerseits in Form von stationär an die Wachstumszonen angelagerten Pigmenten von Quarz und Sericit, so daß ein Zonarbau deutlich wird. Die äußeren, idiomorphen Anwachszone erweisen sich mineralogisch gesehen als die reinsten. Andererseits aber enthalten die Pyrit-Idioblasten auch s₁-Gefüge durch Kristallsprossung im alten Vorgängergefüge, und zwar ebenfalls Quarz, Sericit und auch Semigraphit, wie sie auch rings

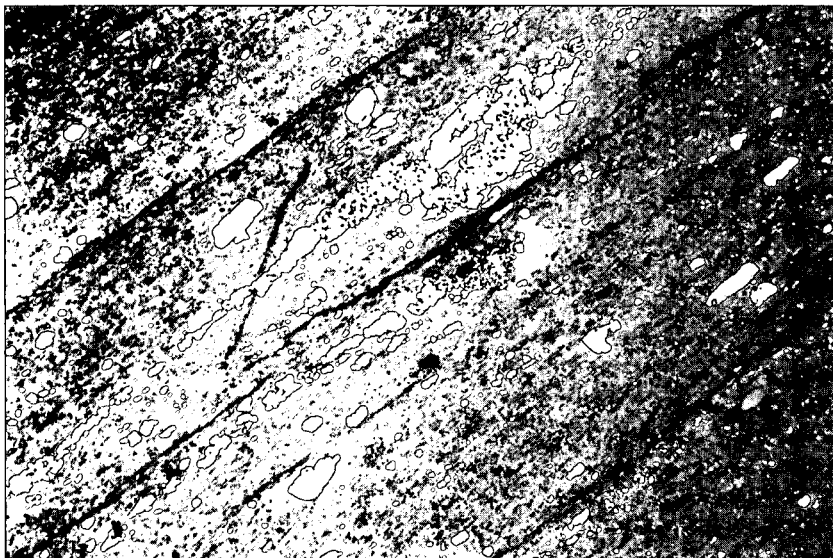


Abb. 166.
Pyrit-Sericit-Quarz-Feinlagenbau und framboïd-ähnlicher Pyrit sind Gefügerelikte aus dem primären marinen Anlagerungsstadium.
In Kleinbereichen Sammelkristallisation von Pyrit und Quarz.
Polierter Anschliff, 1 Nicol.
Ausschnitt 1,8 x 1,2 mm.



Abb. 167.
Noch wahrnehmbarer Quarz-Pyrit-Feinlagenbau (diagonal links unten–rechts oben) im Pyrit-Erz von Laerma.
Pyrit: grauweiß.
Polierter Anschliff, 1 Nicol.
Ausschnitt 9,3 x 6,2 mm.

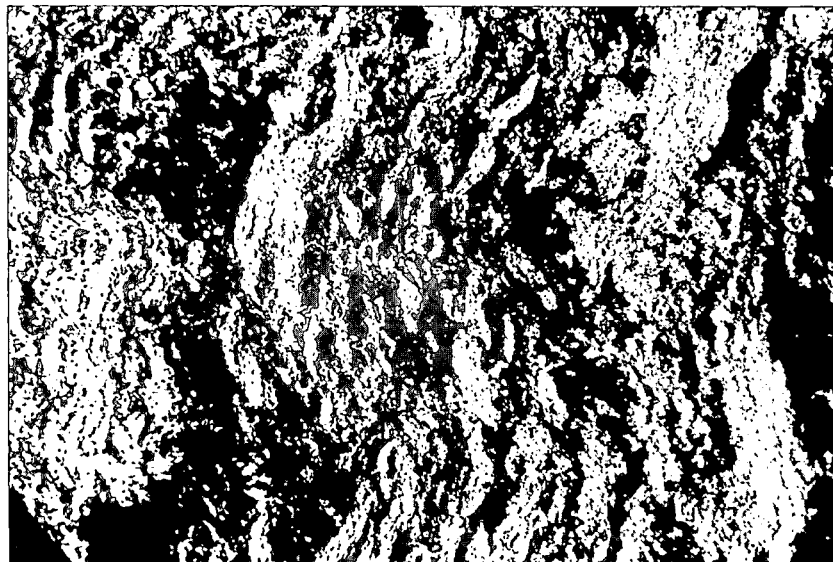


Abb. 168.
Inhomogenes Parallelgefüge (Schichtung) Pyrit (grauweiß)–Quarz (schwarzgrau) mit synmetamorphen ruptuellen Deformationserscheinungen im Erzquarzit von Laerma. s vertikal.
Polierter Anschliff, 1 Nicol.
Ausschnitt 9,3 x 6,2 mm.

um die Idioblasten als s-extern (s_e) vorhanden sind. Gar nicht selten sind Beispiele für „verlagertes s_i “ durch nachkristalline Kornrotation im Zuge der Verschiebung des Erzes. Die veränderte Ausgangslage kommt also durch die Winkeldifferenz von s_e zu s_i zum Ausdruck.

Analoge Interngefüge s_i können auch in umkristallisierten Quarzitgefügen beobachtet werden. Sie markieren in diesen Fällen durch die Konservierung das ältere s-Gefüge im jüngeren Kristallinat. Der viel häufigere Fall ist allerdings der alternierende Feinlagenbau von Sericit, Quarz, Pyrit durch wechselnde Mitbeteiligung (Abb. 161–163, 166); ein Befund, der seine Ursache im primären Anlagestadium durch das Wachsen von Bauzone über Bauzone im Sediment hat und seine Bestätigung in der gemeinsamen Deformation dieser Teilgefüge hat: gemeinsame Faltungen, Fältelungen und rupturale Beschädigungen in verschiedenen Stadien bis zur Kluftbildung und Brekzierung, allerdings mit der typischen Auswirkung der mechanischen Anisotropie der beteiligten Aggregatteilgefüge.

Auf Grund des Inkohlungsgrades der teilweise stark erhaltenen organischen Substanz – auf Grund feinstblättriger Substanz dürfte es sich wahrscheinlich um niedere pflanzliche Organismen wie Algen gehandelt haben –

bis zu Semigrafit, kann auf eine niedrig temperierte Metamorphose in Grünschieferfazies geschlossen werden.

Im Gefüge des Quarzits und der Erzkörper fällt auf, daß das häufig vertretene Erzmineral Pyrit teils mit Relikten noch als gut entwickelter framboidartiger Pyrit vorliegt, teils im unmittelbaren Nahbereich begonnene Umkristallisation mit „Verschmelzung“ der Framboid-Mikrolithe, teils vollkommen umkristallisierte Globulite und auch neukristallisierte Idioblasten, wie erwähnt, in mehreren Wachstumsschüben gehäuft vorliegen. Bei entsprechend starker Vertretung des Pyritteilgefüges gibt es s-lagige Aggregate als Anreicherung mit geschlossenem Korngefüge zu sehen (Abb. 164, 167, 169, 170).

Nachdem Kupferkies, Fahlerz und Zinkblende (Abb. 170) hauptsächlich als Einschlüsse im Pyrit auftreten, ist nicht zu zweifeln, daß dies primär stoffliche Ursachen hat. Von einem mechanisch und chemisch so beweglichen und reaktionsempfindlichen Mineral wie Antimonit kann von vornherein nicht typisch stratiformes Gefüge erwartet werden, auch wenn es im großen gesehen an die flächig im stofflichen Verband liegenden Erzkörper gebunden erscheint. Schließlich bildet es zum Teil eigene Erzkörper, zum anderen Teil auch knollige Aggregate und ist vor allem als fugen- und kluftzementierendes Sekundärkristallinat typisch. Die mechanische Beschädigung des translaterbaren Minerals ist geradezu als normal zu bezeichnen und wird in Teilbereichen von Rekristallisationserscheinungen verwischt.

Über die Abstimmung dieser Gefügemerkmale mit der in Tabelle 34 von ZHENG Minghua vorgelegten mineralogenetischen Einteilung berichten wir in Teil 7.8.

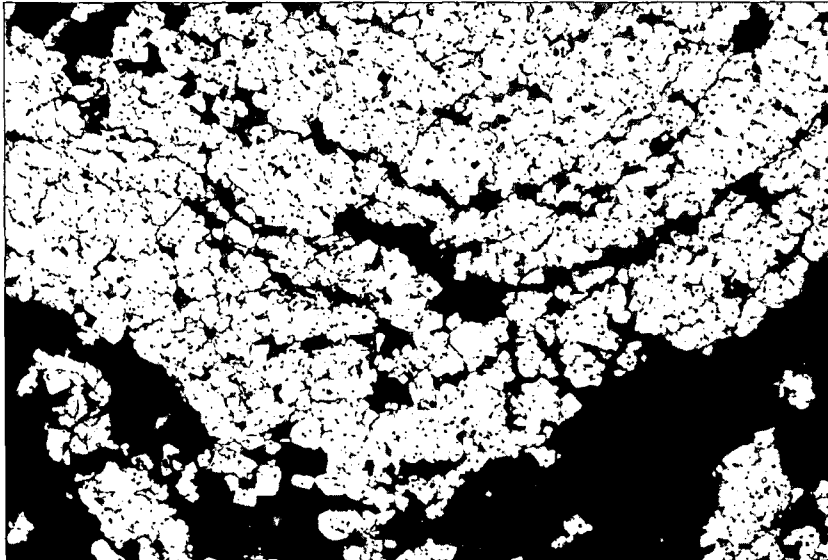


Abb. 169.
Syndeformative Umkristallisation von Pyrit (grauweiß) und Quarz (grauschwarz).
Ausschnitt aus Pyrit-Quarz-Biegefalte.
Polierter Anschliff, 1 Nicol.
Ausschnitt 1,8 x 1,2 mm.

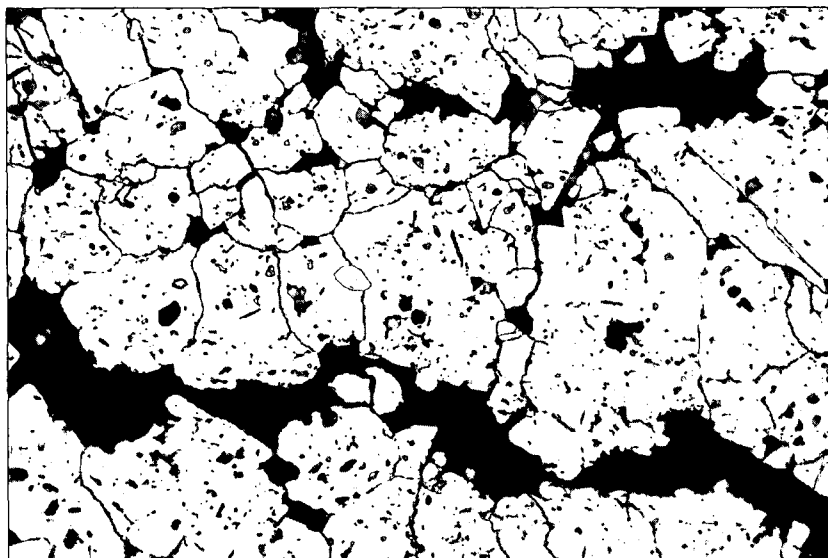


Abb. 170.
Ausschnitt von Abb. 163.
Weitgehend geschlossenes xenomorphkörniges Pyritgefüge (grauweiß) mit reichlich Einschlüssen von Quarz (grauschwarz), Sericit und spärlich Zinkblende (grau, besonders im Mittelteil).
Polierter Anschliff, 1 Nicol.
Ausschnitt 0,3 x 0,2 mm.

7.4.5. Praktische Erkenntnisse für den Bergbau

Ein Blick auf die Grundriß- und Profildarstellung der 10 km weit ausgedehnten metallogenetischen Zone und speziell des Lagerstättenbereiches von Laerma-Qionqmo sowie die schon bisher von chinesischer Seite gelungenen Erfolge mit dem Nachweis stoffparalleler Goldanreicherungen im kambrischen Quarzit und Schiefer, sollte keinen Zweifel offenlassen, daß es sich hier um schichtgebundene, teils stratiform gelagerte, teils in Lagergängen und damit zusammenhängenden netzförmigen Kluftzonen enthaltene Erze handelt. Die bisherigen Aufschlüsse über Tage und schon vorgetriebene Stollen bezeugen, daß der von den Bergbaubetriebsleitungen eingeschlagene Weg für den Hoffnungsbau richtig ist. Vermutlich wird es schwierig sein, im Quarzit- bzw. grafitischen Sericitschieferpaket visuell auffallende Leitschichten zu finden, es sei denn, man richtet die makroskopisch auffallenden schichtigen Pyritansammlungen aus. Schwierigkeiten, die Au-Konzentrationen zu verfolgen, wird es aber immer dann geben, wenn Schieferungsparallele, quasiparallele und „Längsklüfte“ (*h0l*) das Schichtpaket verstellen und wenn „Quer- und Diagonalklüfte“ die Schichten samt dem Erzkörper verwerfen. In diesen Fällen wird eine Vorhersage der Zerschierungstendenz der einzelnen Kluftgruppen nur durch Schicht- und Kluftflächenstatistik und durch das Verständnis des tektonischen Formungsablaufes im großen und im Detailbereich möglich sein. Jedes andere „Probieren“ wird zeitraubend, arbeits- und kostenintensiv sein oder überhaupt versagen.

7.5. Au-Vorkommen Yaxiang

Dieses Vorkommen liegt 10 km ESE-lich von der Lagerstätte Laerma entfernt im analogen, aber offenbar überkippten, inversen S-Faltenflügel der großen Beiyigou-Antiklinale auf rund 3.400 m Höhe (Abb. 171, 172). Das goldhöfliche Gestein besteht aus kambrischem, grauschwarzem grafitischem Quarzit, der hier mit einer sehr monotonen, wenig gegliederten Abfolge entwickelt ist.

Der mit bizarren Felsen einige hundert Meter über die Almwiesen emporragende Gebirgsrahmen zeigt eine ausgeprägte, steil orientierte Bankung, die auf Grund selektiver Anwitterung zu steilen Felsrippen und dement-

sprechend auch in der Bodenmorphologie zur Geltung kommen (Abb. 133, 171). Es handelt sich in diesen Fällen um sichere Schichtflächen.

Das derzeit nicht in Betrieb gehaltene Schurfgebiet mit einigen kurzen Stollen liegt in zwei, in SE-NW-Richtung hintereinanderliegenden Felsköpfen, welche durch einige starke Kluftscharen gegliedert erscheinen. Man könnte diese Inhomogenitätsflächen für die Schichtung halten, was auf Grund der Stollenrichtungen und angeblicher Mißerfolge bei der Erzsuche vermutlich auch von den Bergleuten getan wurde.

Die genaue Kenntnisnahme des fast schwarzen und auf Meterzehner fast isotrop aussehenden Gesteins, bringt aber doch entscheidende Aussagen über den tatsächlichen Schichtverlauf. Meist undeutliche und nur in Teilbereichen exakte Lamination des Gesteins durch geringen Komponentenwechsel von Quarz, Grafit, Sericit (Abb. 173) geben die Erkenntnis, daß die Schichtung im betrachteten Areal des einstigen Schurfbergbaues morphologisch in den Felsen überhaupt nicht zur Auswirkung kommt.

Die Schichtflächenlage für diesen Teilbereich ist im Diagramm der Abb. 174 zur Übersicht gebracht. Die ziemlich konstant steil und mittelsteil nach NW fallenden Feinschichten ergeben in der Lagenkugelstatistik eine schwache β -Häufung bei $222^\circ 14'$ SW. Das sind s-Lagen, wie sie auch in den Schurfgräben von Laerma registriert wurden (Abb. 148). Es sollte sich aber hier um den isoklinal überkippten Südflügel handeln. Diese Schichtenlage entspricht zwar nicht ganz der durch das W-Abtauchen der Großfaltenachse zu erwartenden Streichrichtung, aber es könnten Verwerferscharen eines NE-SW-Systems (Abb. 150) das stoffliche Streichen als Integral von Teilbewegungen in der Richtung modifizieren. Die Felspartie am östlichen Gehänge zeigt $s = 59^\circ 70' - 90^\circ$ N orientiert. Einige registrierte Kluftscharen liegen ungefähr schicht- (= schieferungs-)parallel, andere in fast *hk0*-Lage zum Schichtverband; aber eine genetische Aussage erscheint mit diesen wenigen Daten nicht sinnvoll.

Ein nur lokaler Aufschluß von gefaltetem Juragestein etwas südlich und unterhalb des Bergbaugebietes bringt eine 30° W-fallende β -Achse konstruktiv zur Geltung, was zumindest der allgemeinen Tendenz des W-fallenden Großsattels entsprechen würde.

Das sehr dunkle Quarzitgestein weist starke Grafit-Pigmentierung auf. Bankweise kommen aber auch regelrechte schichtige Anreicherungen zur Geltung, die ebenso wie schwache Sericit-häute auf s als mechanische Inhomogenitäten das laminare Zergleiten des sehr harten Gesteins ermöglichen und fördern. Im übrigen sind die gefalteten und brekziösen Gefüge wie im Raume Laerma-Qionqmo zu bewerten.

Unter dem Mikroskop erscheinen die sehr feinkörnigen ($< 1 \mu\text{m}$, selten bis $4 \mu\text{m}$ groß) grafitischen Pigmente kräftig pleochroitisch und anisotrop. Reflexionsmessungen bei 546 nm und Ölimmersion an den größeren Partikeln



Abb. 171.
Die morphologisch oft hervortretenden kambrischen Kiesel-schiefer-Felsen in der 4.000 m-Hochregion beim Goldvorkommen Yaxiang.

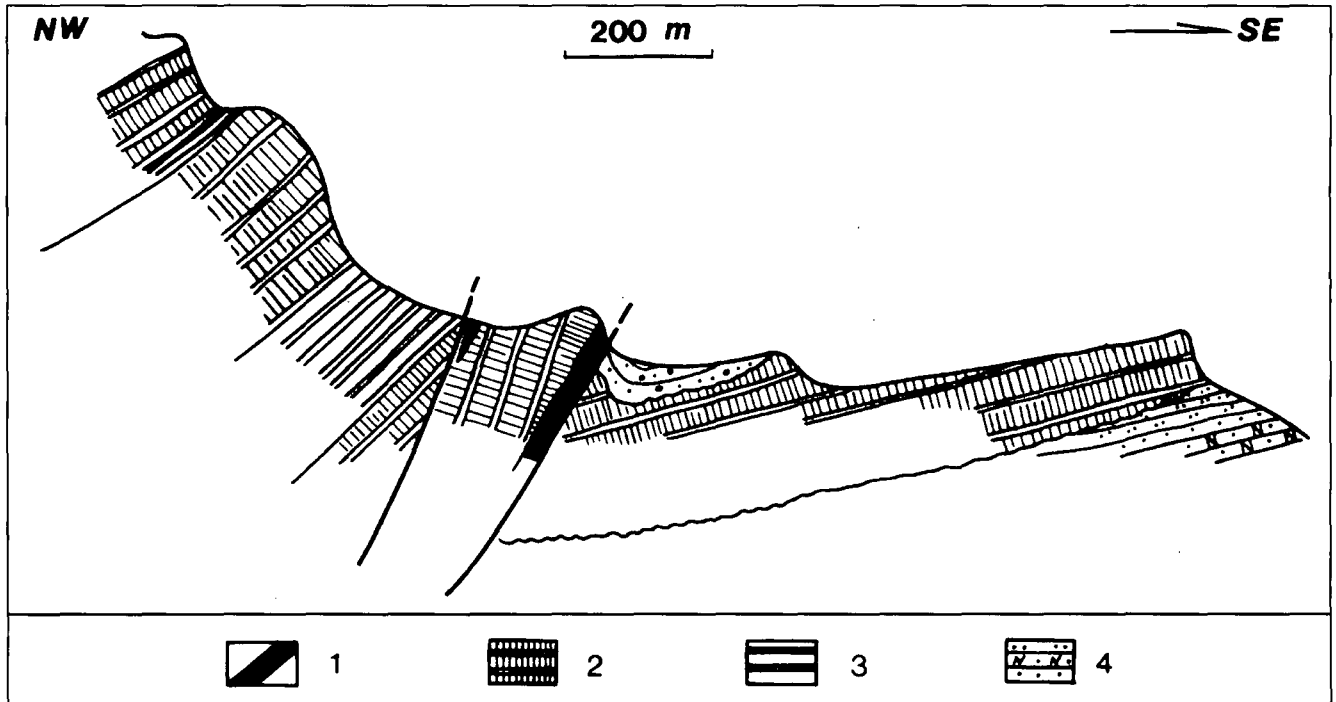


Abb. 172.
Geologisches Profil durch die kambrische Kieselschiefer-Abfolge von Yaxiang mit der Position des Goldvorkommens (nach YANG Henshu, 1991).
1 = Au-Erzkörper; 2 = kambrisches Kieselgestein; 3 = kambrischer Schiefer; 4 = sinische Meta-Arkose.



Abb. 173.
Der schwach metamorph überprägte grafitisch-sericitische Kieselschiefer von Yaxiang mit verformten, relikten Feinschichten.
Großanschliff.
Maßstab: mm-Papier.

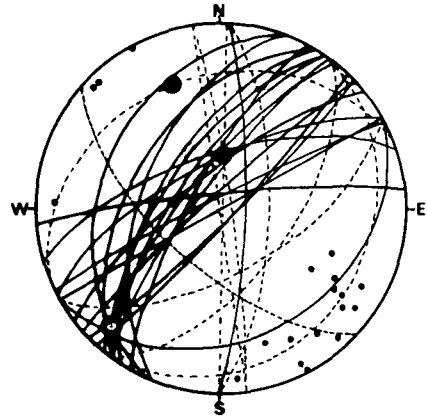


Abb. 174.
16 s-Flächen (Großkreise und Lotpunkte) mit β -Häufung (Kreis) und Scherflächenscharen (strichlierte Großkreise) mit Harnischströmung (große Punkte) aus dem Bereich des Schurfbergbaues Yaxiang.

erbrachten für $R_{\max}$ Werte zwischen 10,42 % und 11,36 % ($R_{\max}$ -Mittelwert = 11,02 %). $R_{\min}$ schwankt zwischen 0,48 % und 0,52 % ($R_{\min}$ -Mittelwert = 0,50 %). Die Höhe der Reflexion von $R_{\max}$ und $R_{\min}$ stimmt mit jener für Grafit überein (TEICHMÜLLER et al., 1979). Weitere Angaben über das Vorkommen Yaxiang vermögen wir mangels an Erz nicht zu geben, sehen aber in der Entwicklung einer bereits hier nachgewiesenen schwachen Au-Anreicherung gleiche Ursachen wie in Laerma.

7.6. Andere kambrische Au-Vorkommen

Wie aus der schematischen Übersichtskarte (Abb. 134) ersichtlich ist, hat man im kambrischen Gewölbeflügel noch ein weiteres Au-Vorkommen zwischen Laerma und

Yaxiang entdeckt. Es handelt sich um die Lokalität Wenquan.

7.7. Geochemische Untersuchungen des Erzes

7.7.1. Haupt- und Spurenelemente

Am Ende der Tabelle 27 sind zwei typische Beispiele für das Erz der Lagerstätte Laerma angereiht. Im einen Fall ist es ein sehr quarzreiches Erz, im anderen Fall ein Sericitquarzit-Erz.

Allgemein gesehen handelt es sich also um hoch SiO_2 -haltige Gesteine. Aber ein gewisser Sericitanteil im Erz wird sich in entsprechend höheren Al_2O_3 -Gehalten und damit korrelierbaren K_2O -Werten auswirken. Mit dem Erz, dessen häufigstes Mineral gewöhnlich Pyrit ist, steigt natürlich auch der Fe-Anteil.

Nach BOSTRÖM et al. (1979) erlaubt das $\text{Al}/(\text{Al}+\text{Fe}+\text{Mn})$ -Verhältnis (Abb. 139) mariner Sedimente eine Beurteilung, in welchem Maße eine hydrothermale Stoffzufuhr am Sedimentationsvorgang beteiligt war. Demnach liegt unser Kieselgestein als Erzträger mit einem durchschnittlichen $\text{Al}/(\text{Al}+\text{Fe}+\text{Mn})$ -Verhältnis von 0,189 sehr nahe bei Werten, die für submarin-hydrothermale Sedimente typisch sind. Auch das Dreiecksdiagramm Al-Fe-Mn (Abb. 139), der Fe-Ti- und der Si-Al-Gehalt weisen unser Erzgestein in den Bereich hydrothermaler Sedimente.

Über die Ergebnisse der Spurenelementuntersuchungen des quarzitisches Erzträgergesteins haben wir schon in Teil 7.3. informiert und bringen nur den allgemein polymetallischen Inhalt in Erinnerung, von dem natürlich in einer Goldlagerstätte der Edelmetallgehalt an Au, Ag und Pt von großem Interesse ist. Über die bisher ermittelten Au-Gehalte im geschürften Erz sind Werte von 3–7 ppm größenordnungsmäßig bekanntgeworden. Ausnahmsweise wurde auch eine 25 ppm-Anreicherung gefunden. Über die Au-Trägerminerale ist noch wenig bekannt. Einerseits ist Freigold mikroskopisch, wenn auch nur selten, mit Korngrößen von 0,001–0,083 mm beobachtet worden; es liegen Au-Einschlüsse in Pyrit, Antimonit, Seleniden wie z.B. Tiemannit, Baryt, Quarz sowie in Sericitschiefer vor. Andererseits muß aber auch an submikroskopische Einschlüsse in Wirtsmineralen gedacht werden. Nach Analyseergebnissen mit der Mikrosonde (Tabelle 32) müssen als Wirtsminerale auch Kupferkies, Magnetkies, Gersdorffit, Zinkblende, Covellin und Kupferglanz in Betracht gezogen werden.

Im Zusammenhang mit der Frage „sedimentär oder magmatisch“ könnten einige Spurenelement-Vergleiche weiterhelfen. Schon nach GOLDSCHMIDT (1954, zitiert bei SCHROLL, 1976) sollten in der Regel sedimentäre Pyrite eine Se-Armut aufweisen und ein sehr großes S/Se-Verhältnis $>100.000 : 1$, hingegen Pyrite aus magmatisch-hydrothermalen Paragenesen kleinere Verhältnisse, $<20.000 : 1$, aufweisen. Auch nach Xu Goufeng & SHAO Jielian (1980) enthält Pyrit normalerweise nur 0,5–2 ppm Se bei einem S/Se-Verhältnis zwischen 250.000 und 500.000. Pyrit aus hydrothermalen Lösungen hingegen 20–50 ppm Se und S/Se = 10.000–26.700. Der Pyrit von Laerma enthält nach Analysen in China mit 7,5–350 ppm sehr viel Se und

Tabelle 35. Korrelationsmatrix von 18 wichtigen Elementen in Gesteinen und Erzen (75 Proben) des Nordgebietes (Analytik: NAA, Chengdu College of Geology).

Element	Au	Cs	Ba	U	Th	Ag	As	Sb	W	Mo	Zr	Fe	Co	Cr	Zn	K	Na	Ni
Au(ppb)	1.000																	
Cs	0.329	1.000																
Ba	-0.038	-0.065	1.000															
U	0.206	-0.063	0.063	1.000														
Th	0.087	0.806	-0.112	-0.067	1.000													
Ag	0.393	0.094	-0.040	-0.049	0.144	1.000												
As	0.728	0.088	-0.031	0.130	0.045	0.623	1.000											
Sb	0.683	0.016	-0.007	0.126	-0.020	0.639	0.975	1.000										
W	0.203	0.066	-0.122	-0.106	-0.123	-0.108	-0.034	-0.063	1.000									
Mo	0.043	-0.093	-0.091	0.717	0.024	-0.056	-0.007	0.011	-0.071	1.000								
Zr	0.267	0.533	-0.181	-0.154	0.591	0.318	0.230	0.156	0.115	-0.012	1.000							
Fe(%)	0.426	-0.009	-0.085	-0.010	-0.037	0.653	0.615	0.609	-0.181	-0.076	0.105	1.000						
Co	0.413	-0.017	-0.138	0.057	-0.011	0.537	0.644	0.635	0.280	0.007	0.051	0.700	1.000					
Cr	0.273	0.026	-0.191	0.117	0.053	0.284	0.169	0.148	0.052	0.208	0.214	0.318	0.159	1.000				
Zn	0.214	-0.012	-0.022	0.351	0.075	0.157	0.410	0.292	-0.116	0.207	0.149	0.400	0.370	0.223	1.000			
K(%)	0.021	0.666	0.094	-0.093	0.639	0.137	-0.069	-0.121	-0.017	-0.035	0.636	-0.054	-0.104	0.030	-0.056	1.000		
Na(%)	0.650	0.044	-0.011	0.076	0.014	0.632	0.962	0.982	-0.108	-0.031	0.158	0.630	0.633	0.124	0.285	-0.085	1.000	
Ni	0.473	-0.012	-0.023	0.077	-0.003	0.674	0.788	0.818	-0.084	0.003	0.070	0.501	0.606	0.065	0.042	-0.101	0.775	1.000

zeigt das S/Se Verhältnis mit 1.200–70.000. Das spräche für hydrothermale Pyritgenese (Tab. 33). Aber SCHROLL erwähnt auch für marine Schwarzschiefer höhere Se-Gehalte, was in unserem grafitischen Kieselgestein mit als Ursache aufgezeigt werden muß. SCHROLL (1976) lehnt auch eine genetisch eindeutige Diagnose aus dem Se-Gehalt ab.

Auch berichtet SCHROLL über die Schwierigkeit der genetischen Aussage aus dem Ni/Co-Verhältnis von Pyriten. Wohl ist demnach Ni gegenüber Co in sedimentären Pyriten stärker vertreten, was auch für vulkanogen-sedimentär gebildete Pyrite gilt. Im Falle unserer Lagerstätte Laerma weist der Pyrit ein Ni/Co-Verhältnis von 3–25 auf, was dem Ni/Co-Verhältnis im kieseligen Nebengestein mit durchschnittlich 1,9 und dem „Schiefer“ mit durchschnittlich 1,8 zwar nicht gleicht, aber doch ähnelt (Tab. 33). Eine weitere genetische Aussage aber kann nicht gewagt werden.

Über die Korrelation von Elementen im Erz und Nebengestein von Laerma-Qiongmö informiert Tabelle 35, wobei die von Au mit As und Sb besonders auffällig ist.

7.7.1.1. SEE-Verteilung

In diesem Zusammenhang verweisen wir auf die in Tabelle 29 ausgewiesenen Werte und das Kapitel 7.3. Chondrit-normierte SEE-Diagramme sind in Abb. 175 dargestellt. Demnach weisen kieseliges Erz und Kieselgestein sowie „Schiefererz“ und „Schiefer“ dieselben SEE auf, was auf eine Verwandtschaft zwischen Nebengestein und Erz hinweist.

7.7.2. Isotopenuntersuchungen

7.7.2.1. S-Isotope ($\delta^{34}\text{S}$)

34 Sulfidproben und 12 Barytproben wurden auf das $^{32}\text{S}/^{34}\text{S}$ -Verhältnis hin untersucht. Hier zeigt sich ein enormer Streubereich (Abb. 176): die $\delta^{34}\text{S}$ -Werte für Nebengesteinspyrit liegen zwischen +24,6 und –21,6 ‰, für Erzpyrit von +13,3 bis –25,2 ‰, also sehr ähnlich. Zum Vergleich weist Antimonit im Erz $\delta^{34}\text{S} = +1,9$ bis –28,3 ‰, Markasit im Erz +14,2 bis –1,6 ‰ und Magnetkies im Erz –17,5 ‰ auf. Diese weit gestreuten $\delta^{34}\text{S}$ -Werte sprechen für eine biogene S-Herkunft oder weisen auf gemischte S-Herkunft aus verschiedenen Ausgangsmaterialien hin, sie schließen aber eine einheitliche magmatische S-Herkunft aus.

Beim Sulfatmineral Baryt mit $\delta^{34}\text{S} = +14,6$ bis +33,3 ‰ liegen die Werte zwar auch im Bereich biogenen Schwefels, wenngleich der Bereich auch für Sulfate hydrothermalen Ursprungs bekannt ist. Der Sulfat-Schwefel im Meerwasser des Kambriums kann mit +30 ‰ angenommen werden. Auf Grund der weit gestreuten S-Isotopenverhältnisse können allenfalls Einflüsse wie stoffliche Umlagerungen, Milieuwechsel, Temperaturschwankungen und Überlagerung mehrerer mineralogischer Prozesse vermutet werden.

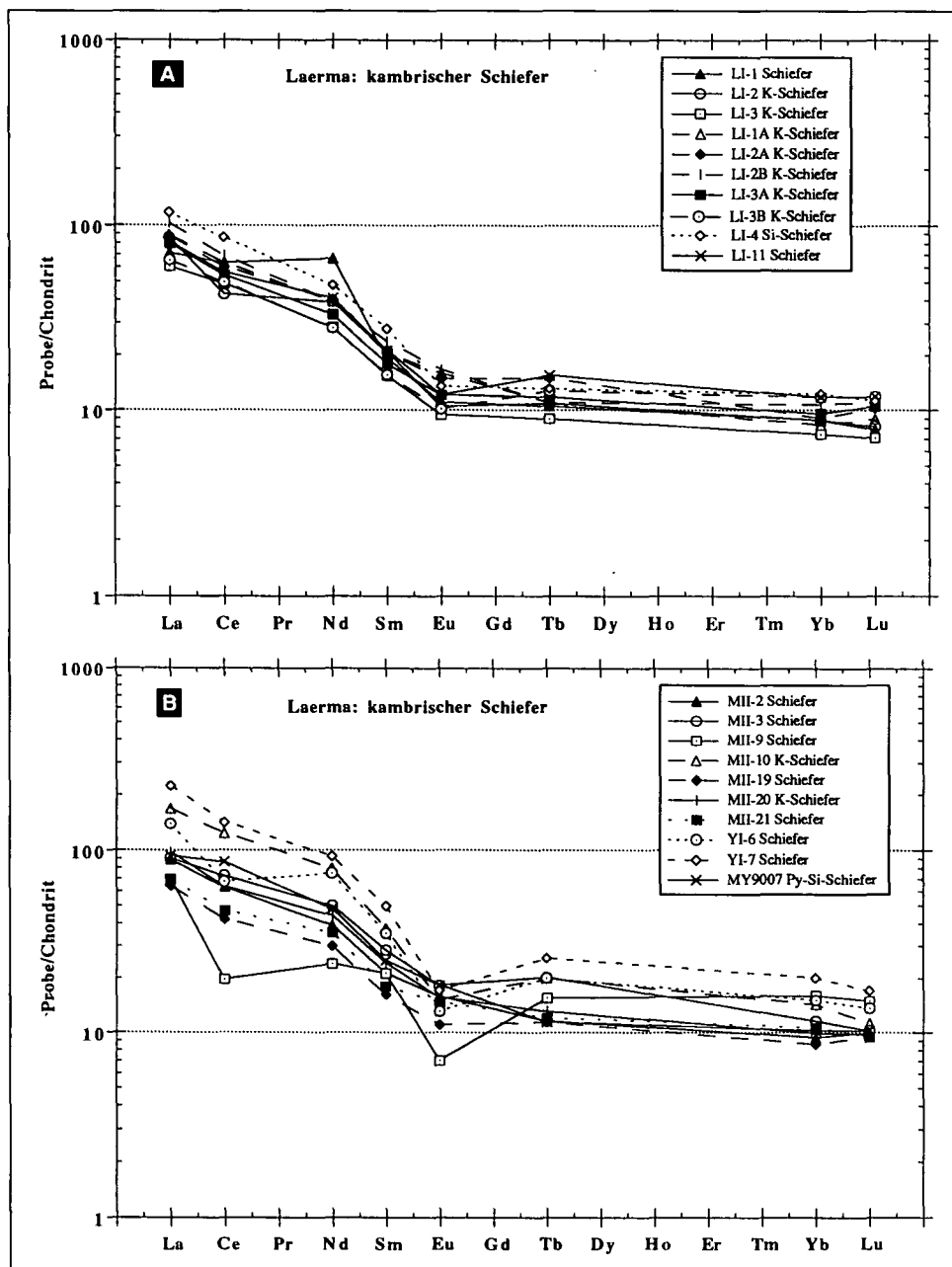


Abb. 175. Chondrit-normierte SEE-Diagramme (A–K) von Gesteinen, Erz und Mineralen des „Nordgebietes“.

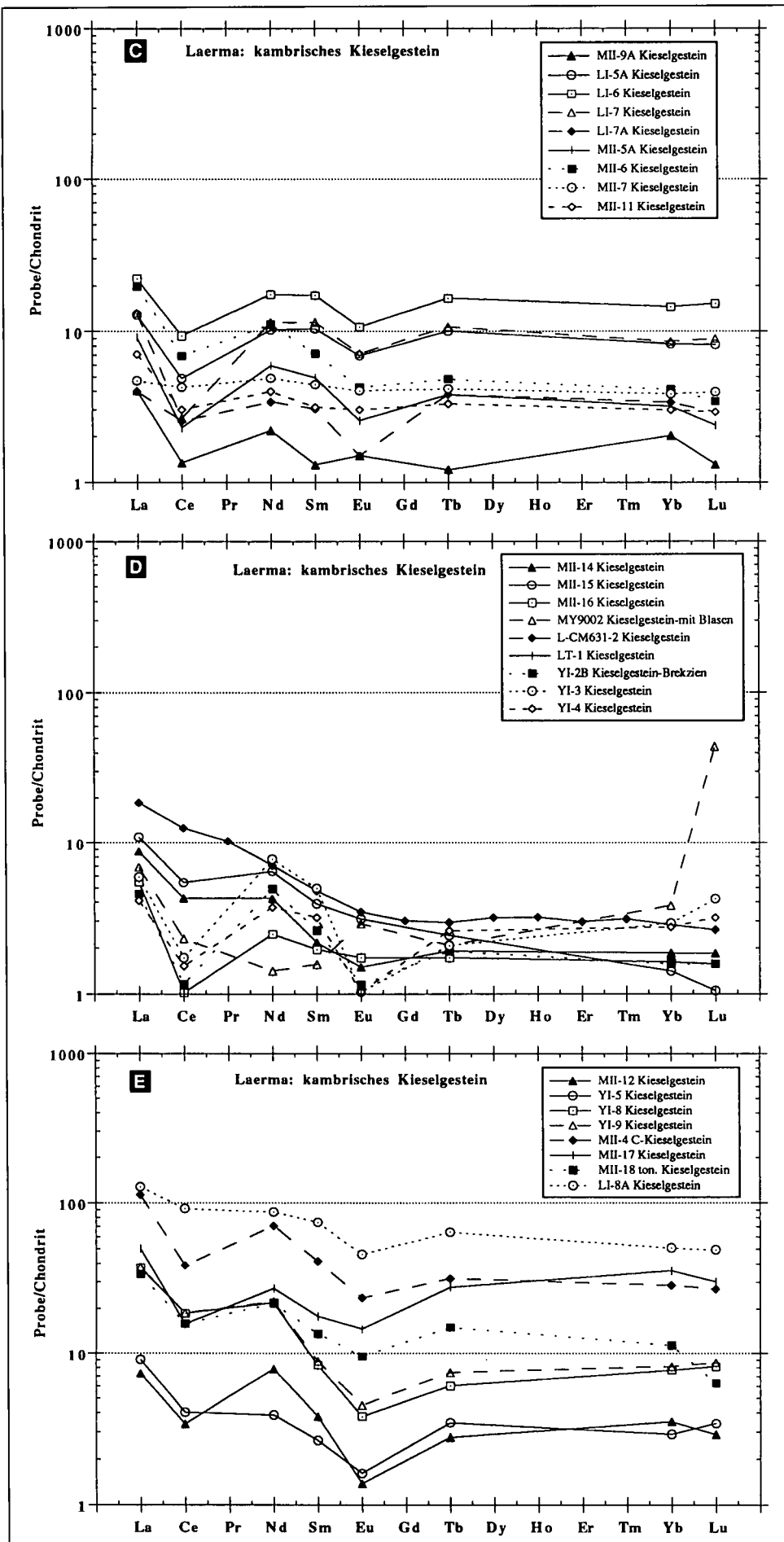
Abb. 175.
Fortsetzung.

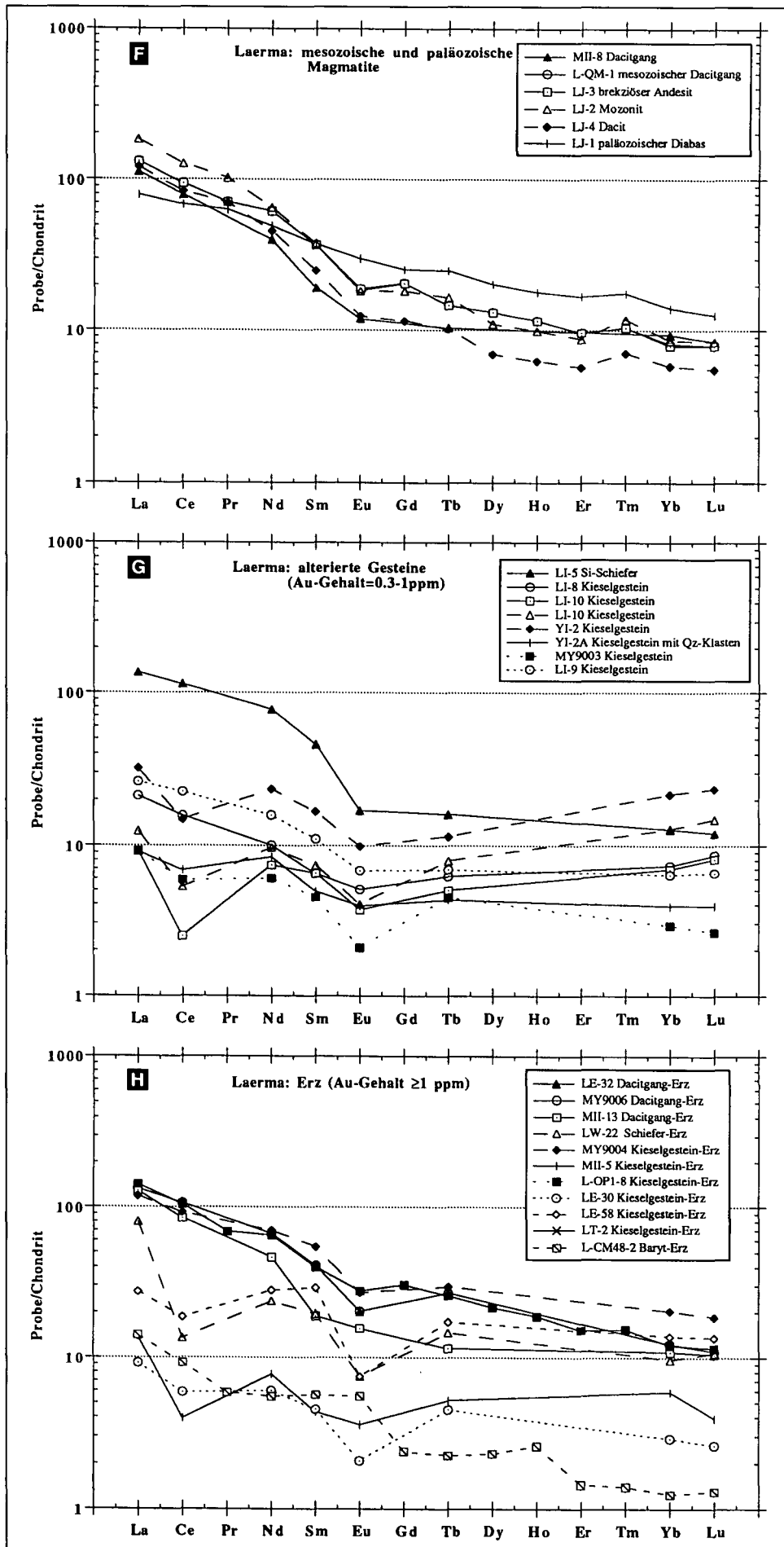
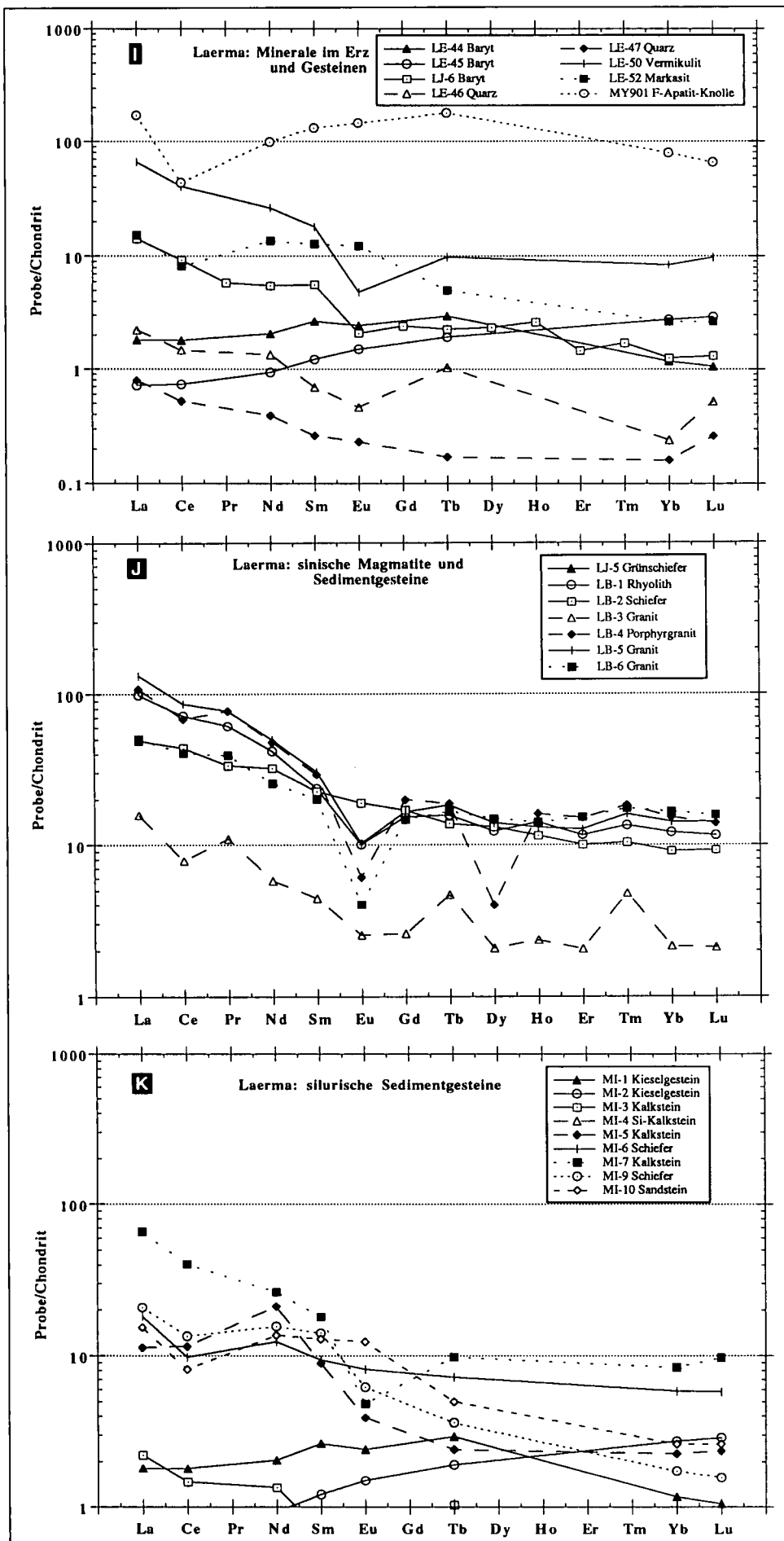
Abb. 175.
Fortsetzung.

Abb. 175.
Fortsetzung.

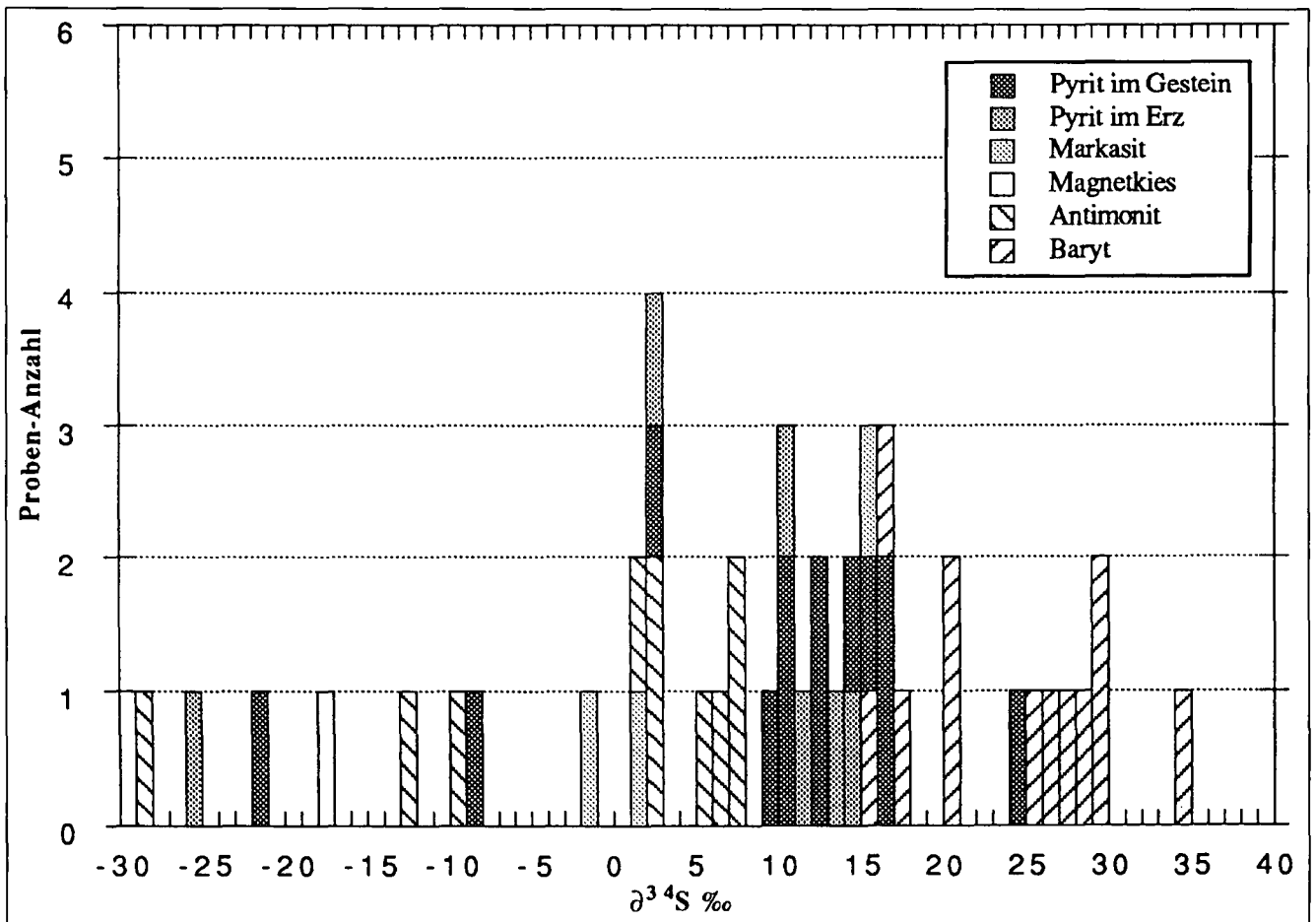


Abb. 176.
Histogramm der $\delta^{34}\text{S}$ -Werte verschiedener Sulfide im kambrischen Nebengestein und Erz der Lagerstätte Laerma.

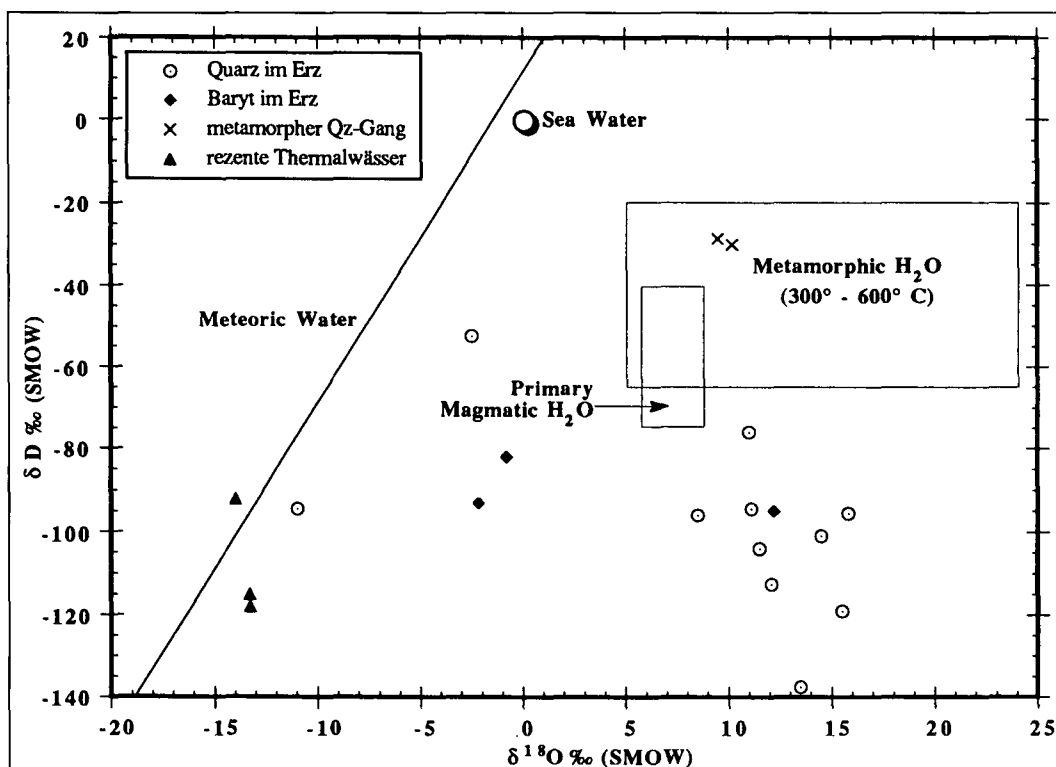


Abb. 177.
Das $\delta^{18}\text{O}$ - δD -Diagramm zeigt die O-H-Isotopenzusammensetzung von Flüssigkeitseinschlüssen in Mineralen der Lagerstätte Laerma und ihre Beziehung zu genetisch verschiedenen Wässern.

7.7.2.2. O-, H-Isotope ($\delta^{18}\text{O}$, δD)

In Quarz und Baryt enthaltene Flüssigkeitseinschlüsse wurden auf ihre O- und H-Isotopenverhältnisse hin untersucht. Während die $\delta^{18}\text{O}$ -Werte für sich allein betrachtet nach herkömmlichen Tabellen (z.B. RÖSSLER & LANGE, 1976; und SUGISAKI & JENSEN, 1971, zitiert von SCHROLL, 1976) durchaus im Streubereich hydrothermaler Quarze und Calcite untergebracht werden können, erlaubt die $\delta^{18}\text{O}/\text{D}\text{-}\%$ -Darstellung doch bessere Vorstellungen über die Einstufung unserer Einschlüssflüssigkeiten.

Demnach könnten metamorphe Quarze aus Lagergängen dem Bereich metamorpher Wässer zugeordnet werden. Die für Einschlüsse in Quarz und Baryt im Erz stark gestreuten Positionen im Diagramm (Abb. 177) aber sind weder damit noch mit den für typische primär magmatische Wässer bekannten Werten (SHEPPARD et al., 1971, zitiert von SCHROLL, 1976) vergleichbar. Unsere in Folge kommenden „hydrothermalen“ Lösungen fallen demnach in einen Bereich, der eine Mischung mit meteorischen Wässern anzeigt. Die Tatsachen der Aufnahme meteorischer Wässer in Magmen und Hydrothermalsystemen und der Isotopenaustausch mit Grundwässern atmosphärischer Herkunft sind zwar bekannt, aber ebenso die sich daraus ergebenden Schwierigkeiten der Beurteilung des Wasserhaushaltes der oft gemischten Systeme (SCHROLL, 1976).

7.7.2.3. Pb-Isotope

Wegen des relativ hohen U-Gehaltes im Nebengestein und Erz sind alle gemessenen Proben reich an ^{206}Pb und

liefern daher keine entsprechenden Modellalter. Wie schon im Falle Dongbeizhai (Kap. 6.10.2.3.) diskutiert, ist in diesem Fall die Pb-Pb-Isochron-Methode anzuwenden. Acht Proben, und zwar kambrischer Quarzit, „Schiefer“ und Minerale aus dem Erz sowie synsedimentäre Pyrit-Framboide ergeben ein gut korrelierbares ^{206}Pb - ^{207}Pb -Isochron ($R = 0,954$), was auf ein Alter von 530 Mio J. hinweist (Tab. 22). Dieses Ergebnis ist mit dem Rb-Sr-Alter des Nebengesteins mit 535 Mio J. überraschend gut vergleichbar. Das deutet darauf hin, daß das Nebengesteins-Pb und Erz-Pb ab dem Kambrium eine gemeinsame Entwicklung durchgemacht haben. Das ermittelte Alter stimmt mit der Alterseinstufung in das Kambrium gut überein (Abb. 178).

7.7.3. Flüssigkeitseinschlüsse

In Quarz und Baryt sind oft Flüssigkeitseinschlüsse verschiedener Formen, vier- und sechseckig, elliptisch und unregelmäßig, in verschiedenen Größen zwischen >1 mm und <60 mm, meistens 1–20 mm klein, gefunden worden. Es handelt sich überwiegend um Lösung-Dampf- ($R < 50$, meist < 20) sowie Dampf-Lösung- ($R > 50$) und Dampf- ($R > 80$) Einschlüsse, sehr untergeordnet auch Einschlüsse ohne Blasen und Einschlüsse mit flüssigen organischen Substanzen bzw. mit Tochtermineral-Kristallen.

Die Dekrepitationstemperaturen von Quarz, Markasit, Baryt sowie Antimonit aus verschiedenen Kristallisationsstadien liegen bei insgesamt 17 Proben vorwiegend zwi-

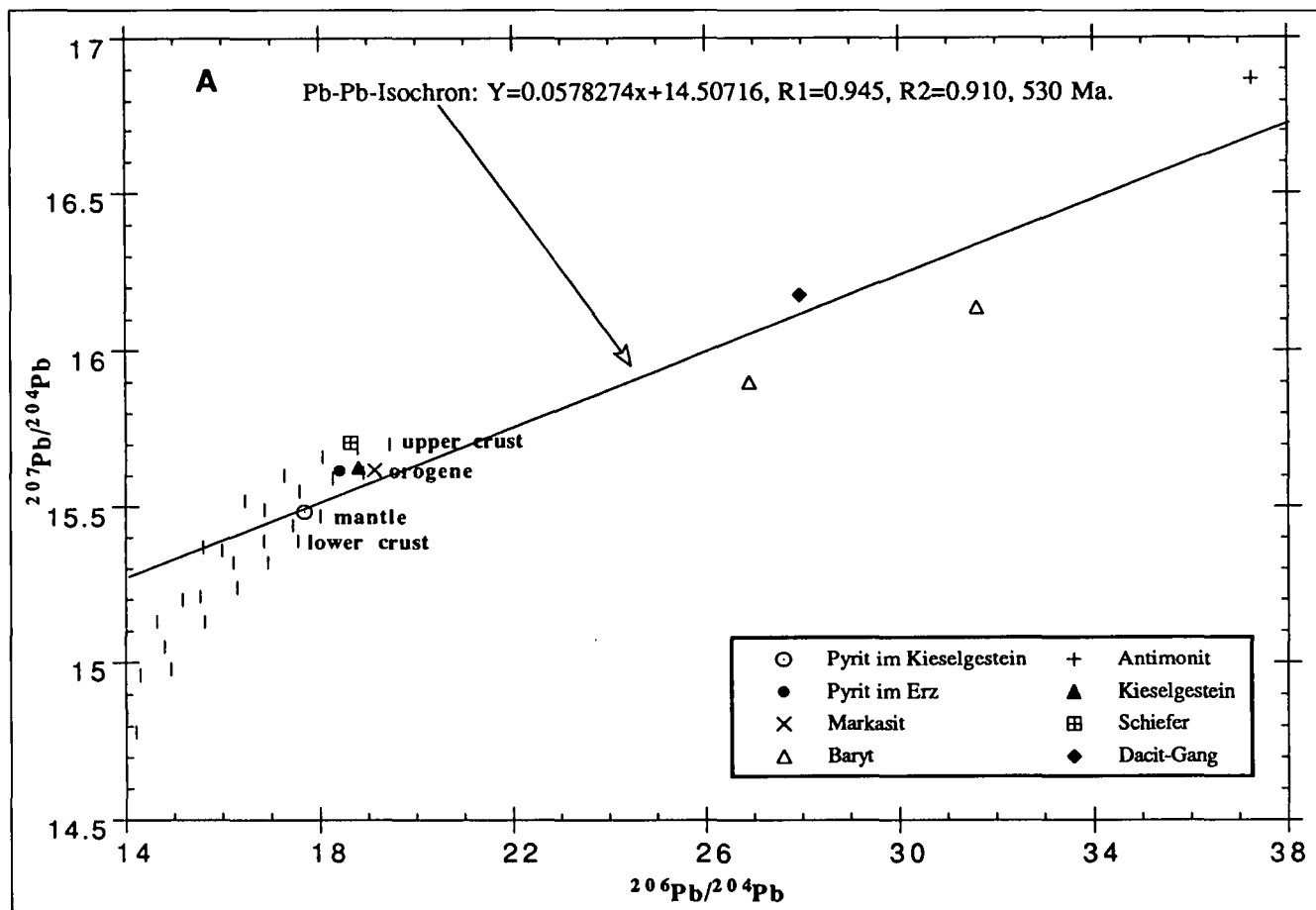


Abb. 178.

Pb-Isotopendaten von Sulfiden der Lagerstätte Laerma im $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ – $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ -Diagramm.

Zum Vergleich sind die Pb-Isotopendaten von Mantel- und Krustenblei nach ZARTMAN & DOE (1981) eingetragen. Wachstumskurven nach dem Pb-Tektonik-Modell DOE & ZARTMAN (1979), ZARTMAN & DOE (1980, 1981).

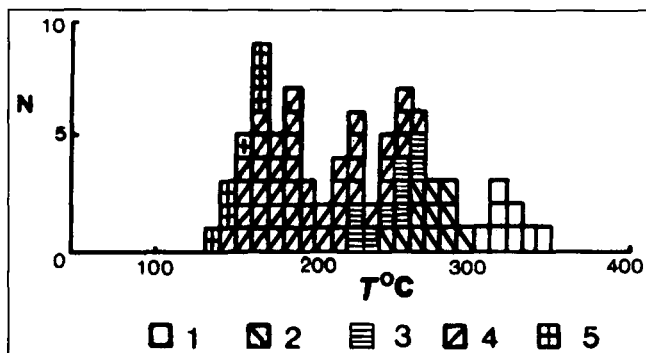


Abb. 179.

Histogramm der Homogenisierungstemperatur von Flüssigkeitseinschlüssen in Quarz und Baryt im Gestein und Erz von Laerma. 1 = metamorpher Quarz-„Gang“; 2,3,4,5 = Quarz und Baryt aus dem sogenannten 1., 2., 3., 4. „erzbildenden Stadium“ nach ZHENG MINGHUA.

schen 210° und 345°C. Die Homogenisierungstemperaturen von Quarz liegen zwischen 138° und 340°C, die von Baryt zwischen 142° und 254°C (Abb. 179). Metamorpher Quarz aus Lagergängen weist einen hohen Homogenisierungsbereich mit 308°–340°C auf, ebenfalls einen hohen Dekreпитationstemperatur-Bereich mit 335°–345°C. Minerale aus Erzkörpern hydatogener Bildungsstadien zeigen eine Dekreпитations- und Homogenisierungstemperatur <295°C, meist 150°–260°C.

Die Erstarrungstemperaturen der Lösung-Dampf-Einschlüsse wurden in 37 Einschlüssen von 14 Proben gemessen und daraus die Salinität der Flüssigkeiten ermittelt (Tab. 23, 24). Die Salinität der „erzbildenden Lösung“ dürfte demnach überwiegend um 6,0–8,5 % (NaCl) liegen und erweist sich in verschiedenen Mineralbildungsstadien als ungefähr gleich; erst ein jüngstes Stadium scheint niedrigere Salinität aufzuweisen. Interessanterweise zeigen die Flüssigkeitseinschlüsse im Nebengesteins-Quarzit mit 6,5 % (Tab. 24, Abb. 180) ähnliche, niedrigere Salinität.

Analog den Analysen von Flüssigkeitseinschlüssen in Mineralen der Lagerstätte Dongbeizhai in Triasgesteinen wurden auch für Quarz und Baryt von Laerma Untersuchungen durchgeführt. Wasser ist selbstverständlich die flüssige Hauptkomponente, daneben sind CO₂, CH₄ und H₂ festgestellt worden. Als Hauptanionen der in der Flüssigkeit gelösten Komponenten ist SO₄²⁻ vorhanden, und zwar xF⁻ > xCl⁻. Ca²⁺ ist das Hauptkation der Lösung, gefolgt von Na⁺. Die mineralbildende Lösung im Erz scheint ein SO₄²⁻-Ca²⁺-Typ gewesen zu sein. Demnach dürfte die Lösung chemisch nicht stark reduzierend gewesen sein.

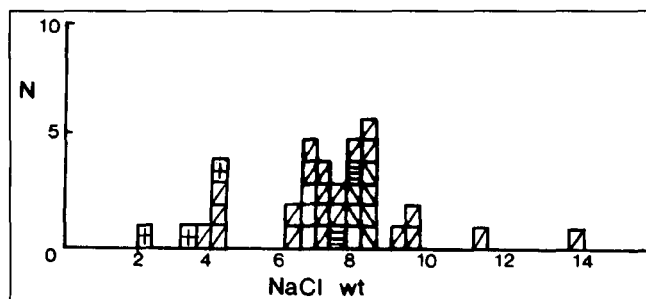


Abb. 180.

Histogramm der Salinitätsmessungen von Flüssigkeitseinschlüssen in Quarz und Baryt im Gestein und Erz von Laerma. 1 = metamorpher Quarz-„Gang“; 2,3,4,5 = Quarz und Baryt aus dem sogenannten 1., 2., 3., 4. „erzbildenden Stadium“ nach ZHENG Minghua.

7.8. Diskussion der Genese von Goldlagerstätten in kambrischen Gesteinen

Die beschriebenen lithostratigraphischen, petrographischen, die tektonischen, lagerstättenkundlichen und erzmineralogischen Daten über den Feinlagenbau der lagerförmigen Erzanreicherungen und ihre faltenden, zerschierenden und brekzierenden Verformungen und die vielen geochemischen Daten reichen nicht aus, um eine einhellige Aussage über die Genese der Lagerstätten in kambrischen Quarziten bekanntgeben zu können. Wir bedauern mitteilen zu müssen, daß auch hier, zwar nicht über die Gesteinsgenese, jedoch über die Erz- und Goldanreicherung differierende Auffassungen bestehen. Wir wollen daher wie im Kapitel 6.11. vorgehen und unsere geteilten Meinungen mitteilen.

Die Erklärung der chinesischen Arbeitsgruppe beruht auf den jahrelangen Erfahrungen von ZHENG Minghua über diesen Lagerstättentyp, die allgemein mit den schon für die Trias abgegebenen Argumenten übereinstimmt. Demnach wird mit mehreren erzbildenden Perioden gerechnet, wie dies in Tab. 34 sowie den Abbildungen 181 und 182 nach ZENG Minghua vertreten wird. Hierbei wird dem tektonischen Geschehen jeweils eine bedeutende Rolle zugewiesen.

Phase I

Dennoch kommt einer Phase I = „kambrische submarine Exhalationsperiode“ eine ursächliche und demnach auch grundlegende Bedeutung zu. Nachdem schon die gewaltige Anreicherung von kieseligen Gesteinen in Form mikrokristalliner Quarzite und Schiefer auf eine zeitlich langanhaltende exhalative SiO₂-Zufuhr zurückgeführt wird, nimmt man auch eine Voranreicherung von Metallen einschließlich Gold in Form diffuser Mineralverteilung im Quarzit an. Über eine ausgeprägt schichtige Voranreicherung ist demnach allerdings nichts ausgesagt.

Phase II

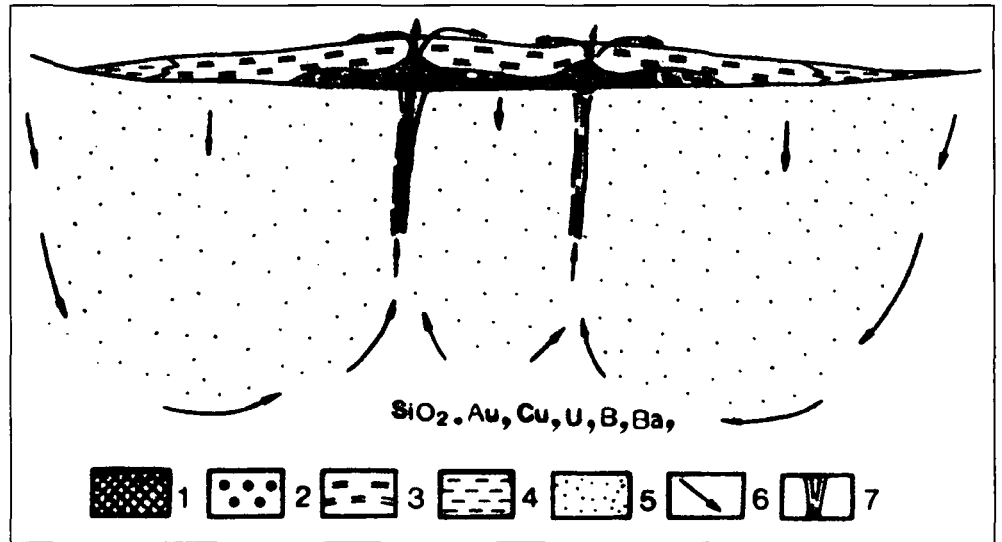
Im Zusammenhang mit der obertriassisch-unterjurassischen Orogenese und Regionalmetamorphose werden isochemische Sammelkristallisationen und eine SiO₂-Lateralsekretion mit Verrieselung von Rupturen, Spalten und Klüften angenommen, jedoch ohne nennenswerte Goldanreicherung.

Phase III

Der eigentliche, lagerstättenbildende Vererzungsvorgang wird zeitlich mit dem ca. 130–109 Mio. J. datierten unterkretazischen Dazit-Andesit-Magmatismus in genetischen Zusammenhang gebracht, der gang- und stockförmige Intrusionskörper bildete. Es wird angenommen, daß durch die magmatische Tätigkeit eine thermische Mobilisation von im Gestein enthaltenen und oberflächlich eingedrungenen meteorischen Wässern in Gang kam und durch diese tiefgreifenden Lösungszirkulationen (vgl. Abb. 182) eine Aufnahme von Metallen u.a. Elementen bewirkte und so erzbildende Lösungen entstanden. Diese Erzlösungen haben wegsamkeitsbedingt entlang von Störungssystemen, Brekzienzonen, Mylonitonen, vor allem aber schichtgebunden in Lagergängen Erze zur Kristallisation gebracht. Nach ZHENG werden vier Vererzungsstadien unterschieden (Tab. 34): ein Pyrit-Quarz-Stadium;

Abb. 181.

Schematische Darstellung des genetischen Modells nach ZHENG Minghua mit der Phase submariner Exhalationen mit Entstehung des erzführenden Kieselgesteins. 1 = massiges und brekziöses Kieselgestein; 2 = kugelförmig-blasenförmiges Kieselgestein; 3 = laminiertes, gebändertes Kieselgestein; 4 = Schiefer; 5 = präkambrische Basis; 6 = Zirkulation des eingedrungenen Meerwassers; 7 = Kluftsystem.



ein Pyrit – Markasit-Stadium; ein Antimonit – Quarz-Stadium sowie ein Baryt – Dickit-Stadium.

Phase IV

Schließlich wird der nicht sehr tief greifende Verwitterungsprozeß (bis höchstens 50 m Tiefe) in der Oxidationszone der Lagerstätte, der zu verschiedenen Mineralumwandlungen geführt hat, als letzte auf die Lagerstätte einwirkende Periode genannt.



Dieses von chinesischer Seite vertretene Modell der Lagerstättenbildung betont besonders die Wegsamkeit von Fugennetzen im kleinen und Störungssystemen im großen, wozu vor allem auch stoffparallele, quasi-schichtparallele Kluftscharen zählen. Die Erklärung geht auch von minerogenetischen Feststellungen im kleinen aus, denen zufolge Altersunterschiede einiger Paragenesen gesehen werden. Dem Modell liegt prinzipiell eine tiefgreifende thermische Mobilisation im mächtigen, metallvorangereicherten quarzitischem Schichtkomplex zugrunde, durch welche eine Stoffzirkulation und in der Folge eine Metallzufuhr in bevorzugte, nämlich durch Klüf-

te beschädigte Gesteinsareale in Gang gesetzt wurde. Als auslösender Effekt mit Wärmeenergie hierzu aber wird der in der unteren Kreidezeit wirksame Magmatismus vermutet, und dessen stellenweise erzführende Dacitgänge als Beweis herangezogen. Es sei abschließend betont, daß die Vererzung, die heute in Form der Lagerstättenkörper unsere Aufmerksamkeit erregt, nach diesem genetischen Modell trotz der Schichtgebundenheit somit als epigeneitisch zu bezeichnen ist, und erst in der unteren Kreidezeit gebildet wurde.

Darin unterscheiden sich aber grundsätzlich unsere Auffassungen untereinander und wir schließen nun die genetischen Vorstellungen der österreichischen Autoren an.

Die österreichischen Mitarbeiter bezeichnen diesen Lagerstättentyp als Musterbeispiel für eine zeit- und schichtgebundene stratiforme Erzanreicherung, die durch Fakten vom Großbereich der Landschaft bis in den Mikrobereich zu bestätigen ist. Die Merkmale gemeinsamer Anlagerung bzw. Anreicherung von Erzmineralen und Nebengestein in zeitlich mehreren Ab-

schnitten, die syn- und postdiagenetische Weiterentwicklung von Erzkörpern und Nebengestein, die gemeinsamen Verformungen durch Großfalten und Fältelung, durch Zergleiten nach Schieferungsflächen parallel und schräg zur Schichtung, die Zerknirschungen im kleinen und

Abb. 182.

Schematische Darstellung der eigentlichen Lagerstättenbildung (nach dem Modell von ZHENG Minghua) durch thermisch mobilisierte, zirkulierende meteorische Wässer.

1 = Kieselgestein; 2 = Schiefer; 3 = mesozoischer Dacit-Gang; 4 = Kluftzone; 5 = Zirkulation meteorischer Wässer; 6 = erzbildende, aufsteigende Lösung; 7 = Grundwasserspiegel; 8 = Isotherme; 9 = Au-Erzkörper.

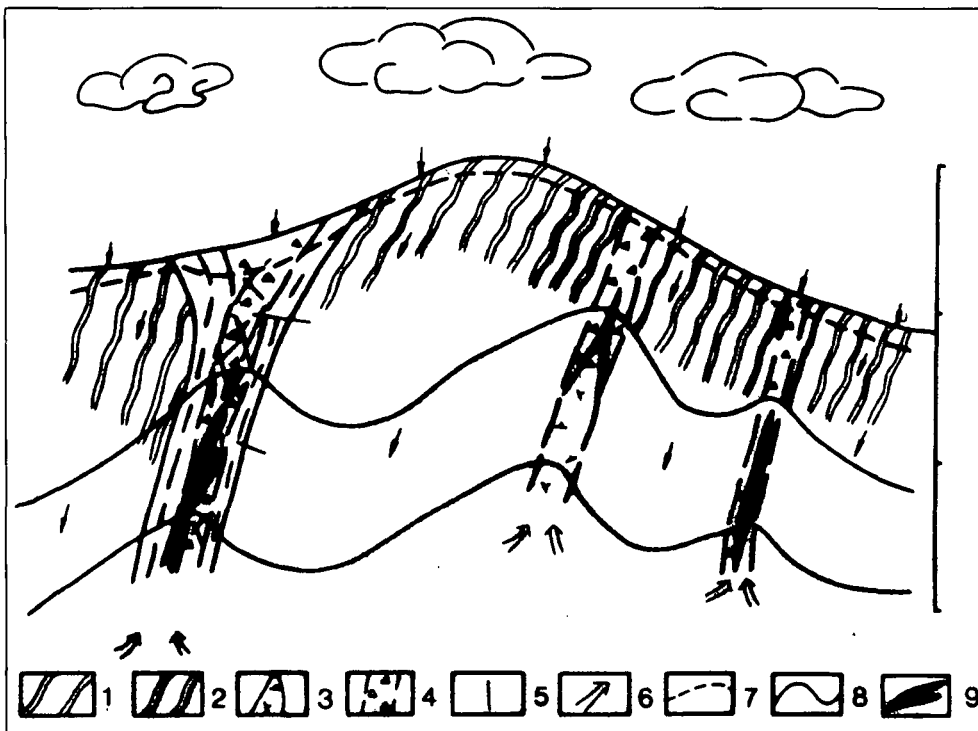
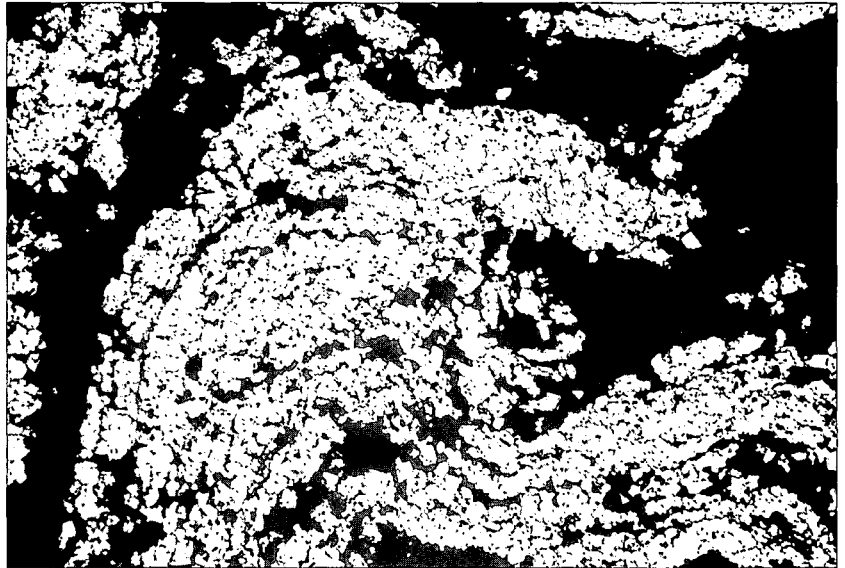


Abb. 183.

Syngenetisch sedimentäre Pyritanreicherung und Entstehung von stratiformen Erzkörpern, die durch Orogenese gefaltet, verschiefert und durch metamorphe Umkristallisation sowie lokale Mobilisation im Gefüge beeinflusst wurden (Auffassung der österreichischen Mitarbeiter).
Polierter Anschliff, 1 Nicol.
Ausschnitt 0,9 x 0,6 mm.



im großen mit nachfolgend jüngerer Mineralisation durch Mobilisation des schichtigen Altstoffbestandes, das alles führt zu der Interpretation einer gemeinsamen Entwicklung des kambrischen Quarzitgesteins mit seinen schichtig zwischengelagerten Erzkörpern (Abb. 183). Die lagerstättenbildende Erzanreicherung ist nach dieser Auffassung durch mehrere zeitlich getrennte extrusive Lösungszufuhren in das marine Milieu erfolgt und hatte die Ausfällung aus dieser Metallsole und großenteils externe bzw. im frühdiagenetischen Zustand auch bodennahe interne Anlagerung von Erzmineralen und Quarz zur Folge. Die heutige Position, Ausdehnung und der mineralogische und ge-

fügemäßige Zustand der Erzkörper sind in ausgezeichneter Weise mit einer hydrothermal-sedimentären Entstehung im Kambrium und mehreren Umwandlungsphasen durch Orogenesen und Metamorphosen erklärbar. In Anlehnung an diese Aussagen sind auch die geochemischen Ergebnisse interpretierbar.

8. Schlußbetrachtung

Nachdem zu unserem Bedauern die außerordentlich vielseitigen und zahlreichen Forschungsbefunde nicht auf eine gemeinsam akzeptable Auffassung über die Entstehung der Lagerstätten hinlenkbar sind, wollen wir noch eine Zusammenschau unserer Ergebnisse mit der Erörterung von Übereinstimmungen und Differenzen versuchen.

Es ist bemerkenswert, daß sich gerade mit dem Au-Vorkommen Tuanjie, welches von den österreichischen Partnern 1991 im Rahmen der Geländetätigkeit nicht besucht werden konnte, eine Möglichkeit der Annäherung und gegenseitigen Abstimmung der Ansichten zeigt.

Was den eigentlich ursächlichen Transport von Elementen bzw. Metallen in den Sedimentationsraum betrifft, bestehen wohl gleiche Auffassungen. Wir nehmen an, daß geothermale Lösungen, wahrscheinlich gemischter Herkunft juvenil-magmatisch, meteorisches und Formationswasser die extrusiven Lieferanten der Phase I unseres Lagerstättengeschehens waren. Aber unsere Auffassungen unterscheiden sich hinsichtlich des Gefüges und der Konzentration der Anlagerung. Während man von chinesischer Seite nur eine disseminierte Verteilung von Metallen bzw. Erzmineralen in bestimmten, aber doch mächtigen Turbiditabfolgen als „Vor-anreicherung“ annimmt, sehen die österreichischen Mitarbeiter eine schichtige, stratiforme Anlagerung und auch Anreicherung von Erzmineralen. Demnach wäre der stofflich mineralogische Bestand und sein Verteilungsgefüge in mehreren, stratigraphisch voneinander getrennten Schichten durch das Diktat der temporären Metallzufuhren und ein bodennahes geeignetes geochemisches Ausfällungsmilieu syndimentär, extern und frühdiagenetisch als wichtigstes lagerstättenbildenden

des Ereignis zustandegekommen. Eine entsprechende Ansicht liegt von den chinesischen Kollegen nur für die schichtigen Erzkörper von Tuanjie vor.

Ganz im Gegenteil zur österreichischen Auffassung aber beginnt für die chinesischen Forscher das lagerstättenbildende Stadium erst mit dem Einsetzen der Orogenese im Oberjura bis in die Kreidezeit und den dadurch verursachten Störungszonen, die ihrerseits einen synorogenen Magmatismus auslösten und so, durch Wärmeenergie gefördert, eine thermische Mobilisation mit Formationswässern und meteorischen Wässern in Gang setzten. Durch die metallsammelnde Wirkung dieser hydatogenen Lösungen und die vorgezeichnete Wegsamkeit durch Störungszonen und Kluftscharen sollten in der Folge selektive Erzausscheidungen, demnach also epigenetisch, in geologisch junger Zeit zustandegekommen sein.

Die Annahme der thermischen Mobilisation an sich wird von den österreichischen Partnern durchaus gutgeheißen, aber die Vorstellung einer selektiven Erzplatznahme in schichtig ausgerichteten, stratigraphisch definierbaren Positionen, entlang von Scherzonen und Brekzienzonen, also eine Vererzung von „Lagergängen“ durch neu zugeführte Metalle, werden nicht akzeptiert. Die österreichischen Kollegen sehen in der so weitgehenden Schichtgebundenheit der Erze und in der z.T. unterschiedlichen Erzparagenese die Bestätigung für Mobilisationen in den prä-existenten Schichtzeren mit nur geringer Abwanderung von Metallen in weitere Entfernung.

Den Einfluß einer Mobilisation auf im Sediment gespeicherte Metalle sehen wir also gemeinsam als wesentlich für die Ausgestaltung des heutigen Erzkörpergefüges an:

nämlich chemische Internkristallisation in Fugennetzen und Zertrümmerungszonen. Nach der einen Vorstellung sind es aber prinzipiell lokale, an vorhandene Lagererze gebundene deformative Veränderungen mit Neukristallisation; nach der anderen Auffassung aber ist es eine umfangreiche Stoffwanderung in bevorzugt schichtungsgebundene flächig angeordnete Störungszonen.

Dieser die jungen Mobilisationen betreffende Vererzungsvorgang stellt im Rahmen der chinesischen Auffassung ein unitarisches Ereignis dar, durch das Lagerstätten des Großraumes, hier als Ostgebiet mit triadischen Erzträgergesteinen und dort als Nordgebiet mit kambrischen Begleitgesteinen, gemeinsam in geologisch junger Zeit gebildet worden sein sollen.

Im deutlichen Gegensatz dazu die andere Deutung, nach welcher schichtige triadische und schichtige kambrische Goldlagerstätten voneinander unabhängig gebildet wurden. Die verschiedenen Mineralparagenesen dieser zeitlich weit getrennten Erzanreicherungen sind dementsprechend verschieden.

Gemeinsame Auffassungen können auch im Hinblick auf die Wirksamkeit von Störungszonen auf die Erzbildung genannt werden. Sie können als Wegsamkeit für mineralisierende Lösungen angenommen werden, allerdings mit dem gravierenden Unterschied, daß die österreichischen Wissenschaftler schon im Sedimentationsraum wirksame, also submarine Störungssysteme bzw. Zufuhrwege annehmen, die chinesischen Partner aber die Wirksamkeit von Störungszonen erst im vermeintlich jungen, orogenen Geschehen für die Vererzung zum Einsatz bringen.

Das Bestreben, unsere Au-Lagerstätten auf Grund gemeinsamer Erkenntnisse in ein systematisches Schema einzureihen, kann trotz gewisser differierender Ansichten über die Genese erfolgreich sein. Nach der Klassifizierung von Goldvorkommen nach SAAGER (1986, S. 9) könnten wir unsere Vererzungen, meist mit submikroskopischen Goldpartikeln in „Karbonatführenden Peliten, Sandsteinen und Quarziten“ dem M.G.C.-Typ (micron disseminated gold in carbonates) zuordnen: Ein Au-Erztyp, zu dem eine Reihe von Lagerstätten in den westlichen USA wie z.B. Carlin gezählt werden. Dies würde deskriptiv wegen schichtgebundener Erzkörper des disseminierten Goldgehaltes,

wegen des Pyrit-, As-, Sb- und feinkörnigen SiO_2 -Gehaltes und der Rolle inkohlter Substanzen bei der Abscheidung von Au entsprechen. Dies muß allerdings deshalb nicht zu genetischen Vorstellungen führen, wie sie für den „Typ Carlin“ vertreten werden, zumal diese mit Widersprüchen angeboten werden (EVANS, 1992), was nicht zuletzt auf das Zusammenzwingen zahlreicher, in Nevada, Utah, Idaho und Kalifornien entdeckter Lagerstätten zu diesem Typ zurückzuführen ist, obwohl diese hinsichtlich des Erzträgergesteins und der Gestaltung verschieden entwickelt sind. Von chinesischer Seite werden allerdings die in der amerikanischen Literatur geäußerten Ansichten übernommen, die mit zirkulierenden Geothermalsystemen, Störungen als Zirkulationswege und Nebengesteinsalterationen rechnen. Wir nehmen jedoch vergleichsweise auch zur Kenntnis, daß nach der Lagerstättenforschung in den Ostalpen der Großteil schichtgebundener und stratiformer Metall-Lagerstätten, so auch mit Au, As und Si, als ursprünglich hydrothermal-sedimentär entstanden, heute als metamorphosiert, bewiesen ist (SCHULZ, 1986).

Wie immer auch diese beiden Erklärungen der Wissenschaftler wirklichkeitsnahe oder -fremd beurteilt werden, so können wir doch für die Bergbaupraxis zum wirtschaftlichen Gelingen der Goldabbau gemeinsam Beiträge liefern. Vor allem deshalb, weil die großräumige Gebundenheit flächiger und linsenförmiger Erzkörper an den Schichtverband eine klare Erkenntnis darstellt; wobei es für die Praxis unwichtig ist, ob allein stratiforme Erzanlagerungen oder auch Vererzung in netzförmig verteilten Rissen des Gesteins vorliegen. Auch kann auf der Grundlage beider Modelle die Existenz von richtigen Kluftvererzungen zumindest auf eine beschränkte Ausdehnung erwartet werden. Und dies im Hinblick auf mechanische Verschleppung von Erz an Scherklüften sowie auch auf Lösungsumlagerungen in brekziierten Störungszonen. Auch die lokale Beeinflussung flächiger Erzkörper durch eventuelle magmatische Intrusionskörper oder Gänge kann in gemeinsamer Sicht beurteilt werden.

So sollte eigentlich die Bereitschaft und die Möglichkeit der Wissenschaftler zu praxisorientierten Aussagen zum Nutzen der bergbaulichen Aktivitäten und zur Nutzung der entdeckten Goldlagerstätten beitragen können.

Dank

Entsprechend unseren räumlich weit voneinander entfernt liegenden Forschungsstätten – Hochgebirge in Nord-Sichuan, College Chengdu, Universität Innsbruck – und den zahlreichen dort praktisch und wissenschaftlich tätigen Personen, möchten wir vorerst pauschal unseren Dank aussprechen, den sie durch freundliche Hilfsbereitschaft, Vorträge, technische Erklärungen, Diskussionsbereitschaft und Kritik zu unserer wissenschaftlichen Tätigkeit verdienen.

Darüberhinaus aber fühlen wir uns veranlaßt, einigen Organisationen und Kollegen noch einzeln zu danken. Die beiden nationalen Wissenschaftsfonds nämlich NSFC (National Natural Science Foundation of China) in Beijing (Peking)/China und der FWF (Fonds zur Förderung der wissenschaftlichen Forschung) in Wien (Vienna)/Österreich, haben diese Zusammenarbeit der beiden Wissenschaftsgruppen angeregt und finanziell gefördert. Auf chinesischer Seite sei noch die wohlwollende Stellungnahme des Ministeriums für Geologie und Mineralrohstoffe in Beijing, der Geologische Dienst der Provinz Sichuan in Chengdu erwähnt, das „Schurfteam für NW-Sichuan“ in Minjiang und das „Schurfteam 205“ in Yongchuan, die uns auf der Expedition in verschiedener Weise zu Hilfe kamen.

Im Institut für Mineralogie und Petrographie der Universität Innsbruck danken wir dem Vorstand, Herrn Univ.-Prof. Dr. F. PURTSCHER für die laufende Benützungserlaubnis aller Geräte und Rö-Apparaturen sowie für die technische Einführung hiezu. Die Herren Univ.-Ass. Dr. R. TESSADRI und Techn. Ass. H. MERSDORF waren geschätzte Berater bei den Arbeiten mit der Mikrosonde und anderen Röntgengeräten. Die Präparatoren H. SPIEGEL und H. RINNER haben uns mit der Herstellung ausgezeichneter Präparate bestens bedient.

Hofrat Univ.-Prof. Dr. E. SCHROLL an der BVFA-Arsenal Wien, Geotechnisches Institut, war uns in der Diskussion der zahlreichen geochemischen Ergebnisse ein wertvoller Berater und Kritiker. Wir danken ihm abschließend für die kritische Lesung des Manuskriptes.

Die Kulturredaktion der Tiroler Landesregierung ist uns mit einem Kostenzuschuß für eine Forschungsreise eines unserer Mitarbeiter zu Hilfe gekommen, wofür wir Herrn Landesrat F. ASTL freundlich danken.

Literatur

- AMOV, B.G.: Evolution of uranogenic and thorogenic lead, 1. A dynamic model of continuous isotopic evolution. – *Earth Planet. Sci. Lett.*, **65**, 61–74, Elsevier, Amsterdam 1983a.
- AMOV, B.G.: Evolution of uranogenic and thorogenic lead, 2. Some differences in the variations of the $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ and $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ ratios. – *Earth Planet. Sci. Lett.*, **65**, 311–321, Elsevier, Amsterdam 1983b.
- AMSTUTZ, G.C. (Editor): *Developments in Geology*, Vol. 2: Sedimentology and ore genesis. – 185 S. Elsevier, Amsterdam – London – New York 1964.
- AMSTUTZ, G.C., EL GORESY, A., FRENZEL, G., KLUTH, C., MOH, G., WAUSCHKUHN, A. & ZIMMERMANN, R.A. (Editors): *Ore genesis. The State of the Art.* – 804 S. Springer-Verlag, Berlin – Heidelberg – New York 1982.
- BARKER, Ch.E. & PAWLEVICZ, M.J.: The correlation of vitrinite reflectance with maximum temperature in humic organic matter. – *Earth Sciences*, **5**, Paleogeothermics, 79–93, Springer-Verlag, Berlin – Heidelberg 1986.
- BERMAN, R.G.: Internally-consistent thermodynamic data for minerals in the system $\text{Na}_2\text{O} - \text{K}_2\text{O} - \text{CaO} - \text{MgO} - \text{FeO} - \text{Fe}_2\text{O}_3 - \text{Al}_2\text{O}_3 - \text{SiO}_2 - \text{TiO}_2 - \text{H}_2\text{O} - \text{CO}_2$. – *J. Petrology*, **29**, 445–22, Oxford 1988.
- BHATIA, M.R.: Plate tectonics and geochemical composition of sandstones. – *J. Geol.*, **91**, 611–627, Chicago 1983.
- BHATIA, M.R. & CROOK, K.A.W.: Trace element characteristics of graywackes and tectonic setting discrimination of sedimentary basins. – *Contrib. Mineral. Petrol.*, **92**, 181–193, Springer-Verlag, Berlin – Heidelberg 1986.
- BOSTRÖM, K.: Genesis of ferromanganese deposits – diagnostic criteria for recent and old deposits. – In: P. RONA et al. (eds.): *Hydrothermal processes at the sea floor spreading centers*. Plenum, 473–489, New York 1983.
- BOSTRÖM, K., RYDELL, H. & JOENSUN, O.: Dangban – An exhalative sedimentary deposit? – *Econ. Geol.*, **74**, 1002–1011, Lancaster Press, Lancaster 1979.
- BOUMA, A.H.: Sedimentology of some flysch deposits: A graphic approach to facies interpretation. – 168 S., Elsevier, Amsterdam 1962.
- CAO Zhimin: Genetic mineralogical study of realgar from the „Dongbeizhai-Typ“ gold deposits. – *Acta Mineralogica Sinica*, **11**, 115–121, Beijing 1990 (Chinesisch).
- CHEN Yinghan: Geochemie der Flüssigkeitseinschlüsse in Mineralen. – 326 S., Hebei College of Geology, Hebei/China 1981 (Chinesisch).
- CUI Zhuozhuo: The deep-seated structures of the Longmen Mountain Fault Zone and crustal architecture on both sides of the Fault Zone. – In: „Symposium on tectonic evolution and mineralization of the Tethys in western China“, 359–360, Press of University for Electronic Sciences and Technology, Chengdu/China 1991 (Chinesisch).
- DICKENSON, W.R., & SUCZEK, C.A.: Plate tectonics and sandstone compositions. – *Am. Assoc. Pet. Geol., Bull.*, **63**, 2164–2182, Houston/Texas 1979.
- DING Diping: Fortschritt der Si-Isotopenuntersuchung. – *Mitteilung der Mineralogie, Petrologie und Geochemie*, **2**, 99–101, Guiyang 1990.
- DOE, B.R. & ZARTMAN, R.E.: Plumbotectonics, the Phanerozoic. – In: BARNES, H.L. (ed.): „Geochemistry of hydrothermal ore deposits“, 22–70, John Wiley & Sons, New York 1979.
- DORSTEWITZ, G., LIEBRUCKS, M., REINTGES, H., SCHUBERT, E. & SCHWANTAG, K.: Die Mineralrohstoffe der Welt. – *Bergbau – Rohstoffe – Energie*, Band **11**, Verlag Glückauf GMBH, Essen 1976.
- DROVENIK, M. (Editor): *Proceedings 2nd ISMIDA*, Bled 1971. – *Geologija*, **15**, 417 S., Ljubljana 1972.
- DROVENIK, M., DUHOVNIK, J. & PEZDIC, J.: Schwefelisotopenuntersuchungen in slowenischen Erzlagern. – *Proceedings 3rd ISMIDA* (Leoben, Oct. 1977), *Verh. Geol. B.-A.*, Jg. **1978**, **3**, 301–309, Wien 1979.
- ELDERFIELD, H. & GRAEVES, M.J.: The rare earth elements in seawater. – *Nature*, **296**, 214–219, 1982.
- EVANS, A.M. (Übersetzer: NEUMANN, U. & LARSEN, G.): *Erzlagertstättenkunde.* – 356 S., Enke Verlag, Stuttgart 1992.
- GAO Yanlin: The Characteristics of the Indosinian Pacific-type ancient continental margin in the Qinghai-Tibet-Sichuan-Yunnan region. – *Acta Geologica Sinica*, **64**, 186–198, Beijing 1990 (Chinesisch).
- GEYH, M.A. & SCHLEICHER, H.: Absolute age determination; Physical and chemical dating methods and their application. – 503 S., Springer-Verlag, Berlin – Heidelberg – New York – London – Paris – Tokyo – Hong Kong – Barcelona 1990.
- GOLDSCHMIDT, V.M.: *Geochemistry.* – 730 S., Clarendon, Oxford 1954.
- GU Xuexiang: Isotopic geology and genesis of Dongbeizhai fine-disseminated gold deposit, Sichuan Province. – *Diplomarbeit Chengdu College of Geology*, unveröffentlicht, Chengdu 1988 (Chinesisch).
- GU Xuexiang: Die mittel-obertriadischen Sedimente und ihr Zusammenhang mit den Goldlagerstätten im Hochgebirge von Nord-Sichuan/China. – *Diss. Univ. Innsbruck*, unveröffentlicht, Innsbruck 1993.
- GUO Yonglin: Über die tektonische Einteilung in Nordwestsichuan. – *Acta Geologica Sinica*, **21**, 6–11, Beijing 1963 (Chinesisch).
- HAO Zhiwen & YU Rulong: The Kunlun-Bayan Har sea and its relation to evolution of Tethys. – In: „Contribution to the geology of the Qinghai-Xizang (Tibet) Plateau“, Vol. **12**, 25–41, Geol. Publ. House, Beijing 1983 (Chinesisch).
- HE Zhili: *Einschlüsse-Mineralogie.* – Geol. Publ. House, Beijing 1982 (Chinesisch).
- HELGESON, H.C., DELANY, J.M., NESBITT, H.W. & BIRD, D.K.: Summary and critique of the thermodynamic properties of rock forming minerals. – *Am. J. Sci.*, **278-A**, 1–229, New Haven/Connecticut 1978.
- HOLZER, H. & STUMPF, E. (Editors): *Proceedings 3rd ISMIDA* (Leoben, Oct. 1977). – *Verh. Geol. B.-A.*, Jg. **1978**, **3**, 175–536, Wien 1979.
- HU Jinpei: Research on Qiaoshang turbidite-hosted gold deposit, Sichuan Province – The characteristics of the ore-bearing turbidite and the genesis of the gold deposit. – *Diplomarbeit Chengdu College of Geology*, unveröffentlicht, Chengdu/China 1991 (Chinesisch).
- HUANG Jiqing: Supplement to „Evolution of the Tethys in China and adjacent regions“. – In: „Symposium on tectonic evolution and mineralization of the Tethys in western China“, 28–29, Press of University for Electronic Sciences and Technology, Chengdu/China 1991 (Chinesisch).
- HUANG Jiqing & CHEN Bingwei: The evolution of the Tethys in China and adjacent regions. – 109 S., Geol. Publ. House, Beijing 1987 (Chinesisch).
- INTERNATIONALES LEXIKON FÜR KOHLENPETROLOGIE: Herausgegeben von der internationalen Kommission für Kohlenpetrologie, Centre national de la recherche scientifique, Paris 1963 und 1971.
- KLEMM, D.D. & SCHNEIDER, H.J. (Editors): *Time- and Strata-Bound Ore Deposits.* – 444 S., Springer-Verlag, Berlin – Heidelberg – New York 1977.
- KLINKHAMMER, G., ELDERFIELD, H. & HUDSON, A.: Rare earth elements in seawater near hydrothermal events. – *Nature*, **305**, 185–188, 1983.
- KRUMM, H., PETSCHICK, R. & WOLF, M.: From diagenesis to anchimetamorphism, upper Austroalpine sedimentary cover in Bavaria and Tyrol. – *Geodinamica Acta*, **2**, 1, 33–47, Paris 1988.
- LI Li & JIN Guoyuan: Electrical properties of the lithosphere along the Longmen Mountain Fault Zone. – In: „Symposium on tectonic evolution and mineralization of the Tethys in western China“, 351–352, Press of University for Electronic Sciences and Technology, Chengdu/China 1991 (Chinesisch).

- LI Mingshun: Die Bewegungsperioden der Xueshan-Störungszone sowie ihr tektonisch-geochemischer Zusammenhang mit der Metallogenese. – Diplomarbeit Chengdu College of Geology, unveröffentlicht, Chengdu/China 1989 (Chinesisch).
- LI Xiaozhuang, ZENG Minghua & XU Guofeng: Geologisch-geochemische Untersuchungen erzbildender Faktoren sowie Hinweise für weitere Explorationsarbeit der Au-Lagerstätte Dongbeizhai in Songpan, Sichuan. – 295 S., Projektschlußbericht, unveröffentlicht, Chengdu/China 1989 (Chinesisch).
- LIU Hefu, LIANG Huishe, CAI Liguang & SHEN Fei: The evolution of the Palaeo-Tethys and the formation and deformation of the superimposed basins in western Sichuan and western Yunnan Provinces. – In: WANG Hongzhen, YANG Sennan & LIU Benpei (eds.): "Tectonopalaogeography and palaeobiogeography of China and adjacent regions", 89–108, China University of Geosciences Press, Wuhan/China 1990 (Chinesisch).
- LIU Jiajing: On geological environment and metallogenic mechanism of the stratabound gold deposit in Laerma. – Diplomarbeit Chengdu College of Geology, unveröffentlicht, Chengdu/China 1991 (Chinesisch).
- LUO Yaonan: Palaeorifts in Xichang/China. – In: "Contribution to the Palaeorifts in Xichang/China", Vol. 1, 1–8, Geol. Publ. House, Beijing 1985 (Chinesisch).
- LUO Zhili: The lithosphere structure of the Longmenshan orogenic Belt and its evolutionary Model. – In: "Symposium on tectonic evolution and mineralization of the Tethys in western China", 91–92, Press of University for Electronic Sciences and Technology, Chengdu/China 1991 (Chinesisch).
- MARCHIG, V., GUNDLACH, H., MÖLLER, P. & SCHLEY, F.: Some geochemical indicators for discrimination between diagenetic and hydrothermal metalliferous sediments. – *Marine Geol.*, **50**, 241–256, Elsevier, Amsterdam 1982.
- MCLENNAN, S.M.: Archean sedimentary rocks and the Archean mantle. – In: ASHWALD, L.D. (Ed.): Workshop on the Archean Mantle, LPI Tech. Rept., 89–05, 57–59, Lunar and Planetary Institute, Houston/Texas 1989.
- MURRAY, R.W., BUCHHOLTZ, T., BRINK, M.R., JONES, D.L., GERLACH, D.C. & RUSS III, G.P.: Rare earth elements as indicators of different marine depositional environments in chert and shale. – *Geol.*, **18**, 268–271, Boulder/Colorado 1990.
- OHMOTO, H. & RYE, R.O.: Isotopes of sulfur and carbon. – In: BARNES, H.L. (ed.), "Geochemistry of hydrothermal ore deposits 2nd Ed.", 509–567, John Wiley & Sons, New York 1979.
- O'NEIL, J.R., CLAYTON, R.N. & MAYEDA, T.K.: Oxygen isotope fraction in divalent metal carbonates. – *J. Chem. Phys.*, **51**, 5547–5558, 1969.
- RAMDOHR, P.: Die Erzminerale und ihre Verwachsungen. – 4. bearbeitete und verbesserte Auflage, Akademie-Verlag, Berlin 1975.
- RAO Rongbiao: A preliminary understanding on "Songpan Massif". – In: "Symposium on tectonic evolution and mineralization of the Tethys in western China", 104–105, Press of University for Electronic Sciences and Technology, Chengdu/China 1991 (Chinesisch).
- RAO Rongbiao, XU Jifan, CHEN Yongmin & ZOU Dingbang: The Triassic system of Qinghai-Xizang Plateau. – 239 S., Geol. Publ. House, Beijing 1987 (Chinesisch).
- REN Jishun, JIANG Chunfa, ZHANG Zhenkun & QIN Deyu: The geotectonic evolution of China. – 124 + VIII + XVI S., Scien. Publ. House, Beijing 1985 (Chinesisch).
- ROEDDER, E.: Fluid Inclusions. – Reviews in Mineralogy, Vol. **12**, Miner. Soc. Am., Reston, Virginia 1984.
- RÖSSLER, H.J. & LANGE, H.: Geochemische Tabellen. – 2. stark überarbeitete Auflage, Ferdinand Enke Verlag, Stuttgart 1976.
- SAAGER, R.: Goldlagerstätten: Goldlagerstätten, Geochemie und Metallogenese. – S. 3–22 in: Edelmetalle, Exploration und Gewinnung. Tagung der GDMB 1984, Schriftreihe der GDMB, Heft **44**, VCH Verl. Ges., Weinheim 1986.
- SANDER, B.: Einführung in die Gefügekunde der geologischen Körper I. – 215 S., Springer-Verlag, Wien – Innsbruck 1948.
- SANDER, B.: Einführung in die Gefügekunde der geologischen Körper II. – 410 S., Springer-Verlag, Wien 1950.
- SANDER, B.: An introduction to the study of fabrics of geological bodies. – 641 S., Pergamon Press, Braunschweig 1970.
- SCHNEIDER, H.J. (Editor): Mineral Deposits of the Alps and of the Alpine Epoch in Europe. – 402 S., Springer-Verlag, Berlin – Heidelberg – New York – Tokyo 1983.
- SCHROLL, E.: Analytische Geochemie, Band II: Grundlagen und Anwendungen. – 374 S., Enke Verlag, Stuttgart 1976.
- SCHULZ, O.: Die ostalpinen Lagerstätten mineralischer Rohstoffe in der Sicht neuer Forschungsergebnisse. – Archiv für Lagerstättenforschung der Geol. B.-A., **7**, 257–287, Wien 1986.
- SENGÖR, A.M.C., ALTMER, D., CIN, A., USTAÖMER, T. & HSÜ, K.J.: Origin and assembly of the Tethyside orogenic collage at the expense of Gondwana Land. – In: AUDLEY, M.G. & HALLAM, A. (eds.): "Gondwana and Tethys", Geol. Soc. Spec. Publ., **37**, 119–191, London 1988.
- SHEPPARD, S.M.F., NIELSON, R.L. & TAYLOR, H.P.: Oxygen and hydrogen isotope ratios of clay minerals from porphyry copper ores. – *Econ. Geol.*, **64**, 755, 1971.
- STACEY, J. & KRAMERS, J.: Approximation of terrestrial lead isotope evaluation by two stage model. – *Earth Planet. Sci. Lett.*, **26**, 207–221, 1975.
- STANLEY, D. J.: Vertical petrographic variability in annotated Sandstone turbidites. – *J. Sed. Petr.*, **33**, 783–788, 1963.
- SUGISAKI, R. & JENSEN, M.L.: Oxygen isotopic studies of silicate minerals with special reference to the hydrothermal mineral deposits. – *Geochem. J.*, **5**, 7, 1971.
- TAYLOR, S.R.: Abundance of chemical elements in the continental crust: A new table. – *Geochim. Cosmochim. Acta*, **28**, Pergamon, New York 1964.
- TAYLOR, H.P.: Oxygen and hydrogen isotope relationships in hydrothermal mineral deposits. – In: BARNES, H.L. (ed.) "Geochemistry of hydrothermal ore deposits 2nd Ed.", 236–277, John Wiley & Sons, New York 1979.
- TAYLOR, S.R. & MCLENNAN, S.M.: The continental crust: Its composition and evolution. – 312 S., Blackwell, Oxford 1985.
- TEICHMÜLLER, M., TEICHMÜLLER, R. & BARTENSTEIN, H.: Inkohlung und Erdgas in Nordwestdeutschland. Eine Inkohlungskarte der Oberfläche des Oberkarbons. – Fortschr. Geol. Rheinl. u. Westf., **27**, 137–170, Krefeld 1979.
- URABE, T. & KUSAKABE, M.: Barite silica chimneys from the Sumisu Rift, Izu-Bonin Arc: possible analog to the matitic chert associated with Kuroko deposits. – *Earth Planetary Sci. Lett.*, **100**, 283–290, Elsevier, Amsterdam 1990.
- VELDE, B.: Clay minerals: A physico-chemical explanation of their occurrence. – Developments in Sedimentology, **40**, 425 S., Elsevier, Amsterdam 1985.
- WANG Hongzhen: Atlas of the palaeogeography of China. – XV + 282 S., Geol. Publ. House, Beijing 1985 (Chinesisch).
- WANG Hongzhen, YANG Sennan & LIU Benpei: Tectonopalaogeography and palaeobiogeography of China and adjacent regions. – 347 + VIII S., China University of Geosciences Press, Wuhan/China 1990 (Chinesisch).
- WAUSCHKUHN, A., KLUTH, C. & ZIMMERMANN, R.A. (Editors): Syngensis and Epigenesis in the formation of Mineral deposits. – 653 S., Springer-Verlag, Berlin – Heidelberg – New York – Tokyo 1984.
- WEBER, L. & PLESCHITSCHNIG, I.: Welt-Bergbau-Daten. Reihe A. – 208 S., Heft 7, Bundesministerium für wirtschaftliche Angelegenheiten, Wien 1992.
- WINKLER, H.G.F.: Das T-P-Feld der Diagenese und niedrigtemperierten Metamorphose auf Grund von Mineralreaktionen. – Beiträge zur Min. Petr., **10**, 70–93, Springer-Verlag, Berlin – Heidelberg 1964.
- WOLF, K.H. (Editor): Handbook of strata-bound and stratiform ore deposits. Vol. 3: Supergene and superficial ore deposits; Textures and fabrics. – 353 S., Elsevier, Amsterdam – Oxford – New York 1976.

- Wu Guifang: Über die erzbildenden Stoffe und die Genese der Goldlagerstätte Dongbeizhai, Songpan, Sichuan. – Unveröffentlicht, Chengdu/China 1988 (Chinesisch).
- WYLLIE, R.J.M. (Editor): Gold mining in China. Drive to increase size of mines and to employ modern equipment. – *Engineering and Mining Journal*, **4**, 26–31, 1992.
- XIAO Xuchang, TANG Yaqing & GAO Yanlin: Reexposition on plate tectonics of the Qinghai-Xizang Plateau. – *Bull. Chinese Acad. Geol. Sci.*, **14**, 1–21, Beijing 1984 (Chinesisch).
- XU Guofeng & SHO Jiellian: On the type peculiarities of pyrite and their practical significance. – *Geol. Review*, **26**, 541–546, Beijing 1980 (Chinesisch).
- XU Xia Weizhensheng, CHEN Guoen & JIAO Shengrui: Regional-stratigraphische Tabellen im Qinghai-Xizang-Plateau, China. – 163 S., Geol. Publ. House, Beijing 1982 (Chinesisch).
- YANG, SENNAN & YANG, WEIRAN: Regionale Tektonik in China. – 341 S., Geol. Publ. House, Beijing 1985 (Chinesisch).
- YANG Sennan, Ji Kecheng & LUO Xinmin: Deep-seated tectonic analysis of the Dachaidan-Aba-Dazu geologic section. – In: "Symposium on tectonic evolution and mineralization of the Tethys in western China", 350–351, Press of University for Electronic Sciences and Technology, Chengdu/China 1991 (Chinesisch).
- YANG Henshu: Geologischer Kartierungsbericht (1 : 50.000) im Gebiet von Laerma-Diebu. – Unveröffentlicht, Chengdu/China 1991 (Chinesisch).
- YIN Hongfu & YANG Fengqin: The relationship between Songpan-Ganzi and Qinling-Yangtze, and its evolution during the late Hercynian-Indosinian Periods. – In: "Symposium on tectonic evolution and mineralization of the Tethys in western China", 110–111, Press of University for Electronic Sciences and Technology, Chengdu/China 1991 (Chinesisch).
- YU Rulong, HAO Zhiwen & HOU Liwei: Variszisch-indosinische plattentektonische Entwicklung in Südwestchina. – *Geol. Mitt. Sichuan*, **5–2**, 1–11, Chengdu/China 1985 (Chinesisch).
- ZARTMAN, R.E. & DOE, B.R.: Plumbotectonics – the model. – *Tectonophysics*, **75**, 135–162, Elsevier, Amsterdam 1981.
- ZHANG Ligang: The application of the stable isotope to geology–The hydrothermal mineralization of the metal activation and its prospecting. – Shaanxi Science and Technology Publ. House, Xi-an/China 1985 (Chinesisch).
- ZHANG Zh. M., LIOU J.G. & COLEMAN, R.G.: An outline of the plate tectonics of China. – *Geol. Soc. Am. Bull.*, Vol. **95**, 295–312, Boulder, Colorado 1984.
- ZHAO Younian, LI Chunsheng & LAI Xiangfu: The geotectonic evolution of Sichuan. – *Regional Geol. China*, **8**, 3–21, Beijing 1984 (Chinesisch).
- ZHENG, Minghua: An introduction to strata-bound gold deposits. – Press of Chengdu University of Science and Technology, 260 S., Chengdu/China 1989 (Chinesisch).
- ZHENG Minghua, GU Xuexiang & ZHOU Yufeng: An analysis of metallogenic physicochemical conditions and metallogenic processes of the Dongbeizhai micro-disseminated gold deposit in Sichuan Province. – *Mineral Deposit*, **9–2**, 129–140, Beijing 1990 (Chinesisch).
- ZHENG Minghua, ZHOU Yufeng & GU, Xuexiang: Isotopic compositions in the Dongbeizhai fine-disseminated gold deposit, Sichuan Province, and their genetic implications. – *Scientia Geologica Sinica*, **2/1991**, 159–173, Beijing 1991a (Chinesisch).
- ZHENG Minghua, LIU Jianming, ZHOU Yufeng, GU Xuexiang & LIU Jiajun: Ein neues Beispiel für submarine, exhalativ-sedimentäre Au-Lagerstätten. – *Wissenschaftsbulletin*, **7/1991**, Scientific Press, Beijing 1991b (Chinesisch).