



ARCHIV FÜR LAGERSTÄTTEN FORSCHUNG

ISSN 0253 – 097X

ISBN 3-85316-015-8

2002
BAND 23

GU XUEXIANG, OSKAR SCHULZ, FRANZ VAVTAR,
LIU JIANMING & ZHENG MINGHUA

JUNGPROTEROZOISCHE
SUBMARINE PRIMÄRANREICHERUNG
UND METAMORPHOGENE WEITERENTWICKLUNG
DER STRATIFORMEN W-Sb-Au-LAGERSTÄTTEN
VOM „TYP WOXI“ IN HUNAN (SÜDCHINA)

267 Abbildungen und 34 Tabellen



Geologische Bundesanstalt

Anschriften der Verfasser

Prof. Mag. Dr. GU XUEXIANG,
Institute of Geochemistry, Chinese Academy of Sciences, 55002 Guiyang/Guizhou, China

Univ.-Prof. Dr. OSKAR SCHULZ, Ao. Univ.-Prof. Dr. FRANZ VAVTAR
Institut für Mineralogie und Petrographie, Universität Innsbruck, Innrain 52 A 6020 Innsbruck

Prof. Mag. Dr. LIU JIANMING
Research Center of Mineral Resources and Exploration, Chinese Academy of Sciences, Beijing, China

Prof. ZHENG MINGHUA
Department of Mineral Resources and Economics, Chengdu University of Technology, 610059 Chengdu (Sichuan), China

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.

Verlagsort: Wien.

Herstellungsort: Horn, N.Ö.

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

Satz: Geologische Bundesanstalt.

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



Inhalt

Zusammenfassung	5
Abstract	5
Résumé	6
Resumen	7
Chinesische Zusammenfassung	7
Russische Zusammenfassung	9
1. Problemlage	10
2. Einleitung	13
3. Großtektonik in Südchina und tektonische Entwicklung des Forschungsgebietes in Hunan	14
3.1. Paläogeographische Vorstellungen und Großtektonik	14
3.2. Yangtze-Kraton-Südrand	14
3.3. Präkambrische Entwicklung des Xuefeng-Teilgebietes in der Jiangnan-Orogenzone	15
3.4. Phanerozoisch-sedimentäre und weitere tektonische Entwicklung	16
3.5. Entwicklung des Xiangzhong-Beckens vom Devon bis zur Mitteltrias	16
4. Geographische, klimatische und biologische Bemerkungen	18
5. W-Sb-Au-Lagerstätte Woxi	19
5.1. Geographische Lage	19
5.2. Bergbaugeschichte und Produktion	19
5.3. Regionalgeologischer Rahmen	21
5.4. Stratigraphie und Petrographie der Begleitsedimente	21
5.4.1. Proterozoische Gesteinsabfolge	21
5.4.1.1. Lengjiaxi-Gruppe (Mittleres bis Oberes Mittel-Proterozoikum)	22
5.4.1.1.1. Lithostratigraphischer Überblick	22
5.4.1.1.2. Mikropetrographie	22
5.4.1.2. Banxi-Gruppe (Jung-Proterozoikum)	23
5.4.1.2.1. Madiyi-Formation	24
5.4.1.2.1.1. Lithostratigraphischer Überblick	24
5.4.1.2.1.2. Mikropetrographie	25
5.4.1.2.2. Wuqiangxi-Formation	30
5.4.1.2.2.1. Lithostratigraphischer Überblick	30
5.4.1.2.2.2. Mikropetrographie	30
5.4.1.3. Kristallite in Gesteinsfugen	31
5.5. Carbonifizierungsgrad und Metamorphosestadium	31
5.6. Tektonische Baupläne	32
5.6.1. Überblick	32
5.6.2. Methode	34
5.6.3. Bergbau Woxi	35
5.6.3.1. Revier Yuershan	35
5.6.3.2. Revier Shiliupenggong	35
5.6.4. Bergbaue Xi'an und Liangshuijing (Wolframit – Scheelit – Gold)	37
5.6.5. Außenaufnahmen in der weiteren Umgebung von Madiyi	38
5.6.5.1. Wuqiangxi-Formation	38
5.6.5.2. Madiyi-Formation	38
5.6.5.3. Lengjiaxi-Gruppe	39
5.6.5.4. Synoptische Diagramme	39
5.6.6. Interpretation	40
5.6.7. Tektonik und Erzkörper	41
5.7. Lagerstättenkundlich-petrographische Erforschung der polymetallischen Lagerstätte	42
5.7.1. Einleitende Bemerkungen	42
5.7.2. Makrogefüge der Erzkörper	43
5.7.2.1. Stratiforme Erzlager und Erzlinen in der Mittleren Madiyi-Formation	43
5.7.2.2. Schichtgebundene Netzwerkvererzung (Vererzte Gesteinsdeformationsbreccien, Breccienzonen)	48
5.7.2.3. Kluftvererzungen (Zerrklüfte, Scherklüfte)	49
5.7.3. Mikrogefüge der Erzkörper und submikroskopische Details	51
5.7.3.1. Die Erzparagenese	51
5.7.3.1.1. Pyrit FeS ₂	51
5.7.3.1.2. Arsenkies FeAsS	57
5.7.3.1.3. Antimonit Sb ₂ S ₃	59
5.7.3.1.4. Scheelit CaWO ₄	65
5.7.3.1.5. Wolframit (Mn,Fe)WO ₄	69
5.7.3.1.6. Ged. Gold Au	70
5.7.3.1.7. Quarz SiO ₂	73
5.7.3.1.8. Karbonate	77

5.7.3.1.8.1.	Dolomit $\text{CaMg}(\text{CO}_3)_2$, Ankerit $\text{CaFe}(\text{CO}_3)_2$	77
5.7.3.1.8.2.	Calcit CaCO_3	79
5.7.3.1.8.3.	Siderit FeCO_3	79
5.7.3.1.9.	Baryt BaSO_4	80
5.7.3.1.10.	Apatit $\text{Ca}_5[\text{F}/(\text{PO}_4)_3]$	81
5.7.3.1.11.	Bleiglanz PbS	82
5.7.3.1.12.	Zinkblende ZnS	82
5.7.3.1.13.	Tetraedrit $\text{Cu}_{12}\text{Sb}_4\text{S}_{13}$	82
5.7.3.1.14.	Bournonit CuPbSbS_3 und Boulangerit $\text{Pb}_5\text{Sb}_4\text{S}_{11}$	83
5.7.3.1.15.	Gersdorffit $(\text{Co}, \text{Ni})\text{AsS}$	83
5.7.3.1.16.	Kupferkies CuFeS_2 und Aurostibit AuSb_2	84
5.7.3.1.17.	Hämatit Fe_2O_3	84
5.7.3.1.18.	Rutil TiO_2	86
5.7.3.1.19.	Turmalin $\text{XY}_3\text{Al}_6[(\text{OH})_4/(\text{BO}_3)_3/(\text{Si}_6\text{O}_{18})]$	87
5.7.3.1.20.	Oxidationsprodukte	88
5.7.4.	Relikte stratiforme Anlagerungsgefüge und ihre kristalline Abbildung	88
5.7.4.1.	Parallelgefüge, Schichtung, Feinschichtung	89
5.7.4.2.	Nichtparallele, schräggeschichtete Abfolge	94
5.7.4.3.	Syndiagenetische Verformungen	94
5.7.4.4.	Polare und geopetale Gefüge	97
5.7.5.	Schichtgebundene Netzwerkvererzung	97
5.7.6.	Zerrkluff- und Scherkluffvererzungen	100
5.7.7.	Kristalline Erzgefüge als Lagenbau	102
5.7.7.1.	Korngefügeanalyse an Erztektoniten (Tektonitgefüge, Wachstumsgefüge)	105
5.7.7.2.	Stoffmobilisation, Alteration, „Bleichung“	107
5.7.8.	Gemeinsamer Sedimentaufbau von Nebengestein und Erz	111
5.8.	Geochemische Untersuchungen	118
5.8.1.	Lithochemie der proterozoischen Meta-Sedimentgesteine	118
5.8.1.1.	Hauptelemente	119
5.8.1.2.	Spurenelemente	119
5.8.1.2.1.	LIL-Elemente	119
5.8.1.2.2.	Seltenerdelemente (SEE), Th, U	124
5.8.1.2.3.	Spurenelemente der Ferridengruppe	127
5.8.1.2.4.	Andere Spurenelemente	127
5.8.1.3.	Verwitterungsmerkmale für die Herkunftsgebiete	128
5.8.1.4.	Typus und Beschaffenheit der Herkunftsgesteine	131
5.8.1.5.	Hinweise zu plattentektonischen Rahmenbedingungen	132
5.8.1.6.	Kurzzusammenfassung	136
5.8.2.	Geochemie der Erze und Nebengesteine	136
5.8.2.1.	Hauptelemente	136
5.8.2.2.	Spurenelemente	136
5.8.2.2.1.	Seltenerdelemente	139
5.8.2.3.	Haupt- und Spurenelemente der Lagerstätten Huangjindong, Longshan und Xikuangshan	145
5.8.2.4.	Isotopendaten	150
5.8.2.4.1.	Schwefelisotope	150
5.8.2.4.2.	Wasserstoff- und Sauerstoffisotope	158
5.8.2.4.3.	Kohlenstoff- und Sauerstoffisotope	159
5.8.2.4.4.	Bleiisotope	159
5.8.2.4.5.	Flüssigkeitseinschlüsse	164
5.9.	Genese der W-Sb-Au-Erzlagerstätte Woxi	165
5.10.	Praktische lagerstättenkundliche Hinweise für den Bergbau	173
6.	Andere altersähnliche proterozoische Lagerstätten der Provinz Hunan	175
6.1.	Gold-Erzlagerstätte Huangjindong	175
6.1.1.	Übersicht	175
6.1.2.	Lithostratigraphischer Schichtaufbau	175
6.1.3.	Tektonische Prägung	175
6.1.4.	Charakteristik der Erzkörper	176
6.1.5.	Genetische Ansichten	178
6.2.	Au-Sb-Erzlagerstätte Longshan	178
7.	Antimon-Erzlagerstätte Xikuangshan	181
7.1.	Überblick	181
7.2.	Stratigraphische Schichtfolge	182
7.3.	Tektonik der Erzkörper	183
7.4.	Mineralparagenese der Erzkörper	185
7.5.	Geochemische Ergebnisse	186
7.6.	Bisherige genetische Ansichten	188
7.7.	Bemerkungen auf Grund unserer Untersuchungen	188
7.7.1.	Begleitgesteine	188
7.7.2.	Das Leitgestein Feinquarzit (Kieselgestein)	188
7.7.3.	Entwicklung der Erzkörper mit dem wachsenden Sediment	190
7.7.4.	Zur Genese der Antimonitlagerstätte Xikuangshan	193
7.7.5.	Montangeologische Anmerkungen für den Bergbau Xikuangshan	195
8.	Genetische Schlußfolgerung	195
	Dank	197
	Literatur	197

Jung-proterozoische submarine Primäranreicherung und metamorphogene Weiterentwicklung der stratiformen W-Sb-Au-Erzlagerstätten vom „Typ Woxi“ in Hunan (Süd-China)

Zusammenfassung

Die polymetallische W-Sb-Au-Erzlagerstätte Woxi (Xiangxi) im NW der Provinz Hunan liegt im bogenförmig NW-konvexen Abschnitt der Jiangnan-Orogenzone, die als metallogenetischer Gürtel zahlreiche Erzlagerstätten enthält. Davon ist Woxi die Typuslokalität für schichtgebundene Lagerstätten.

In einer viele km mächtigen, monotonen, schwach metamorphen proterozoischen Sedimentabfolge sind innerhalb einer 700 m mächtigen Serie der Madiyi-Formation (Jung-Proterozoikum) derzeit 12 lithostratigraphisch gebundene Erzlager bekannt. Die Mächtigkeiten reichen bis zu 1,50 m, die flächige Verbreitung beträgt nach derzeitigen Aufschlüssen 2.300–3.500 m und dürfte noch wesentlich größer sein.

Die Schichtfolge besteht aus z.T. Dolomit-, Ankerit- und Pyrit-haltigen Pelit-, Silt- und Kieseelschiefern mit Psammiteinschaltungen. Bestimmte Horizonte enthalten Tuffite in Form von Chlorit- und Hämatit-Quarziten. Diese bilden z.T. Leitschichten für die Erzlager.

Die Erzparagenese umfasst die Nutzminerale Antimonit, Scheelit und Gold; weiters Pyrit, Arsenkies, Wolframit, Bleiglanz, Zinkblende, Tetraedrit, Bournonit, Boulangerit, Gersdorffit, Kupferkies und Aurostibit. Begleitminerale sind: überwiegend Quarz, daneben Ankerit, Dolomit, Calcit, zurücktretend Baryt und Apatit.

Das Erz ist stratiform und linsenförmig im Sediment angereichert und mit diesem im Rahmen von Feinschichten genetisch verbunden. So bilden die detritischen und authigenen Komponenten des Nebengesteins zusammen mit den authigenen Mineralen der Erzparagenese relikte Sedimentgefüge: Parallel-, Schräg- und Kreuzschichtung, syndiagenetische gefaltete und rupturale Verformungen, Erosionsspuren mit polaren und geopetalen Formen der Anlagerung und Anreicherung.

Erz und Nebengestein waren von wahrscheinlich fünf Orogenesen und Metamorphosen gemeinsam betroffen. Es dominieren Verfaltungen vom Groß- bis Kleinstbereich mit den Achsenlagen NE–SW, 0–25° NE-fallend sowie untergeordnet E–W, 0–25° E-fallend. Eine W–E-streichende, flach N-fallende Störungszone schneidet die erzführenden Schichten im Norden der Lagerstätte ab. Neben relativ schwacher Klufttektonik sind in Nebengestein und Erzkörpern starke Transversalschieferungen auffallend. Neben den schichtigen Erzlagern sind sekundäre schichtgebundene Netzwerkvererzungen, vererzte Deformationsbreccien und syntektonische Zerrklüft-Erzgänge entwickelt.

Mehrere Metamorphosen haben den Schichtverband samt dem Erz maximal unter Bedingungen einer niedrig-temperierten Grünschieferfazies überprägt. Deformationen und Umkristallisationen haben besonders das Korngefüge der Erzlager stark verändert, jedoch sind im kristallinen Erz teilweise noch primäre stratiforme Gefügerelikte der sedimentären Erzanreicherung erhalten.

Die mächtige proterozoische Sedimentabfolge wird als Flyschfazies mit Turbiditen im Bereich einer Subduktionszone beurteilt. Geochemische Untersuchungen lassen für die Herkunft des Detritus auf eine alte kontinentale Oberkruste schließen, wobei auch eine Beeinflussung durch partielle Aufschmelzung und intrakrustale magmatische Differentiation zu vermuten ist. Das Herkunftsgebiet des Detritus dürfte unter Bedingungen einer gemäßigten Klimazone gestanden haben. Das granitoide Material von Magmatiten und Metamorphiten mit kleinen Anteilen von Vulkaniten lässt auf deren Herkunft aus Variationen zwischen einem aktiven Kontinentalrand und einem kontinentalen Inselbogen schließen.

Der Aufbau der jung-proterozoischen Madiyi-Sedimente wurde mehrmals durch tuffitische Einschaltungen beeinflusst, vor allem aber in mehreren zeitlichen Phasen durch extrusiv-hydrothermale Lösungszuführen bereichert. Diese führten bei oxidierendem Milieu zur Bildung von Hämatit-Quarzit (Hämatit-Kieseelschiefer) und im reduzierenden Milieu zur Ausfällung und chemischen Anlagerung sowie Anreicherung von polymetallischen Erzlagern mit Sb, W, Au, Fe, As, Cu, Pb, Zn, Ba, begleitet von SiO₂.

Geochemische Untersuchungen der Erze bestätigen großteils die lithostratigraphischen, tektonischen, mineralogischen, petrologischen und gefügekundlichen Ergebnisse und erweitern die Kenntnisse. Im Erz von Woxi zeigen die $\delta^{34}\text{S}$ -Werte von Antimoniten geringe Streuung um –20‰ und lassen auf eine homogene, abiogene S-Herkunft schließen. Karbonatgesteine und Erzkarbonate unterscheiden sich nur gering in den $\delta^{13}\text{C}$ - und $\delta^{18}\text{O}$ -Verhältnissen durch leichteren C im Erzkarbonat. Das $\delta\text{D}/\delta^{18}\text{O}$ -Verhältnis streut stark in einem Bereich, in dem sich magmatische und metamorphogene Wässer überschneiden. Die Erzblei-Modellalter fallen mit 800–900 Mio. Jahren in den Rahmen der Gesteinsalter. Flüssigkeitseinschlüsse, gemessen an Quarz, Scheelit und Calcit, ergeben Homogenisierungstemperaturen von 95–185°C, wobei sich diese Daten auf relativ junge Kristallisationen des metamorphen Erzes beziehen. Allgemeiner gibt sich eine enge Beziehung zwischen Begleitgestein und Erz. Die Lagerstätte Woxi ist daher als polymetallische, zeitlich mehrphasige, hydrothermal-sedimentäre und polymetamorph überprägte Erzanreicherung zu bezeichnen.

Ausgehend von dieser Typuslokalität Woxi wurden im metallogenetischen Gürtel der Jiangnan-Orogenzone zum Vergleich einige weitere Lagerstätten in älteren und jüngeren Gesteinen in diese Untersuchungen einbezogen: die Au-Erzlagerstätte Huangjindong (Mittel-Proterozoikum), die Au-Sb-Erzlagerstätte Longshan (Sinium, Jüngstes Proterozoikum) und die Sb-Erzlagerstätte Xikuangshan (Devon).

Die Studie soll demonstrieren, wie bei einer erfolgversprechenden Erforschung metamorpher Lagerstätten auf breiter geowissenschaftlicher Basis zur Erkundung der Genese einer solchen Metallerkennung vorzugehen ist. Aus diesem Ergebnis der Grundlagenforschung wurden praxisbezogene Empfehlungen für den Bergbau entwickelt.

Late Proterozoic Submarine Primary Enrichment and Metamorphogenic Evolution of the Woxi-Type Stratiform W-Sb-Au Deposits in Hunan (South China)

Abstract

The Woxi (Xiangxi) polymetallic W-Sb-Au deposit in NW-Hunan Province is situated in the arc-form NW-convex segment of the Jiangnan orogenic zone. This orogenic zone is known as a metallogenic belt and contains numerous deposits, in which Woxi is a typical stratabound deposit.

So far, in a monotonic, weakly metamorphosed Proterozoic sediment sequence with a thickness of several kilometers, 12 ore layers are found to be lithostratigraphically bound within a 700 m thick series of the Upper Proterozoic Madiyi-Formation. The thickness of ore layers is up to 1,50 m and their planar extension varies between 2,300–3,500 m and could be much bigger.

The sedimentary rocks are composed of dolomite-, ankerite-, and pyrite-bearing pelitic, silty, and siliceous slates with interbeds of sandstones. Certain horizons contain tuffite in form of chlorite and hematite quartzites. They partly constitute marker beds of the ore layers.

The ore paragenesis includes the useful minerals of stibnite, scheelite and gold, and metallic minerals of pyrite, arsenopyrite, wolframite, galena, sphalerite, tetraedrite, bournonite, boulangerite, gersdorffite, chalcopyrite and aurostibite. Associated minerals are dominated by quartz and include also ankerite, dolomite, calcite and less commonly barite and apatite.

The ore is stratiform and lenticular and genetically bound in fine layers of sediments. The detritic and authigenic components of country rocks, together with the authigenic minerals of ore paragenesis, constitute relict sedimentary fabrics: parallel-, oblique- and cross-beddings, syndiagenetic folded and ruptural deformations, erosional traces with polar and geopetal forms of sedimentation and enrichment.

Ores and country rocks were probably influenced by five orogeneses and metamorphisms. Foldings (from large to small ranges) with the axial attitude of NE–SW, 0–25° NE-plunging and secondary E–W, 0–25° E-plunging are dominant. The Woxi fault striking W–E and gently dipping N crosscuts the ore hosting layers in the north of the deposit. Compared to relatively undeveloped fissure structures, intensive transverse schistosity in country rocks and ore bodies are attractive. Near the stratiform ore layers are secondary stratabound network mineralizations, deformational breccia, and syntectonic ore veins.

The ores together with the country rocks were superimposed by multiple metamorphisms under the condition of low-temperature greenschist facies. Deformations and recrystallizations have strongly changed the granular texture of ore layers, though primary stratiform fabric relicts of sedimentary ore enrichments are partly still preserved in crystalline ores.

The thick Proterozoic sediments are explained as flysch facies (turbidites) deposited in a subduction zone. Geochemical evidence suggests a chief derivation of detritus from an old continental upper crust which was significantly affected by intracrustal igneous processes such as partial melting or fractional crystallization. The source area was affected by a moderate weathering history. Variable mixtures of principally granite-gneisses with a few volcanic rocks made the turbidites geochemically vary between an active continental margin and a continental island arc sediments.

Deposition of the late Proterozoic Madiyi-sediments was repeatedly interrupted by the sedimentation of tuffaceous interbeds, but most importantly influenced by the introduction of extrusive hydrothermal solutions in more time phases. These processes resulted in the formation of hematite quartzite (hematite siliceous slate) under an oxidizing environment and the deposition of chemical components as well as the enrichment of polymetallic ore layer with Sb, W, Au, Fe, As, Cu, Pb, Zn, Ba and SiO₂ under reduced circumstances.

Geochemical studies on ores support the lithostratigraphic, tectonic, mineralogical, petrological and fabric data, and broaden the understanding to ore genesis. In the Woxi deposit, the $\delta^{34}\text{S}$ values of stibnite from ores cluster around –2 ‰ with a small variation, indicating a homogeneous, inorganic source. Carbonates in the ore are slightly differentiated from carbonate rocks by lighter C on the $\delta^{13}\text{C}$ vs. $\delta^{18}\text{O}$ plot. The δD and $\delta^{18}\text{O}$ values of the fluids vary in a large range and are distinguished from those of magmatic and metamorphic waters. The ore lead model age ranges from 800 to 900 Ma and falls in the age field for the host rocks. Homogenization temperatures of fluid inclusions in quartz, scheelite and calcite range between 95 and 185°C, which is interpreted to be associated with relatively young crystallization of the metamorphosed ores. On the whole, geochemical data indicate an intimate relationship between country rocks and ores.

Therefore, the Woxi deposit can be considered a polymetallic, multiple-phasic, hydrothermal-sedimentary and polymetamorphically superimposed ore enrichment.

Except for the typical locality Woxi, several other deposits in older and younger rocks in the metallogenic belt of the Jiangnan orogenic zone are also studied for comparison. They include the Huangjindong Au deposit (Middle Proterozoic), the Longshan Au-Sb deposit (Sinian, youngest Proterozoic), and the Xikuangshan Sb deposit (Devonian).

The study should demonstrate how to establish an effective investigation of metamorphosed deposits on broad geoscientific basis to seek the genesis of such a metal enrichment. From this achievement of basic theoretical study, suggestions were put forward for the mining practice.

Les gisements stratiformes à W-Sb-Au de “type Woxi”, Hunan (Chine méridionale): un exemple de concentration primaire sous-marine d’âge protérozoïque récent, évolué en milieu métamorphogène

Résumé

Le district polymétallique à W-Sb-Au de Woxi (Xiangxi) dans le secteur nord-occidental de la province d'Hunan se localise dans un segment en forme d'arc, convexe vers le NO, de la Zone Orogénique de Jiangnan, ceinture métallogénique très riche de dépôts métallifères. Dans ce cadre, Woxi apparaît comme la localité-type, représentative des gîtes liés aux strates.

La série métallifère, avec une épaisseur de 700 m est comprise dans la Formation de Madiyi (Protérozoïque récent) qui appartient à une succession de puissance plurikilométrique, monotone de sédiments protérozoïques faiblement métamorphiques. Dans la série métallifère on connaît actuellement 12 niveaux minéralisés lithostratigraphiquement bien définis, avec des épaisseurs qui peuvent atteindre 1,5 m et une extension latérale reconnue de 2.500–3.500 m qui peut être encore plus grande.

La séquence se compose de pélites, silts, et schistes siliceux (p.p. contenant dolomite, ankérite et pyrite) avec intercalations de psammites. On observe des niveaux caractéristiques de tuffites (actuellement quartzites à chlorite-hématite) qui en partie fonctionnent en tant que “horizons-repère” pour la minéralisation.

Au point de vue paragenétique, la minéralisation est représentée par stibnite, scheelite et or. On observe aussi pyrite, mispickel, wolframite, galène, sphalérite, tétrahédrite, bournonite, boulangerite, gersdorffite, chalcopryrite et aurostibine. Parmi les minéraux de “gangue”, le quartz domine, accompagné par ankérite, dolomite, calcite (barytine, apatite).

La minéralisation est stratiforme, concentrée sous forme de lentilles génétiquement associées aux parties de sédiment finement stratifiées. On observe des textures sédimentaires reliques impliquant à la fois les composants détritiques et authigènes du sédiment et les minéraux métalliques authigènes: on passe de stratifications parallèles/obliques/entrecroisées à des formes de glissement (slumping) et rupture syndiagénétique, jusqu'à des évidences d'érosion avec remplissage et tassement dont on reconnaît encore la polarité.

Les minerais et les roches encaissantes ont ressenti les effets de plusieurs (vraisemblablement cinq) cycles orogéniques-métamorphiques. La séquence est affectée par des plissements à toutes échelles, orientés NE–SO, 0–25° NE et, en sous-ordre, E–O, 0–25° E. Un accident “plat”, à direction E–O et plongeant au nord, recoupe les couches minéralisées dans le secteur septentrional du gisement. Soit les métasédiments que les corps minéralisés montrent une foliation transverse très accusée, alors que les effets de la tectonique fragile sont relativement faibles. À côté des concentrations stratiformes la minéralisation liée aux strates s'exprime sous forme de stockworks de veines, de brèches de déformation et de fissures syntectoniques.

L'empreinte métamorphique de l'encaissant et du minerai ne dépasse pas le cachet schistes verts de basse température. Déformation et recrystallisation ont particulièrement modifié et développé la texture grenue, cristalline des lentilles minéralisées, où cependant on peut encore remarquer la présence de reliques de structures minéralisées primaires sédimentaires-stratiformes.

L'épaisse série sédimentaire protérozoïque peut être interprétée comme un faciès de flysch avec turbidites développé dans une zone de subduction. Les données géochimiques envisagent l'origine du matériel détritique à partir d'une ancienne croûte continentale supérieure, où auraient joué un rôle la fusion partielle aussi bien que la différenciation magmatique intracrustale. La source du détrit, de nature granitoïde (magmatites, métamorphites, en sous-ordre volcanites) et généré en conditions climatiques modérées, serait à rechercher dans un environnement transitionnel entre une marge continentale active et un arc insulaire continental.

Le dépôt des sédiments Madiyi au Protérozoïque récent a été influencé plusieurs fois par des intercalations de tuffites et par l'apport polyphasé de solutions extrusives-hydrothermales. Ces apports seraient responsables du dépôt, en milieu oxydant, des schistes siliceux-fer-rifères (quartzites à hématite) et, en milieu réducteur, de la formation de concentrations polymétalliques à Sb, W, Au, Fe, As, Cu, Pb, Zn, Ba associés à SiO_2 .

Les recherches géochimiques sur la minéralisation ont fourni des données qui s'accordent bien avec les résultats de l'analyse lithostratigraphique, tectonique, minéralogique, pétrologique et structurale, et permettent d'améliorer les connaissances. Dans la minéralisation de Woxi les valeurs de $\delta^{34}\text{S}$ des stibines oscillent autour de -2% , compatibles avec une origine du soufre à partir d'une source homogène et abiogénique. Les roches carbonatées et les carbonates associés à la minéralisation métallique se différencient très peu en termes de rapports isotopiques $\delta^{13}\text{C}$ et $\delta^{18}\text{O}$. Seulement les rapports du carbone résultent un peu plus légers dans les carbonates de la minéralisation. Le rapport $\delta\text{D} / \delta^{18}\text{O}$ montre des valeurs s'étendant dans le domaine d'interférence des eaux magmatiques et métamorphiques. L'âge du plomb de la minéralisation se situe entre 800 et 900 Ma, dans l'intervalle attribuable aux roches encaissantes. Les inclusions fluides de quartz, scheelite et calcite montrent des températures de homogénéisation de $95\text{--}185^\circ\text{C}$, compatibles avec la cristallisation relativement jeune de la minéralisation métamorphique. En général, on peut donc en conclure en admettant une relation étroite entre la minéralisation métallique et ses roches encaissantes. Le gisement de Woxi est donc un exemple de minéralisation polymétallique polyphasée hydrothermale-sédimentaire, remaniée ensuite par plusieurs événements tectono-métamorphiques.

En dehors du gisement-type Woxi, les recherches ont considéré plusieurs autres gîtes comparables dans la ceinture métallogénique de Jiangnan, gîtes appartenant à des séquences soit plus anciennes que plus jeunes: le gisement aurifère de Huangjindong (Protérozoïque moyen), le gisement à Au-Sb de Longshan (Sinium, Protérozoïque terminal) et le gisement d'antimoine de Xikuangshan (Dévonien).

Ces études démontrent que l'approche scientifique dans l'exploration des gisements métamorphiques, adressée à reconnaître le cadre génétique de ces concentrations métallifères se révèle très fructueuse. Les résultats de la recherche de base peuvent donner beaucoup d'indications pratiques à l'industrie minière.

Enriquecimiento primario submarino del proterozoico superior y evolucion metamorfogénica de yacimientos estratiformes de W-Sb-Au del tipo Woxi, Hunan (China austral)

Resumen

El yacimiento polimetálico W-Sb-Au Woxi (Xiangxi) del NO de la provincia de Hunan está situada en un segmento en forma de arco convexo hacia el NW, en la zona orogénica de Jiangnan. Esta zona orogénica es conocida como un cinturón metalogénico que contiene numerosos depósitos de los cuales Woxi es la localidad tipo de los yacimientos estratoligados.

En una secuencia sedimentaria proterozoica, monótona, de bajo metamorfismo, de varios kilómetros de espesor, se encuentran dentro de la Formación Madiyi (Proterozoico superior) de 700 m de espesor, 12 horizontes mineralizados ligados litoestratigráficamente. La potencia de los horizontes es de hasta 1,50 m y su distribución areal es, según exploraciones recientes, de 2.300–3.500 metros y podría ser aún mucho más extenso.

La estratigrafía consta de pizarras pelíticas, limosas y silíceas, - conteniendo en parte dolomita, ankerita y pirita, con intercalaciones psamíticas. Ciertos horizontes presentan tufitas en forma de cuarcitas cloríticas y hematíticas, constituyendo a veces horizontes guías para los yacimientos.

La paragénesis mineral consiste en las especies de interés económico antimonita, scheelita y oro, además de pirita, arsenopirita, wolframita, esfalerita, tetraedrita, bournonita, boulangerita, gersdorffita, calcopirita y aurostibita. Minerales asociados son principalmente cuarzo, además de ankerita, dolomita, calcita y escasa baritina y apatita.

La mena es estratiforme y lenticular, y genéticamente ligada a delgadas capas sedimentarias. Los componentes detríticos y autigénicos de la roca de caja forman conjuntamente con los minerales autigénicos de la paragénesis metalífera, estructuras sedimentarias relicticas, estratificación paralela, oblicua y entrecruzada, deformaciones de pliegues y fracturas sindiagenéticas, rastros de erosión con formas polares y geopetales de sedimentación y enriquecimiento.

La mena y el sedimento fueron afectados conjuntamente por posiblemente cinco orogénesis y metamorfismos. Son dominantes plegamientos de tamaños grandes hasta muy pequeños de disposición axial NE–SO, con inclinaciones de $0\text{--}25^\circ$ hacia el NE, y menos frecuentemente de E–O e inclinaciones de $0\text{--}25^\circ$ al E. Al norte de los yacimientos, una zona de fracturación de rumbo O–E, con suave inclinación hacia el norte, corta los estratos mineralizados. El diaclasamiento es relativamente suave, pero tanto en la roca de caja como en los cuerpos mineralizados es llamativa una fuerte esquistosidad transversal. Cerca de los horizontes de mena estratiformes se desarrollaron mineralizaciones secundarias estartoligadas en forma de redes, brechas deformacionales y vetas sintectónicas.

La roca de caja juntamente con la mineralización sufrieron varios metamorfismos en condiciones de baja temperatura, en la facies de esquistos verdes. Las deformaciones y recrystalizaciones modificaron notablemente la textura granosa de la mena; no obstante en la mena masiva se conservaron relictos primarios estratiformes de enriquecimiento mineral.

La potente secuencia sedimentaria proterozoica es considerada una facies de flysch (turbiditas) depositadas en una zona de subducción. Evidencias geoquímicas demuestran que el detrito se originó en la corteza superior continental antigua, que fue afectada por procesos ígneos intercrustales tales como fusión parcial o cristalización fraccionada. El área de aporte del detrito probablemente fue una zona climática moderada, el material conformado por magmatitas y metamorfitas, con menor participación de vulcanitas, hace que las turbiditas varíen entre sedimentos de margen continental activo y un arco de islas continental.

Durante la sedimentación de la Formación Madiyi, del Proterozoico superior, acontecieron repetidas depositaciones tufíticas, pero por sobre todo aportes extrusivos de soluciones hidrotermales en diferentes épocas. Éstas produjeron en condiciones oxidantes cuarcitas hematíticas (pizarras cuarzosas hematíticas) y en el ambiente reductor la precipitación de compuestos químicos como así también enriquecimiento de horizontes mineralizados polimetálicos con Sb, W, Au, Fe, As, Cu, Pb, Zn, Ba, acompañados por SiO_2 .

Las investigaciones mineralógicas, petrológicas y de estructuras confirman mayoritariamente los resultados litoestratigráficos, tectónicos, mineralógicos, petrológicos y de estructuras, y amplían sus conocimientos. En la mena de Woxi, los valores de $\delta^{34}\text{S}$ de antimonitas muestran poca dispersión, crece de -20% , y permiten concluir que el origen del S es homogéneo y no biogénico. Las rocas carbonáticas y los carbonatos encontrados en la mena se diferencian muy poco entre sí en las relaciones $\delta^{13}\text{C}$ y $\delta^{18}\text{O}$, siendo el C de los carbonatos de la mena más livianos. La relación $\delta\text{D} / \delta^{18}\text{O}$ presenta una gran dispersión en el ámbito donde las aguas magmáticas y las metamorfogénicas se cruzan. Las edades modelo del Pb de la mena de 800–900 Ma caen en el margen de la edad de las rocas hospedantes. Las inclusiones fluidas medidas en cuarzo, scheelita y calcita dan temperaturas de homogenización de $95\text{--}185^\circ\text{C}$. Estos datos corresponden a cristalizaciones relativamente jóvenes de la mena metamórfica. En general se desprende una íntima relación entre roca hospedante y mena. El yacimiento Woxi es considerado, por lo tanto, un enriquecimiento metalífero polimetálico polifásico sedimentario hidrotermal con polimetamorfismo superpuesto.

En el cinturón metalogénico del orógeno Jiangnan, donde se encuentra la localidad tipo Woxi, se estudiarán para su comparación, yacimientos ubicados en rocas más antiguas y más jóvenes como ser el yacimiento de oro Huangjindong (Proterozoico medio), el yacimiento de Au y Sb Longshan (Siniánico, Proterozoico superior) y el depósito de Sb Xikuangshan (Devónico).

Este estudio busca demostrar como desarrollar una amplia investigación geocientífica exitosa para el reconocimiento genético de enriquecimientos metalíferos en yacimientos metamorizados. Los resultados de la misma permiten desarrollar recomendaciones para la práctica minera.

中国湖南“沃溪式”层状钨-铋-金建造矿床的 晚元古代海底初始富集作用及后期变质演化过程

摘要

沃溪（湘西）钨-铋-金建造矿床位于湖南省西北部的江南造山带向北西呈弧形突出的部位。该造山带以产有大量的多金属矿床而著称，其中的沃溪矿床是层控型矿床的典型代表。

在厚达数千米、岩性单一的元古界浅变质沉积岩系中的马底驿组（上元古界）中上段 700 米厚的地层内，迄今已发现 12 个层控型层状矿体。矿体厚度达 1.50 米，现今工程控制的平面延伸达 2300-3500 米。

含矿的沉积岩主要由含白云石、铁白云石、黄铁矿的泥质板岩、粉砂质板岩和硅质板岩夹砂岩构成。某些层位含以绿泥石石英岩和赤铁石英岩形式出现的层凝灰岩，它们部分构成了层状矿体的标志层。

矿石共生组合包括有用矿物辉铋矿、白钨矿和自然金，以及黄铁矿、毒砂、黑钨矿、方铅矿、闪锌矿、黝铜矿、车轮矿、块硫铋铅矿、辉砷镍矿、黄铜矿、方铋金矿等金属矿物。伴生矿物以石英为主，次为铁白云石、白云石和方解石，少量为重晶石和磷灰石。

矿石呈层状和透镜状富集于沉积地层中，并在成因上与沉积物一起受控于细纹层。因此，围岩的陆源碎屑组分和自生矿物组分与矿石中的自生矿物一起，构成残余的沉积组构：平行层理、斜层理、交错层理，同成岩期褶皱和破碎变形，显示沉积富集作用极性和示顶底的侵蚀痕迹等。

矿石和围岩一起，可能共同遭受了五次造山运动和变质作用的影响。从大范围直至小范围，造山运动形成的褶皱以轴走向 NE-SW、NE 向倾伏 0-25°占优势，次为轴走向 E-W、向东倾伏 0-25°的褶皱。一条走向近 W-E、轴面向北倾伏的断裂带，在矿区的北部切割赋矿地层。除强度相对较弱的裂隙构造外，围岩和矿体中强烈发育的横片理尤为引人注目。在层状矿体的旁侧（通常为下侧）系后生的层控网脉状矿化体、变形作用角砾岩和同构造期的裂隙型矿脉。

多期变质作用使赋矿地层和矿石一起经受了最高为低温绿片岩相的叠加。变形和重结晶作用使矿层的颗粒结构遭受了强烈的改造，尽管在结晶矿石中由矿质沉积富集作用形成的原始的层状组构残余仍部分地得以保留。

巨厚的元古代沉积物被解释为俯冲带附近的复理石相（浊流）沉积。地球化学证据表明，沉积的碎屑物主要来自于古老的上地壳，源岩曾显著遭受过诸如部分熔融、分离结晶作用等使

斜长石分离的壳内分异作用的影响，源区经历了中等程度的风化作用历史。花岗岩-花岗片麻岩的剥蚀物与少量火山岩呈不同比例的混合，使浊积岩的地球化学组成介于活动陆源和大陆岛弧沉积物之间。

晚元古代马底驿组的沉积作用多次受到凝灰质夹层沉积的影响，但最主要的是受在多个时相内喷发的热水溶液加入的影响。这些过程导致在氧化环境下形成赤铁石英岩（赤铁矿-硅质板岩），在还原环境下导致伴随 SiO₂ 晶出的含 Sb、W、Au、Fe、As、Cu、Pb、Zn、Ba 等多金属矿层的化学沉淀和富集作用。

地球化学研究支持了岩性地层学、构造地质学、矿物学、岩石学和组构学等方面的证据，并深化了对矿石成因的认识。在沃溪矿床，矿石中辉锑矿的 $\delta^{34}\text{S}$ 值变化范围小，主要集中在 2 % 左右。在碳-氧同位素组成上，矿石中的碳酸盐矿物与碳酸盐岩在轻碳的含量上略有区别。流体的 δD 和 $\delta^{18}\text{O}$ 值变化范围广，区别于典型的岩浆水和变质水。矿石铅模式年龄介于 800-900 Ma 之间，与围岩的年龄范围一致。石英、白钨矿、方解石中流体包裹体的均一温度变化于 95°-185°C，这可能与变质矿石相对年轻的结晶作用有关。地球化学资料总体上显示出围岩与矿石间的密切联系。

沃溪矿床因而可被称作为多时相热液沉积、多次变质作用叠加的多金属矿床。

除沃溪这一典型矿床外，对江南造山-成矿带中更老及更新地层中的其它若干矿床进行了对比研究。这些矿床包括：黄金洞金矿床（中元古界）、龙山金-锑矿床（晚元古界震旦系）和锡矿山锑矿床（泥盆系）。

此研究展示了如何将受变质矿床的研究建立在广泛的地球科学基础上，以探索金属富集的机理。从基础研究的这些成果出发，提出了针对矿山实践的若干建议。

Резюме

Поздне-протерозойское первичное подводное морское оруденение и дальнейшее метаморфогенное развитие стратиформных W-Sb-Au-носных рудных месторождений типа Вокси в Хунане (южный Китай)

Полиметаллическое W-Sb-Au-носное рудное месторождение Вокси (Xiangsi) в С-З части провинции Хунан лежит в дугообразном секторе (С-З-го направления дуги) орогенной зоны Джиангнан (Jiangnan). Эта зона представляет собой металлогенический пояс и содержит многочисленные рудные месторождения. Среди них месторождение Вокси является типичным стратиформным месторождением.

В монотонной, слегка метаморфизованной протерозойской осадочной серии мощностью в несколько км в настоящее время известны 12 литостратиграфически приуроченных рудных месторождений, заключенных в серии мощностью 700 м, принадлежащей к мадийской формации (поздний

протерзой). Мощность оруденелых тел достигает до 1,5 м, а площадное распространение составляет 2.300 - 3.500 м и может даже значительно превышать эту величину.

Последовательность осадочных слоев состоит частично из доломитовых, анкеритовых и пиритосодержащих пелитовых, алевроитовых и кремнистых сланцев с псаммитовыми включениями. Определенные горизонты содержат туффиты в форме хлоритовых и гематитовых кварцитов, которые частично служат рудоносными слоями.

Рудные парагенетические ассоциации содержат в качестве рудных минералов антимонит, шеелит и золото, а кроме того пирит, арсенопирит, вольфрамит, галенит, сфалерит, тетраэдрит, бурнонит, буланжерит, герсдорфит, халькопирит и ауристобит. Сопутствующими минералами являются в основном кварц, а также анкерит, доломит, кальцит, в меньшей степени барит и апатит.

Рудные тела являются стратиформными или линзообразными, и приурочены к осадочным слоям. Очевидно генетическое родство с определенными осадочными прослоями. Так, детритовые и аутигенные компоненты вмещающих пород образуют вместе с аутигенными минералами рудного парагенезиса реликтовые элементы осадочных слоев: параллельные, наклонные или секущие прослои, синдиагенетические складчатые или прорывающие деформационные структуры, эрозионные следы с полярными и геопетальными формами отложения и оруденения.

Руды и вмещающие породы были, по-видимому, совместно подвержены пяти стадиям орогенеза и метаморфизма. Доминирует складчатость крупного и мелкого масштабов с преобладающим направлением осей складок на СВ-ЮЗ, 0 - 25°, а также в меньшей степени широтного направления с В падением 0-25°. В северной части месторождения рудоносные слои обрезаны зоной смещения широтного направления с пологим падением на север. Во вмещающих породах и рудных телах наравне с относительно слабой трещиноватостью четко проявлена секущая сланцеватость. Наравне со стратиформными рудными телами развито также вторичное прожилковое оруденение, приуроченное к слоистости, а также оруденелые деформационные брекчии и синтектонические секущие жилы.

Осадочные слои вместе с оруденением подверглись нескольким стадиям метаморфизма низкотемпературной фации зеленых сланцев. Процессы деформации и перекристаллизации особенно сильно преобразовали первичные рудные структуры. Тем не менее, кристаллические рудные образования все еще сохраняют первичные структурные реликты седиментогенного образования.

Мощные протерозойские осадочные серии трактуются как флишевые фации с турбидитами в зоне субдукции. Геохимические исследования позволяют генетически отнести детритовый материал к древней континентальной коре. В то же время не исключается влияние частичного расплавления и внутрикоревой магматической дифференциации. Область происхождения детритового материала находилась, по-видимому, в условиях умеренной климатической зоны. Наличие гранитоидного материала в магматитах и метаморфитах с небольшой частью вулканитов позволяет заключить, что их формирование проходило в условиях активной континентальной окраины в вариации с условиями континентальных островных дуг.

Формирование поздне-протерозойских мадрийских отложений неоднократно подвергалось влиянию туффитовых образований, но прежде всего рудоносному

влиянию многочисленных по времени фазам экструживно-гидротермальных поступлений рудоносных растворов. Они приводили в окислительных условиях к образованию гематитовых кварцитов (гематитовых кремнистых сланцев) и в восстановительных условиях к выпадению и химическому отложению, а также обогащению полиметаллических рудных тел Sb, W, Au, Fe, As, Cu, Pb, Zn, Ba в сопровождении кремнекислоты.

Таким, образом, генезис месторождения Вокси следует рассматривать как полиметаллическое, гидротермально-осадочное рудообразование с полиметаморфогенным влиянием и многофазовым по времени рудонакоплением.

Исходя из генетического типа месторождения Вокси в металлогеническом поясе орогенной зоны Джиангнан были исследованы для сравнения еще несколько месторождений в более ранних и более молодых образованиях: Au-месторождение Хуангджиндонг (Huangjindong) средне-протерозойского возраста, Au-Sb-месторождение Лонгшан (Sinium поздний протерозой) и Sb-рудное месторождение Ксикуангшан (Xikuangshan) девонского возраста.

Данное исследование демонстрирует, что при успешном изучении метаморфогенных месторождений на базе применения широкого спектра геологических методов можно прийти к выводам о генезисе рудоотложения. По результатам данного основательного исследования были разработаны практические критерии их поисков и обработки.

1. Problemlage

Die lagerstättenkundliche Fachliteratur nennt seit dem abgelaufenen Jahrhundert das südostchinesische Gebiet, Provinz Hunan, als bedeutendsten W-Sb-Bezirk der Erde. Die Rede war von hydrothermalen „Antimonglanzgängen (Chinesischer Typ)“ (SCHNEIDERHÖHN, 1962). Scheelitanreicherungen wurden als niedrigpneumatolytische bis hochhydrothermale Umwandlung von Wolframit erklärt. Auch W. & W.E. PETRASCHECK (1950, S.137) erwähnen:

„Innerhalb einer Folge altpaläozoischer Kalke und Schiefer ist besonders eine verkieselte Kalkschicht, die unter einem stauenden devonischen Schiefer liegt, nester- und trümerartig mit Antimonglanz vererzt.“ „Kretazische Metallprovinz“.

Bei CISSARZ (1965) findet man die kontaktpneumatolytische genetische Stellung des Scheelits.

Auch in der chinesischen Literatur der 40er bis 60er Jahre werden Scheelit und Antimonit als typische epigenetische Erzkörper hydrothermal-magmatischer Genese, hauptsächlich im Zusammenhang mit den Yanshanischen Granitintrusionen der Jura-Kreide-Zeit gedeutet. Diese Ansicht ist auch heute noch immer verwurzelt, z.B. ZHANG, Z.R. (1980, 1989).

Der vorliegende Forschungsauftrag befasst sich mit der etwas außergewöhnlichen Paragenese, dem lithophilen Metall W, dem chalkophilen Sb (mit siderophilen Tendenzen) und dem siderophilen (wenig chalkophilen) Au. Und diese Elementvergesellschaftung in schichtgebundener Anreicherungsform! Während der lagerstättenwissenschaftliche Fortschritt über genetische Bedingungen der Sb-Anreicherungen sich in normalen Bahnen bewegte, gaben die W-Konzentrationen in Form von Scheelit in den vergangenen drei Jahrzehnten Anlass für bemerkenswerte neue genetische Modelle.

So dominierten im vergangenen Jahrhundert bis etwa um 1970 weltweit die Vorstellungen über typisch epigenetische Sb-Vererzungen. Sowohl diskordant als auch konkordant in lagigen Gesteinsabfolgen enthaltene Erzkörper wurden allgemein als „Gänge“ bezeichnet, die aus nachträglich dem Gestein zugeführten hydrothermalen Lösungen mineralisiert worden sein sollten. Seit MAUCHER (1965) im Rahmen einer „Sb-W-Hg-Paragenese“ schicht- und zeitgebundene Anreicherungen auch für Sb als syngenetisch-sedimentär, verursacht durch submarine Hydrothermalen, zu beweisen begann, meldeten sich eine Reihe von Forschern mit zustimmenden Beispielen. Bemerkenswerte genetische Ergebnisse über die polymineralischen Sb-Erzlagerstätten mit Au im archaischen, schwach metamorphen Komplex der Murchison-Range (NE Johannesburg, Südafrika) teilten SAAGER (1973 a,b), SAAGER & MUFF (1975, 1976) und MUFF (1978) mit. Dieser berühmte Sb-Lagerstättendistrikt mit Anreicherungen in schichtiger Position, begleitet von Quarz und Karbonaten in einem vulkano-sedimentären Gesteinsverband, wird seitdem syngenetisch, nämlich submarin-synsedimentäre Ursprünge erklärt.

Die Forschungsergebnisse von SAAGER über das Gold Südafrikas in den frühen 70er Jahren waren auch für den Fortschritt genetischer Ansichten über Primäranreicherungen und metamorphogene Weiterentwicklung von Goldlagerstätten von besonderer Bedeutung (SAAGER, 1973 a,b; SAAGER et al., 1982; SAAGER & MEYER, 1984).

Einen animierenden Einfluss auf die genetische Beurteilung von schichtigen Scheelitlagerstätten in den Ostalpen Österreichs brachte das Ergebnis von WENGER (1964, 1965) aus der Innsbrucker Lagerstättenschule über die stratiforme Scheelit-Lagerstätte Tux bei Lanersbach im Zillertal zustande. Die zunehmende Kenntnis über

schichtförmige Erzlagerstätten im Allgemeinen, gesehen durch petrographisch-gefügekundliche Forschungen, führte die Münchner Arbeitsgruppe MAUCHER/HÖLL zu grundlegend neuen Vorstellungen über die Genese von Sb-W-Hg-Lagerstätten. So postulierte MAUCHER (1965) eine weltweit verbreitete „W-Sb-Hg-Formation“ auf Grund auffälliger Metallparagenesen in Ländern des Mittelmeerraumes, in Asien und allgemein in einem zirkumpazifischen Gürtel und versuchte, für mehrere erdgeschichtliche Epochen ihre geotektonische Stellung zu erörtern. Die praktische Erkenntnis über schicht- und zeitgebundene Erzlagerstätten der erwähnten Metalle, einzeln bzw. bis zu komplexer Element- und Mineralparagenese, gipfelte schon im Jahre 1969 im Prospektionserfolg mit der Entdeckung der größten europäischen Scheelitlagerstätte Felbertal in Salzburg (HÖLL, 1970, 1971, 1975, 1977, 1979). Neueste Forschungen übrigens haben für diese Lagerstätte und deren Nebengesteine oberproterozoisches Alter ergeben (REITZ & HÖLL, 1988), was im Vergleich mit den Forschungen in China unsere Aufmerksamkeit fordert. Minerogenetische und lagerstättengenetische Fortschritte sind von HÖLL et al. (1987), HÖLL & SCHENK (1988, 1989), SCHENK & HÖLL (1991) und EICHORN (1995) veröffentlicht. Zu den einschlägigen frühen Studien sind auch die von ANGERMEIER in Sardinien (1964), MAUCHER (1972), LAHUSEN in Kärnten (1972), HÖLL, MAUCHER & WESTENBERGER in Salzburg (1972) sowie von BRIGO & FRIZZO (1976) in den Meeralpen Italiens, CARMINGNANI et al. in Sardinien (1979), FRIZZO (1981) und BRIGO & OMENETTO (1983) über stratiformen Scheelit in den italienischen Alpen erwähnenswert.

Hier wären auch weitere Entdeckungen im zentralen Ostalpenraum über stratiformen metamorphen Scheelit im Bereich der Tauernschieferhülle und des Altkristallins durch NEINAVAIÉ, 1979; FUCHS, 1981, 1982; NEINAVAIÉ et al. 1983; NEINAVAIÉ et al., 1985; NEINAVAIÉ et al., 1989 anzureihen.

Angeregt durch die neuen Errungenschaften von HÖLL & MAUCHER (1967) meldeten sich zahlreiche Forscher mit ähnlichen Entdeckungen und Erklärungen aus verschiedenen Erdteilen. Insbesondere die Paragenese Scheelit – Antimonit – Pyrit wird oft hervorgehoben. Bemerkenswerterweise waren unter den damals untersuchten Lagerstätten auch schon eine in Süd-Korea (Lagerstätte Sandong, SO C.S. 1968), weitere in Rhodesien (Zimbabwe; CUNNINGHAM, HÖLL & TAUPITZ, 1973), Tasmanien/Australien (BURCHARD, 1972, 1977) und Argentinien (M.K. de & A. BRODTKORB, 1975, 1977, 1984). Weiters berichten GHISLER et al. (1980) über Scheelit in den spätpräkambrischen Kaledoniden, BARNES (1983) über W-Mineralisationen im Broken-Hill-Block in Neu-Südwest-Australien, ARRIBAS & GUMIEL (1984) über W-Anreicherungen in der Lagerstätte La Codocera in Spanien, neuerdings FLETCHER (1984) über schichtgebundenen Scheelit in Süd-Korea und HALLENSTEIN & PEDERSEN (1983) über Scheelit in Zentral-Ostgrönland. Es folgen FULP & RENSHAW (1985) über Santa Fé, Neu-Mexiko, USA, und APPEL (1986) über schichtgebundenen archaischen Scheelit in West-Grönland.

MAUCHER (1976) erörterte diesen Lagerstättentyp mit meist lithofazieller Gebundenheit an sedimentäre oder metavulkanitische Gesteinsserien in präkambrischen, paläozoischen und auch in jüngeren Gesteinskomplexen sowie die Zugehörigkeit zu geotektonischen Lineamenten und Zusammenhänge ähnlicher schichtgebundener Lagerstätten mit Metavulkaniten in Grünschiefergürteln. Dabei betonte MAUCHER schon damals die graduellen Unterschiede der Sb-W-Hg-Erzminerale und die Differentia-

tion durch metamorphogene Mobilisation und Entstehung geologisch jüngerer schichtdiskordanter Gänge und Ganglagerstätten.

In der genetischen Lagerstättendiskussion in China sind nach 1970, wenn auch nicht so konkret, doch Erzanreicherungen sedimentären Ursprungs und ihre möglichen nachfolgenden Veränderungen erörtert worden (ISMEP 1985). Bemerkenswert ist die fortschrittliche Erkenntnis geochemischer Lagerstättenforscher in China. So kann das dreibändige Werk „Geochemie schichtgebundener Erzlagerstätten in China“ von TU, G.Z. (1984, 1987) angeführt werden.

Ende der 70er Jahre bis in die 80er Jahre hat eine Reihe von Forschern in China die im Zuge von Metamorphosen in Gang gesetzten Fluide für die Entstehung von metamorphogen-hydrothermalen Erzlagerstätten verantwortlich gemacht (z.B. LUO, X.L. et al., 1984; LUO, X.L., 1989). Dabei wurden besonders die Antimonitlagerstätten von Hunan in präkambrischen Gesteinen angeführt. Dieser Theorie folgten viele Anhänger. Im Werk „Geochemie des Wolframs“ von LIU, Y.J. & MA, D.S. (1987) wurde Allgemeines über die Geochemie des W, besonders aber auch Scheelit behandelt. Neuerdings fand auch die Theorie über die Lagerstättenbildung durch zirkulierende „Meteorische Wässer“ ihre Anhänger (ZHENG, M.H., 1989; YANG, S.X., 1992).

Schließlich ist noch eine „Source-bed-Theorie“ (KNIGHT, 1957; SCHNEIDER, 1988) zu erwähnen, die, aktiviert durch einen Wärmeherd mit Auslaugungen von Metallen größerer Areale durch Fluide, insbesondere aus diffusen Voranreicherungen im Untergrund rechnet, welche schließlich als („Pseudo“-)Hydrothermen intrusive und extrusive Vererzungen bilden können. MA, D.S. (1991), LIU, Y.J. et al. (1993), MA, D.S. & LEHMANN (1994) und YANG, S.X. et al. (1994) versuchen ein derartiges Hydrothermalsystem mit Lösungsumsatz eines präexistierenden Mineralinhaltes und selektiv-schichtigem, epigenetischem Erzabsatz auf die Vererzung in der metallogenetischen Zone in N-Hunan anzuwenden. Ein Konzept also, das einer „intraformationalen Lagerstättengenese“ (QUEDNAU, 1994) entspricht. Vor allem in neueren Arbeiten spielen Isotopengeochemie und Flüssigkeitseinschlüsse eine betonte Rolle, wie z.B. bei GUILLEMETTE & WILLIAMS-JONES (1993) über die Sb-W-Au-Lagerstätte Ixtahuacan in Guatemala, wobei aber der minerogenetischen Altersstellung der untersuchten Kristallite nicht immer eine gebührende Bedeutung beigemessen wird.

Obwohl RAMDOHR in speziellen Arbeiten, vor allem aber in einem seiner Hauptwerke 1975 über die Einwirkungen der Metamorphose auf präexistente Erzlagerstätten ausführlich und eindringlich berichtete, fanden Notizen über extrusive, exhalative bzw. hydrothermal-sedimentäre W-Anreicherungen nur allmählich in Lehrbüchern Eingang, wie 1982 durch PETRASCHECK & POHL sowie in EVANS (1992) und POHL (1992).

In Europa brachten mehrere Forschungsergebnisse von HÖLL (z.B. SCHENK & HÖLL, 1991; EICHORN et al., 1994 a, b und HÖLL & EICHORN, 1997) über die ostalpine Scheelitlagerstätte Felbertal eine Fülle von Neuerkenntnissen über die submarin-magmatische Erstanlage in einem jungproterozoischen Geothermalsystem sowie über die metamorphosierenden variszischen und alpidischen Einflüsse, die eine hydrothermale Wiederanlage und räumliche Stoffumsätze zu größeren Erzkörpern beweisen. Hierbei kamen beispielhaft mikrothermometrische Methoden, Isotopenuntersuchungen Rb/Sr, Sm/Nd und Spurenelemente zum Einsatz.

In der chinesischen Literatur ist in letzter Zeit die mögliche submarin-hydrothermale Erzbildung von südchinesischen Metallagerstätten aktualisiert worden; eine neue Ansicht, die vor allem nach Studien von Lagerstätten in den Provinzen Hunan, Guizhou und Guangxi gereift ist (MA, D.S. & LEHMANN, 1994; JIANG, Z. et al., 1996; LIU, J.M. et al., 1998).

Ein 1999 erschienenes Ergebnis von YANG, S.X. & BLUM basiert auf geochemischen Untersuchungen von Sedimenten der Madiyi-Formation. Hierbei werden die Theorien über magmatische „fossile“ Hydrothermen und Hydrothermalsysteme im Sinne des „Source-bed“-Konzeptes kritisch gegenübergestellt und schließlich wird auf Grund der geochemischen Daten der Hydrothermaltheorie der Vorzug gegeben.

Auf Grund der bedauerlich differierenden genetischen Aussagen über die W-, Sb- und Au-Anreicherungen in Hunan schien eine neuerliche und zwar vielseitige, umfassende geowissenschaftliche Untersuchung sinnvoll. Sie sollte auch konkrete praktische Aussagen für die Bergbauindustrie liefern (Abb. 1).

2. Einleitung

Der Kontakt chinesischer und österreichischer Geowissenschaftler geht auf den Staatsbesuch des österreichischen Bundespräsidenten Dr. Rudolf KIRCHSCHLÄGER in der Volksrepublik China vom 10. bis 19. September 1985 zurück, in dessen Rahmen die Aufnahme auch wissenschaftlicher Beziehungen zwischen beiden Staaten vereinbart wurde. Nachfolgend wurde im Jahr 1988 auch ein Abkommen zwischen den beiden Wissenschaftsfonds, nämlich dem NSFC in China (National Natural Science Foundation of China) und dem FWF in Österreich (Fonds zur Förderung der wissenschaftlichen Forschung) getroffen.

Auf dieser Grundlage kam 1990–1992 eine Zusammenarbeit von Erdwissenschaftlern des College of Geology, Chengdu (Sichuan) und der Universität Innsbruck (Institut für Mineralogie und Petrographie) mit dem Projekt „Goldforschung in Sichuan, V.R. China“ zustande, welches 1993 mit der Publikation ZHENG, M.H., LIU, J.M., SCHULZ, O. & VAVTAR, F., bzw. ZHENG, M.H. et al. (1994) abgeschlossen wurde.

Die damals erfolgreiche Zusammenarbeit führte zur Überlegung,

ein weiteres, international attraktives lagerstättenkundliches Thema in Angriff zu nehmen. Nach einem internationalen Begutachtungsverfahren haben der NSFC-China und der FWF-Österreich das W-Sb-Au-Projekt Hunan für zwei Jahre genehmigt. Im Juni und Juli 1997 wurden die Forschungen in verschiedenen Regionen bzw. Bergwerken im Nordwesten der Provinz Hunan von den Vertragspartnern gemeinsam aufgenommen. Die Laboruntersuchungen fanden einerseits an der Universität Innsbruck im Institut für Mineralogie und Petrographie (insbesondere Petrographie, Lagerstättenkunde, Erzmineralogie, Geochemie) durch SCHULZ, VAVTAR, GU, ZHENG und LIU, weiters an der Technischen Universität Chengdu (Department of Mineral Resources) durch GU und ZHENG (Geologie, Mineralogie, Petrographie, Geochemie) sowie in Beijing/Peking im Geophysikalischen Institut der Chinesischen Akademie der Wissenschaften (Isotopengeochemie) durch LIU statt. Im Herbst 1999 fanden vor Abschluss des Projektes nochmals ergänzende Untersuchungen im großen Bergwerk Woxi durch die chinesische und österreichische Forschergruppe statt, um eine Reihe von Ergebnissen zu testen, zu kontrollieren und zu ergänzen. Mit 31. März 2000 wurde das Projekt offiziell beendet.

China steht seit langem in der Welt-Bergbaustatistik mit der Sb- und W-Produktion und den Vorräten an erster Stelle. Schon etwa um 1960 kam die Hälfte der Sb-Produktion aus der V.R. China. Und seit 1930 bis heute lieferte China die Hälfte der Welt-W-Produktion. Dabei war die Provinz Hunan als Sb-Produzent an der chinesischen Fördermenge immer schon mit über der Hälfte (60 %) und an der W-Produktion mit 20–30 % beteiligt.

Der südchinesische Raum war schon früher und bis heute mit über 80 % an Produktion und Vorräten von Sb und W an der Gesamtgewinnung Chinas beteiligt. Daraus geht die Bedeutung Südkinas vor allem in dieser Sparte der Metallgewinnung hervor. Dazu kommt noch die mon-



Abb. 1.
China – Überblick mit Provinzen, Hauptstädten und dem Forschungsgebiet in Hunan.

tanwirtschaftliche Bedeutung dieses Raumes an Gold. China lag in den vergangenen Jahren als Goldproduzent in der Weltbergbaustatistik an fünfter Stelle (WEBER & ZSAK, 2001). Die Provinz Hunan spielt auch dabei eine wichtige Rolle. Etwa 80 % der Goldlagerstätten in Hunan bzw. ca. 45 % der Goldvorräte der Provinz liegen in den proterozoischen Gesteinen der Jiangnan-Orogenzone, weshalb man, auch bezugnehmend auf Antimon und Wolfram, von einem metallogenetischen Gürtel spricht. Und daraus ergibt sich die Frage, warum in diesem Teil der Erdkruste derartige Konzentrationen dieser Metalle, und in welchen Formen die lagerstättenbildenden Anreicherungen vorliegen. Eine willkommene Situation für die Lagerstättenwissenschaft, ihre Fähigkeiten unter Beweis zu stellen und die Kenntnisse über den Komplex der Metalanreicherungen der Wirtschaft zur Verfügung zu stellen.

3. Großtektonik in Südchina und tektonische Entwicklung des Forschungsgebietes in Hunan

3.1. Paläogeographische Vorstellungen und Großtektonik

In heutiger globaler plattentektonischer Sicht liegt die südchinesische Platte als ein Teilabschnitt im SE-Bereich der eurasischen Platte. Im Norden schließt daran der nordchinesisch-koreanische Kraton an. Nach allerneuesten Erkenntnissen bildet der Sunda-Block den südlichen Anschluss an die südchinesische Platte (WILSON et al., 1998). Dieses Areal umfasst heute das südchinesische Meer und den südostasiatischen Raum. Im östlichen Anschluss an die südchinesische Platte folgt die ozeanische Philippinische Platte, im Westen schließt die bekannte junge Orogenzone, das Hochplateau von Tibet, an.

In großtektonischer Übersicht unterteilt man das heutige China in zwei Teile: N- und S-China. Seit etwa 20 Jah-

ren wird auch noch der südchinesische Raum in einen N-Teil = Yangtze-Kraton und einen S-Teil = Cathaysia-Block (GRABAU, 1924) gegliedert (Abb. 2). Die Grenze dieser zwei Teile verläuft mit WSW-ENE-Richtung etwa vom Norden der Provinz Guangxi über die Provinz Hunan in die Provinz Zhejiang südlich von Shanghai.

Unser Forschungsgebiet liegt zwischen dem Yangtze- und dem Cathaysia-Block, in einem über 1.000 km langen und 150–300 km breiten Bereich, der eine Subduktionszone mit Inselbogen und dahinterliegendem Randmeergebiet darstellt.

Der Yangtze-Kraton gehört zu den größten und stabilsten tektonischen Einheiten in Südchina. Der Kern dieses Kratons ist von phanerozoischen Sedimentgesteinen mit großer Mächtigkeit bedeckt. Nach der Interpretation von geophysikalischen Untersuchungen existiert im Mittelteil des Kratons ein mechanisch sehr stabiler Block. Präkambrische Gesteine sind nur im Bereich der randlichen vulkanischen Zuwachszonen aufgeschlossen.

Bemerkung zur Schreibweise „Yangtze“

Abweichend von der im Deutschen gebräuchlichen Schreibweise „Yangtse“, „Yangtsekiang“ usw. verwenden wir die englische Bezeichnung „Yangtze“ deshalb, weil diese auch der chinesischen Schreibweise entspricht, welche die deutsche Aussprache „Yangtze“ verlangt. Chinesisches „J“ würde in der Aussprache nicht dem deutschen „J“ entsprechen. Chinesisches „Y“ hingegen wird ziemlich ähnlich dem deutschen „J“ (und ähnlich dem englischen Y) ausgesprochen. Im Hinblick auf die hier viel verwendeten chinesischen geographischen Bezeichnungen halten wir eine generelle „Eindeutschung“ dieser vielen Namen nicht für sinnvoll.

3.2. Yangtze-Kraton-Südrand

Altersbestimmungen an ältesten Gesteinen im Yangtze-Kraton weisen auf Archaikum. Rings um diesen Block bestehen am Kratonrand Beweise für vulkanotektonische aktive Anwachszone aus dem älteren, mittleren und jüngeren Proterozoikum. Unser Forschungsgebiet im Norden der Provinz Hunan gilt als ein tektonisch kompliziert

gebautes Gebiet mit stratigraphisch bedeutendem Schichtenumfang vom Präkambrium bis zum Tertiär. Der Yangtze-Kraton wird unterteilt in:

- Oberer Yangtze-Block (Oberlauf des Yangtze)
- Unterer Yangtze-Block (Unterlauf des Yangtze)
- Jiangnan-Orogenzone (südlich des Yangtze, WSW-ENE-verlaufende Subduktions- und Inselbogenzone).

Worterklärung „Jiangnan“

„Jiang“ bedeutet Fluss, „nan“ bedeutet Süd, und somit kann „Jiangnan“ als das Gebiet südlich des Yangtze-Flusses übersetzt werden.

Unser Arbeitsgebiet liegt ziemlich genau im Mittelteil der Jiangnan-Zone (Abb. 2).

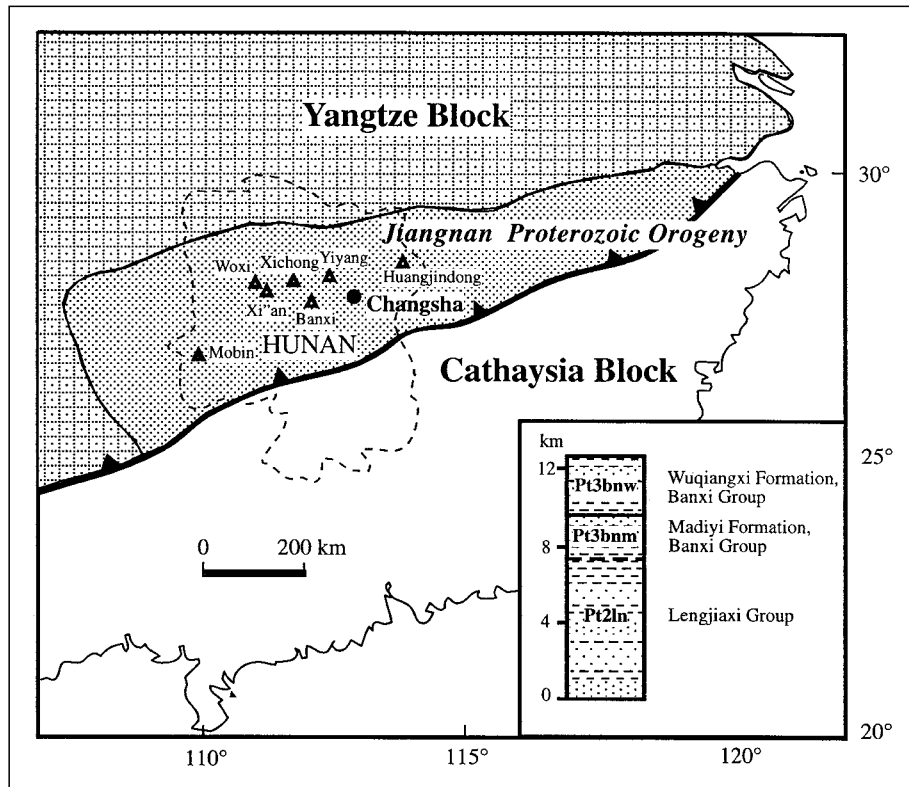


Abb. 2. Schematische Lageskizze zur plattentektonischen Entwicklung von SE-China und Säulenprofil der proterozoischen Schichtfolge nach Vorstellungen von GRABAU (1924).

3.3. Präkambrische Entwicklung des Xuefeng-Teilgebietes in der Jiangnan-Orogenzone

Die wesentliche Entwicklung in diesem Orogenstreifen hat in der präsinischen Zeit stattgefunden. Sie ist naturgemäß für unsere Studie sehr wichtig. Die Jiangnan-Zone verläuft generell in einem NW-konvexen Bogen mit SW-NE-Streichen und Biegung auf WSW-ENE.

Der Xuefeng-Abschnitt, benannt nach dem Xuefeng Shan (-Gebirge), wird im wesentlichen von den proterozoischen Sedimentgesteinen der Lengjiaxi- und Banxi-Gruppe aufgebaut (Abb. 3). Die in die Tiefe zu noch nicht weiter bekannte Lengjiaxi-Gruppe besteht aus einer unterschiedlich, aber mindestens 8.000 m mächtigen klastischen Sedimentabfolge mit Einschaltungen von submarinen Laven, Tuffen und Tuffiten, die alle schwach metamorph vorliegen. Ihr Alter war bisher immer ein Problem. Nach Fossilfunden (Hunan Bureau of Geology and Mineral Resources, 1988) und U/Pb-, sowie Sm/Nd-Altersdatierungen (LUO, X.L. et al., 1996; CHEN, J.F. & JAHN, 1998) wird der Komplex mit 1.400–1.050 Mio. Jahren eingestuft, was dem mittleren bis jüngeren Abschnitt des mittleren Proterozoikums entspricht. An Fossilfunden werden genannt die Acritarchen *Trachysphaeridium* sp., *Lophosphoridium* sp., *Zonosporidium* sp., *Protoliosphaeridium* sp., *Trematosphaeridium* sp. und die Algen *Taeniatum* sp., *Polyporata* sp., *Leiopsophosphaera* sp. sowie *Asperatopsophosphaera* sp. Es handelt sich um eine monotone Abfolge von Schiefern, Phylliten, Meta-Sand- und -Siltsteinen. Die Einschaltung vulkanischer und pyroklastischer Anteile ist hauptsächlich im unteren und mittleren Abschnitt der Serie auffallend. Im Ostteil unseres Forschungsgebietes erreichen die submarin-vulkanogenen Gesteinsanteile Mächtigkeiten von zusammengerechnet bis zu 5.000 m. Davon entfallen 200–300 m auf basische Laven. In der Hauptsache ist Basaltlava vertreten. In diesem Zusammenhang ist auch spilische Entwicklung nachgewiesen worden.

Eine stellenweise nachweisbare Schichtdiskordanz mit grobklastischer Zwischenschicht zu Beginn der nachfolgenden Sedimentation wird als Beginn der Xuefeng-Orogenese gewertet. Die darüber einsetzende Banxi-Gruppe besteht ebenfalls aus einer Serie von schwach metamorphen, feinklastischen Sedimenten mit vulkanischen und vulkanoklastischen Einschaltungen.

Diese regional außerordentlich (zwischen 1.000 und 5.000 m Mächtigkeit) schwankende Sedimentabfolge wird in zwei Faziesbereiche unterteilt, nämlich in einen nördlichen 500 bis 2.500 m mächtigen Rot-Banxi-Bereich und einen südlichen 2.000 bis 4.000 m mächtigen Grün-Banxi-Bereich. Die Sedimente der Rot-Banxi-Fazies werden zeitlich-stratigraphisch gegliedert in eine untere (= ältere) Madiyi-Formation und eine obere (= jüngere) Wuqiangxi-Formation.

Im N-Teil der Madiyi-Sedimentation ist die Einschaltung submariner andesitischer Laven mit felsitischer Zusammensetzung sowie von Agglomeraten, Tuffen und Tuffiten mit intermediärem bis saurem Chemismus bekannt. U/Pb-Altersbestimmungen der Andesitlaven ergeben 933 Mio. Jahre, das entspricht schon dem Beginn des jüngeren Proterozoikums.

In der Wuqiangxi-Formation sind innerhalb der pelitisch-siltigen Sedimentabfolge viel mehr sandige Einschaltungen grobkörniger Zusammensetzung zu beobachten als in der Madiyi-Formation. Intermediäre submarin-vulkanische Tuffe ergänzen die Abfolge. Altersbestimmungen an diesen ergaben mit 736 Mio. Jahren für

Zirkone (U/Pb) junges Proterozoikum (AMES et al., 1993; LUO, X.L. et al., 1996). An Fossilbestimmungen werden vom Hunan Bureau of Geology and Mineral Resources genannt die Acritarchen *Trachysphaeridium minor*, *Protoliosphaeridium solidum*, *Trematosphaeridium holtedahlii* und die Algen *Pseudozonosphaera verrucosa*, *Asperatopsophosphaera umishanensis* sowie *Dictyosphaera macroreticulata*.

Im Grün-Banxi-Bereich stellen die Sedimentfolgen der Gaojian-Formation und der Mobin-Formation Äquivalente zur Madiyi- und Wuqiangxi-Formation dar.

Die gesamte, außerordentlich mächtige, präsinische Sedimentabfolge (Lengjiaxi- und Banxi-Gruppe) wird nach dem heutigen Stand der Forschung als Flyschbildung der Jiangnan-Orogenzone angesehen.

Der immense, regional auf über 12 km Mächtigkeit angewachsene proterozoische Sedimentstapel wurde von der in das Jung-Proterozoikum datierten relativ schwachen Hauptphase der Xuefeng-Orogenese und Metamorphose zum Teil schon ein zweites Mal überprägt. In deren Gefolge werden auch nur schwache Granitintrusionen vermerkt. Die SW-NE-verlaufende Jiangnan-Gürtelzone am S-Rand des Yangtze-Kratons wird als Folge der nach Norden gerichteten Subduktion ozeanischer Kruste unter den Yangtze-Kraton aufgefasst (Abb. 2).

Die beträchtlichen Mächtigkeitsunterschiede im Sedimentaufbau sind durch vorsinische plattentektonische Prozesse im Jung-Proterozoikum zu erklären. Seit diesem frühen Entwicklungsstadium scheint nach den derzeitigen Auffassungen ein Inselbogensystem mit einem dahinter liegenden Randmeerbecken existiert zu haben. Für unsere lagerstättengenetischen Überlegungen von Interesse sollten auch die Erkenntnisse sein, dass im zeitlichen Anschluss an die Xuefeng-Orogenese regional verbreitet hydrothermale Systeme an Störungszonen zur Auswirkung gelangten. Gewisse Tiefenbereiche sollen sogar von anatektischen bis palingenen Einflüssen erfasst worden sein, was zu hybriden sauren Magmen und zur Bildung von Granitplutonen führte. Obwohl die übermächtige Sedimentabfolge in der Jiangnan-Inselbogenzone bislang von mehreren tektonischen Zyklen beeinflusst war, reichte der Metamorphoseeinfluss nur in die untere Grünschieferfazies.

Die Aufwölbung eines zentral gelegenen Abschnittes des Jiangnan-Blockes mit etwa 300–400 km Länge und 150–200 km Breite hatte große Unterschiede sowohl in tektonischer als auch in sedimentologischer Sicht im Vergleich zu den nördlich davon gelegenen Gebieten der Yangtze-Paraplatz zur Folge (JIANG, Z. et al., 1996). Dort handelt es sich um Karbonatsedimente einer Flachmeerfazies, die einer Tiefwasserfazies im Jiangnan-Block mit den Sedimentfolgen der Lengjiaxi- und Banxi-Gruppe gegenübersteht.

Für einen Teil unseres aufgewölbten Gebietes in der Jiangnan-Orogenzone befand sich das Sedimentationsbecken in einem tektonisch relativ ruhigen, miogeosynklinalen Ablagerungsraum der Orthogeosynklinalen mit der Banxi-Sedimentation. Hingegen werden unruhigere tektonische Verhältnisse in der eugeosynklinalen Zone im Mittel- und Südteil des Beckens mit vorherrschender Tiefwasser- und Flyschfazies angenommen.

Im Groß gesehen findet man von N nach S fortschreitend mit zunehmender Tiefe und Entfernung von der kontinentalen Küste immer feinkörnigere Sedimente sowie einen immer stärker werdenden Einfluss vulkanischer Tätigkeit, nachweisbar durch vulkanoklastische Sedimente.

Nach den orogenen Xuefeng-Ereignissen folgte in der Sinium-Periode (jüngstes Proterozoikum) eine gegen-

Abb. 3.

Schematisches Säulenprofil zur Stratigraphie im Forschungsgebiet NW-Hunan nach zusammengefassten Angaben von JIN, H.S. & FU, L.W. (1986), WANG, R.H. (1987), LIU, Y.J. et al. (1993) und JIANG, Z. et al. (1996).

Pt = Proterozoikum; Z = Sinium; Cm = Kambrium; O = Ordovizium; S = Silur; D = Devon; C = Karbon; P = Perm; T = Trias; J = Jura; K = Kreide; E = Tertiär.

über früheren Sedimenten veränderte Sedimentation. In nördlichen Gebieten wurden im altsinischen Zeitabschnitt überwiegend grobklastische Sedimente abgelagert, die teils mariner, teils kontinentaler (aerischer), einschließlich glazialer Sedimentation entsprechen. Diese Sedimente überlagern diskordant die Lengjiaxi-Gruppe bzw. die Banxi-Gruppe und werden als Molasse-Formation beurteilt. Im jüngsten sinischen Zeitabschnitt folgten Karbonatgesteine einer Seichtwasser-Plattform. Diese Karbonatplattform hatte riesige Ausmaße und umfasste gemeinsam den Yangtze-Kraton und die Jiangnan-Orogenzone.

Im Südgebiet dagegen fand eine sehr mächtige marine Sedimentation ohne oder nur mit schwachen Diskordanzen statt. Dieser Ablagerungsraum wird von manchen Forschern als Restbecken eines vormals viel größeren Meeresbeckens bewertet (LIU, B.J. et al., 1993).

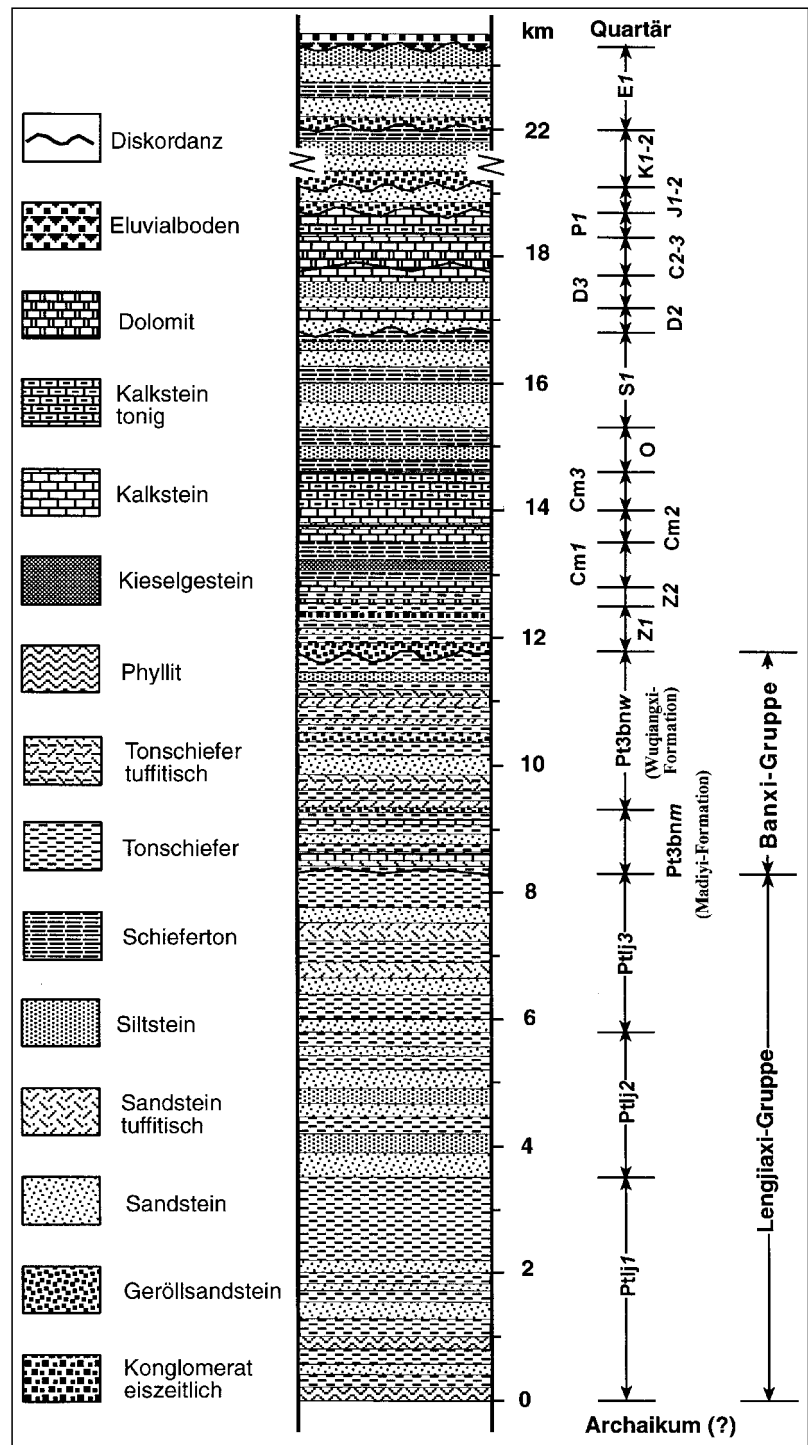
3.4. Phanerozoisch-sedimentäre und weitere tektonische Entwicklung

Im Altpaläozoikum gab es eine ununterbrochene, kontinentale Fortsetzung der sinischen Ablagerungen von Kambrium bis Untersilur ohne Diskordanzen. Betreffend das N- und NW-Gebiet ging die im Sinium begonnene Plattform-sedimentation weiter, während im S-Gebiet hauptsächlich feinklastische Sedimente abgelagert wurden. Dort ereignete sich eine auffallende Sedimentation im Alt-Kambrium mit einer mächtigen, stark Metall führenden und Phosphor- und Steinkohle-haltigen „Schwarzschiefer“-Abfolge, die sich auch in mehrere angrenzende Nachbarprovinzen von Hunan fortsetzt.

Ein bemerkenswertes paläogeographisches Ereignis bietet sich mit der kaledonischen Faltungsära an. Die kaledonische Orogenese und in derem Gefolge mehr oder weniger metamorphosierende Einflüsse sind für diesen Raum in der Zeitspanne Mittelsilur bis Unterdevon datiert. Die Ereignisse zeigen ihre Folgen in einer stratigraphisch entsprechenden Schichtlücke. Aber den Auswirkungen der Orogenese und Metamorphose wird für hier nur geringe Bedeutung zugemessen.

3.5. Entwicklung des Xiangzhong-Beckens vom Devon bis zur Mitteltrias

Nach der Schichtlücke, infolge der hier nur schwachen kaledonischen Orogenese, entwickelte sich in der Folge-



zeit wieder ein Sedimentationsbecken, mit diskordant am Untergrund aufliegenden Sedimenten. Dieses Becken wird nach der geographischen Lage in der Mitte von Hunan als Xiangzhong-Becken bezeichnet (Abb. 4). Es war im Großen gesehen vom alten Xuefeng-Hochland und den begleitenden alten Inseln umgeben.

Das Hochland und die alte Inselkette bestehen aus prädevonischen Sedimenten und kaledonischen Granit-Intrusionskörpern.

Im Becken wurden transgressiv die devonischen Sedimente abgelagert, wovon die Setianqiao-Formation (D3s) wegen der Erzführung der Antimonit-Großlagstätte Xikuangshan am wichtigsten ist. Im Becken kamen abyssische und hypabyssische Sedimente in Form von Kiesel- und Tongesteinen zur Ablagerung. Bemer-

Abb. 4.
Geographisch-tektonische Skizze der Provinz Hunan.

kenswert sind aber auch Karbonatgesteine, die vor allem im Verlande der schichtigen Antimonit-Erzabfolge mit reichlichem Fossilinhalt, so z.B. Korallenbänken, entwickelt sind und Flachwasserverhältnisse anzeigen.

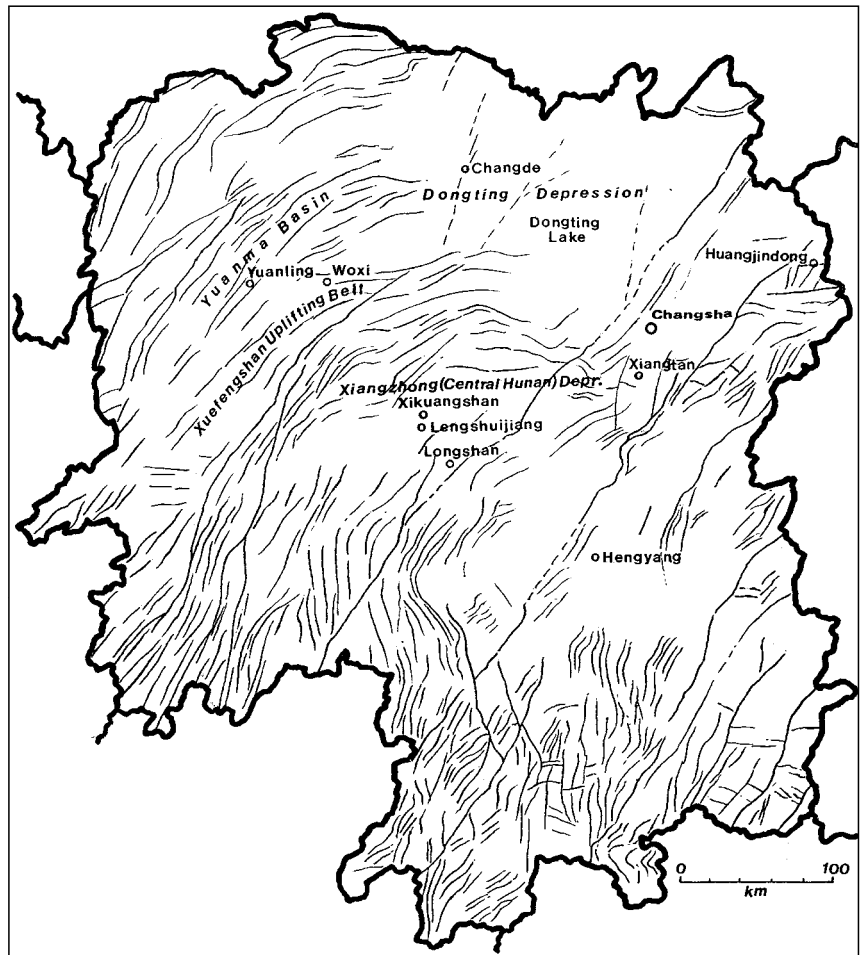
In den meisten Teilen des Yangtze-Kontinents gibt es allerdings keine Diskordanzen; sie sind nur auf den Kontinentalrand beschränkt. Nur dort ist die ehemalige schwache, kaledonische tektonische Verformung dokumentiert.

Nach lithologischen und paläontologischen Befunden kann die erwähnte devonische Formation von N nach S im Grundriss eingeteilt werden in folgende fünf Faziesbereiche: eine Sandstein-Fazies, Sandstein-Karbonat-Fazies sowie in eine Ton-schiefer-Karbonat-Fazies, eine reine Karbonat-Fazies und schließlich in eine Mergel-Fazies. Vor allem in den Gesteinen der Karbonat-Fazies und Mergel-Fazies kommt der unterschiedliche Mineralbestand im Gefügerelief der Landschaft auffallend zur Geltung. Mit Ausnahme der reinen Karbonat-Fazies sind alle anderen Bereiche Sb-erzhaltig.

Die berühmte Sb-Erzlagerstätte Xikuangshan liegt in der Sandstein-Karbonat-Fazies des Xiangzhong-Beckens. Am Nordrand des Beckens befinden sich in der Sandstein-Fazies die Sb-Lagerstätten Xiasuxi und Gangxi. Im Mittel- und Westrand des Beckens liegen die Sb-Lagerstätten Dongchong, Jiangxi, Niushanpu und Huangmau. Am Südrand des Beckens sind in der Mergelfazies die Sb-Lagerstätten Luochen und Niejianchong enthalten.

Die variszische Orogenese, vor allem mit mechanischer Metamorphose und Vulkanismus verbunden, wird für das Gebiet Hunan als nicht bedeutend beurteilt. Bemerkenswert sind allerdings die tektonischen Verformungen, die in bedeutendem Maße an den devonischen Sedimenten zur Geltung kommen. Maßgebliche tektonische Deformationen erfassten allerdings auch jüngere Sedimentformationen mit der schon bekannten Faltenachsenlage NE-SW, sodass nicht grundsätzlich mit Auswirkungen einer variszischen Gestaltung zu rechnen ist.

Im Karbon und Perm kamen im Xiangzhong-Becken überwiegend Kalkgesteine einer Seichtwasser-Plattform zur Ablagerung. Andernorts entwickelten sich in jungpermischer bis triassischer Zeit Kieselgesteine und tonhaltige Karbonatgesteine einer Tiefwasserfazies. Im Osten von Hunan hat man permische alkalische Basalteffusionen nachgewiesen (JIN, H.S. & FU, L.W., 1986). Die Sedimentabfolge zeigt häufige und bedeutende Schwankungen der Meerestiefe am Beispiel von Ton- und Kohlen-Zwischenschaltungen an. Auch sedimentäre Ablagerungen von Sb, Pb, Zn, Pyrit sind in jüngeren Sedimenten in getrennter stratigraphischer Position lagerstättenbildend enthalten.



In der mittleren Trias endet die Gesamtherrschaft des Meeres und die jüngere Sedimentation fand nur mehr in Teilbecken statt. Gewisse auffällige Diskordanzen in den Triassedimenten zeigen den Beginn orogenetischer Bewegungen der „Indo-Sinischen Epoche“ an. Zwischen Obertrias und Mitteljura wanderte das Zentrum des Sedimentationsbeckens offenbar von E nach W. Das wird auf eine E-W-Einengung zurückgeführt. Die Jura- bis Tertiärsedimente sind nur lokal entwickelt und bestehen aus See- und Flussablagerungen von Konglomeraten, Sandsteinen, Tonsteinen und Kohlen.

Die jüngeren, nachfolgenden starken tektonischen Vorgänge in der Jura- bis Kreidezeit werden der Yanshan-Orogenese zugeordnet. Diese Plattenbewegungen werden mit einem N-Transport des Cathaysia-Blocks und der Kollision mit dem Kontinentalrand der Yangtze-Platte in Zusammenhang gebracht. Faltungen und Hebungen in dem bis dahin existenten Becken waren die Folge.

Nach den bis in die Oberkreide andauernden Verformungen endet aber auch die geologische, sedimentologische und tektonische Entwicklungsgeschichte in der Region unseres Arbeitsgebietes. Auffallend ist die Miteinbeziehung auch junger, wie z.B. kretazischer, Ablagerungen in bedeutende achsiale Faltungsereignisse. Demnach scheint im Laufe der erdgeschichtlichen Entwicklung unserer diskutierten Regionen in Südchina entweder eine Aktivierung schon in paläozoischen bzw. jungproterozoischen Zeiten wirksamer Deformationspläne stattgefunden zu haben, oder es sind die dominierenden NE-SW-Faltenbaue im Wesentlichen erst in jüngeren geologischen Zeiten geprägt worden. Die doch vielerorts und in

Abb. 5.
Die Provinzhauptstadt Changsha, altes Handels- und Kulturzentrum Chinas, am Xiang-Strom gelegen.

verschiedenen stratigraphischen Niveaus festgestellten Diskordanzen in den Sedimentserien sprechen eher für die erstgenannte Erklärung.

Nach der Regression und Aussüßung des Meeres blieb als heutiger Rest das wasserreiche Dongting-Becken übrig. Die im SW-asiatischen Raum noch sehr wichtige Himalaya-Orogenese im Känozoikum durch die Kollision der Indischen Platte und dem Laasa-Block war im Gebiet von Hunan nicht wirksam.

4. Geographische, klimatische und biologische Bemerkungen

Die zum südchinesischen Bergland im Südosten Chinas gehörige Provinz Hunan liegt im subtropischen Klimabereich. Die Fläche beträgt über 210.000 km², die Einwohnerzahl wird mit 55 Millionen angegeben. Davon entfallen auf die Hauptstadt Changsha ca. 800.000 (Abb. 5). Den Hauptteil der Bevölkerung in Hunan stellen die Han-Chinesen. Doch sind auch zahlreiche Minderheiten vertreten, wie z.B. Tujia, Miao, Dong, Yao, Hui u.s.w.

Die ganze Provinz liegt in der östlichen Subzone innerhalb der subtropischen immergrünen Sommerregen-Laubwaldzone (EBLF: „Subtropical summer-rain evergreen broad-leaved forest zone“; SONG, Y.C. [1992]). Die mittlere Jahrestemperatur wird mit 16–20°C und die jährliche Niederschlagsmenge mit 1.000–2.000 (2.600) mm angegeben.

Im Sommer herrscht im Wesentlichen feuchtes, sommerwarmes (virginisches) Klima, im Winter hingegen trockenes warmes (sinesisches) Klima. Zur Zeit des Südost-Sommermonsuns (von S und SE her) und des Südwest-Monsuns (von S und SW her) betragen die Temperaturen z.B. im Juli 25–30°C (bis 35°).

Die Niederschlagsmengen sind im Zeitraum April bis Juli sehr hoch. Unter dem Einfluss des Wintermonsuns in der Trockenzeit November bis April wird das Gebiet vom Nord-(Ost)-Monsun und Nord-Nord-

west-Monsun beeinflusst, und die Temperaturen liegen z.B. im Jänner um 5–10°C.

Besonders im Norden wird die Provinz in den Tiefebene mit zahlreichen Seen südlich des Yangtze-Stromes oft von Überschwemmungen heimgesucht. Der dort gelegene Dongting-See ist mit variabler, derzeit 2.820 km² Fläche einer der größten Süßwasserseen Chinas. Die Gebirgsketten reichen in Höhen bis 2.000 m. Sie verlaufen durch Hunan SW–NE mit Verschwenkungen auf W–E.

Die ganze Klimazone ist floristisch überaus reich. Als dominierend sind zu erwähnen Vertreter der Familien Fagaceae (Buchengewächse), Verwandte unserer Eichen wie *Lithocarpus*, *Cyclobalanopsis*; Scheinkastanien (*Castanopsis*), weilers Nadelhölzer, z.B. Kiefern (*Pinus*) sowie besonders auffallend die langnadelige Spießtanne (*Cunninghamia lanceolata*). Hervorzuheben sind weilers Lorbeer- und Teegewächse (Abb. 6). Vereinzelt sind auch Palmen zu sehen.



Abb. 6.
Typisches Landschaftsbild im ostchinesischen Bergland, in einem Seitental mit Stausee.

Die Provinz Hunan ist ein bedeutender Reis-, Tee-, Zuckerrohr- und Baumwoll-Produzent Chinas, wie überhaupt das Gebiet landwirtschaftlich geprägt ist. Nicht nur die ausgedehnten Ebenen werden für den hoch ertragreichen, arbeitsintensiven Nass-Reisanbau genutzt, sondern auch in den Berglandschaften wird bis in versteckte Areale Reis in Terrassenbauen angepflanzt. Auch das Brennesselgewächs *Ramie Boehmeria nivea* (Urticaceae), bekannt als Chinagrass, findet mit seinen Fasern besondere Verwendung für Flechtarbeiten.

Hunan ist aber auch eine Bergbauprovinz. Steinkohle, Blei, Zink, Gold vor allem aber die bedeutenden Anreicherungen von Wolfram- und Antimon-Erz, zum Teil mit Gold, sind wirtschaftlich und wissenschaftlich weltbekannt.

An Wildtieren sind Wildschweine, Stachelschweine, verschiedene Vögel und eine nur Wurzeln fressende Großratte zu nennen. Der Fischfang im Süßwasser spielt eine bedeutende Rolle. Besondere Aufmerksamkeit lenken Riesenzikaden auf sich, die im Sommer in Massen auftreten und im Chorgesang mit an- und abschwellendem sirenenartigem Ton vor allem nachts beachtliche Lautstärke entfalten. Es handelt sich um *Homoptera Anchetorhyncha* aus der Familie der Cicadidae, wahrscheinlich Genus *Tanna* (Dank für die Bestimmung an Univ.-Prof. Dr. W. SCHEDL, Institut für Zoologie, Universität Innsbruck).

Die für den internationalen Fremdenverkehr nicht allzu sensationelle Provinz ist wegen mehrerer Großstädte (Changsha, Zhuzhou, Hengyang, Xiangtan, Lengshuijiang) und Industriegebiete von Autostraßen, zum Teil auch Autobahnen, schon gut erschlossen, und auch in der Berglandschaft sind die Verkehrswege stark im Ausbau begriffen. Die Schnellverbindungsbahnstrecke von Peking nach Hongkong verläuft durch die Provinz Hunan und Changsha. Die Provinzhauptstadt Changsha, am Xiang-Strom gelegen, der in den Yangtze mündet, ist ein uraltes Handels- und Kulturzentrum. Erwähnenswert sind Stickerei und Porzellanprodukte. Eine Besonderheit stellt die im Jahr 1972 bei Mawangdui entdeckte, über 2.100 Jahre alte Mumie einer Aristokratin aus der Zeit der westlichen Han-Dynastie dar. Sie ist im Museum von Changsha ausgestellt.

Vor allem für den innerchinesischen Touristenstrom von Interesse ist die durch MAO TSE DONG geprägte politi-

sche Entwicklung der KP in China seit 1920, die von Hunan, insbesondere von Changsha ausging. Westlich nahe Xiangtan (bzw. SW von Changsha) liegt der Geburtsort MAO's und auch der des ehemaligen Präsidenten Liu Shaoqi. Die Errichtung von Gedenkstätten, Museen und Denkmälern ist neuerdings aktuell.

5. W-Sb-Au-Lagerstätte Woxi

5.1. Geographische Lage

Woxi, auch unter dem Ortsnamen Xiangxi bekannt, liegt 200 km Luftlinie westlich der Provinzhauptstadt Changsha, bzw. 100 km südwestlich von Changde. Die Straßenkilometer betragen 310 von Changsha. Die Koordinaten sind 110°53' E und 28°31'40'' N. Es handelt sich um den südwestlich von Changde bzw. dem großen Dongting-See nach NE auslaufenden Abschnitt des ostchinesischen Berglandes, der hier dem Xuefeng-Shan (-Gebirge) zugerechnet wird.

Das derzeit bekannte Lagerstättengebiet umfasst im Grundriß E-W etwa 6 km × N-S 2 km. Die Höhenlage ist mit 200–470 m ü.d.M. anzugeben. Allerdings reichen die generell SW-NE-verlaufenden Gebirgskämme mehrfach über 1.500 m; so im Xuefeng Shan 1.679 m.

5.2. Bergbaugeschichte und Produktion

Die Entdeckung des polymetallischen Gebietes als Lagerstätte geht auf den Fund von Seifengold im Jahre 1875 zurück, das man in alluvialen Sedimenten einiger Flüsse und Bäche gefunden hat. Kurz darauf gelang der Fund der anstehenden Felsen mit den primären Goldanreicherungen.

Das damit interessant gewordene Gebiet wurde 1895 mit dem Nachweis von anstehendem Antimonit-Erz beträchtlich aufgewertet, denn schon im Jahr 1898 soll der Abbau desselben begonnen worden sein. Zunächst wurde das Erz bis 1918 nur im Tagebau gewonnen.

Von weiterer nachhaltiger bergwirtschaftlicher Bedeutung war die bekanntlich allgemein schwierige Entdeckung des W-Erzminerals Scheelit im Jahre 1946. Seit dieser Zeit ist nun Woxi als Sb-W-Au-Lagerstätte zu einem ganz bedeutenden Bergbauggebiet Chinas entwickelt worden und stellt in der Lagerstättenwissenschaft

einen Begriff dar. Das derzeitige Werksgelände ist in Abb. 7 ersichtlich.

Zur bergbaulichen Entwicklung hat zunächst 1951 die von der „Hunan Nicht-eisenmetall Gesellschaft“ durchgeführte geologisch-lagerstättenkundliche Kartierung des Gebietes Woxi einschließlich der damals bekannten Fortsetzung Xi'an wesentlich beigetragen. Auf dieser Grundlage wurde ab 1953 mit der Exploration begonnen.



Abb. 7.
Ein Teil des Werksgeländes im Bergbauggebiet Woxi.

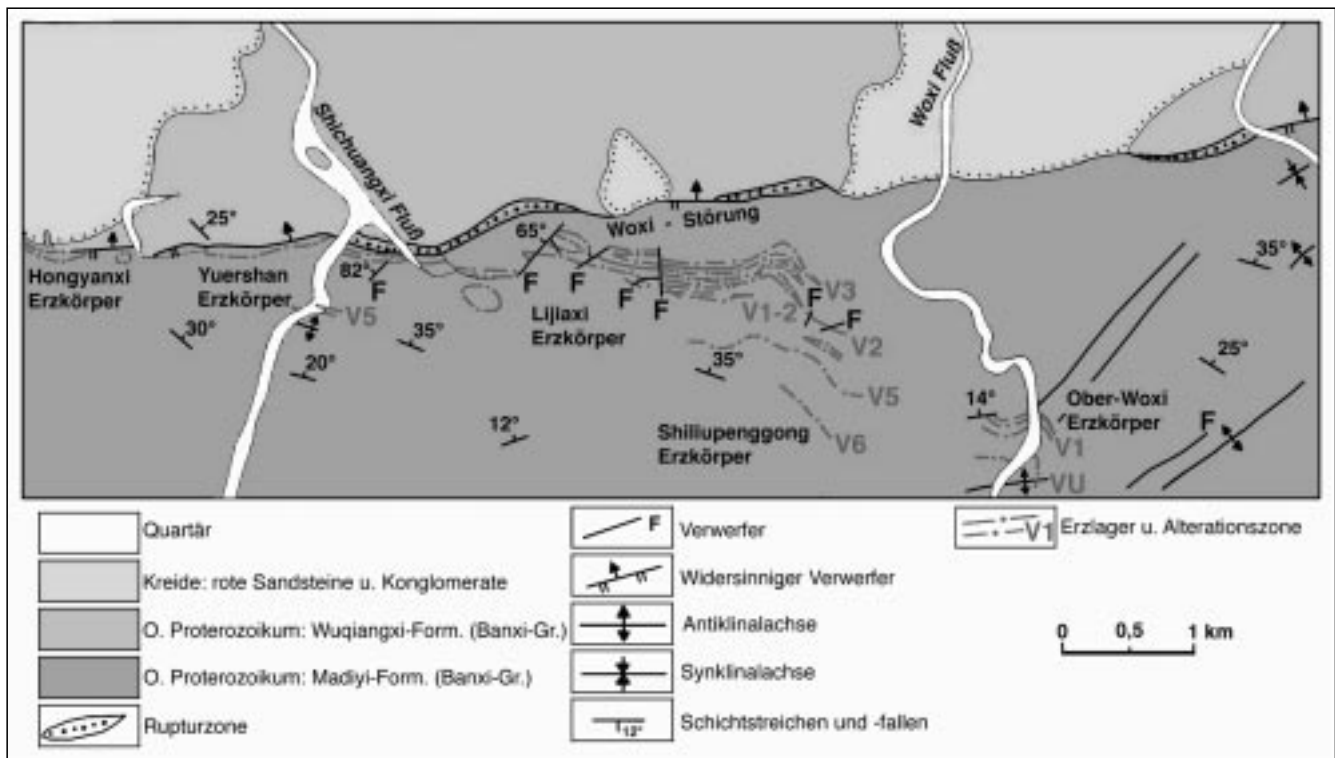


Abb. 8. Bergbaureviere im Erzbezirk von Woxi (modifiziert nach Luo, X., 1994).

Als Erfolg der damals ununterbrochenen Aufschließung wird der Fund des bisher größten Erzlagers V4 gemeldet. Seit 1962 beachtet man auch einen weiteren Erztyp, der als schichtdiskordante Vererzung in einem Fugennetz zwischen den vorherrschenden schichtigen Erzlager, besonders im jeweils Liegenden derselben, entwickelt ist. Die Bedeutung solcher Netzwerkvererzung ist insofern enorm, als sie etwa einem Viertel des jeweiligen Gesamt-vorrates entspricht.

Mit derzeit 5,88 Mio. t Erzvorräten mit Metallinhalten von 1,67 Mio. t Sb, 0,25 Mio. t WO_3 und 42 t Au zählt Woxi nunmehr schon einige Jahrzehnte zu den bedeutendsten Großlagerstätten Chinas (Abb. 7).

Mit einer in früheren Zeiten jährlichen Produktion von 2.500 t Sb-Metall, was 20 % der Sb-Produktion Chinas entspricht, stand der Bergbau Woxi an 2. Stelle, hinter

dem Weltspitzenproduzenten Bergbau Xikuangshan, welcher derzeit noch etwa 50–60 % der Gesamtproduktion liefert. Die Lagerstätte Xikuangshan ist in unserer Studie an späterer Stelle behandelt (Kap. 7).

Der in Woxi erwähnte jährliche Erzabbau beinhaltet zusätzlich das W-Erzmineral Scheelit ($CaWO_4$) in einer Menge von 300 t WO_3 und das Nebenprodukt 600–650 kg Gold. Diese Goldmenge entspricht aber immerhin etwa 50 % der Au-Produktion in der Provinz Hunan, woraus die Wichtigkeit auch als Goldlagerstätte zu ersehen ist. Der Bergbau Woxi liefert täglich 600–800 t Erz, welches in den Riesenanlagen an Ort und Stelle auch aufbereitet und verhüttet wird.

Das Grubenfeld Woxi wird von W nach E in folgende Grubenreviere unterteilt: Hongyanxi, Yuershan, Lijiaxi, Shiliupenggong, Shang Woxi und Jingchangwan (Abb. 8).

Von den sechs Revieren ist Shiliupenggong das größte, gefolgt von Yuershan und Lijiaxi. Derzeit wird nur in diesen drei abgebaut. Sie weisen alle weitgehend dieselben geologischen Lagerstättenmerkmale auf, abgesehen von mineralogischen und geochemischen Details.

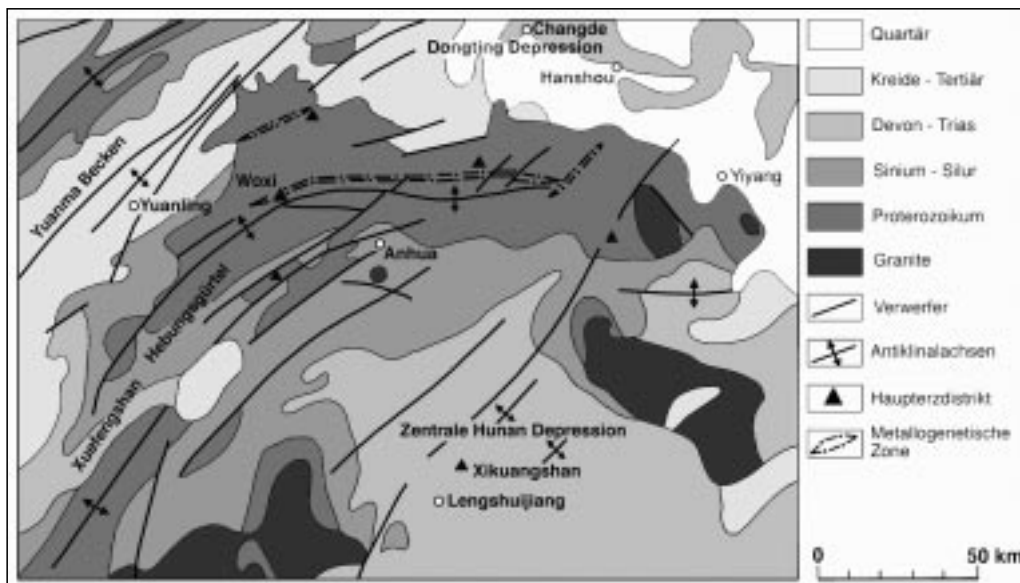


Abb. 9. Geologisch-tektonische Lage des Bergwerkes Woxi (modifiziert nach „Field trip guidebook“ 1994).

Der Bergwerksort Woxi liegt mit seinem Flussniveau auf Höhe 212 m ü.d.M. Der Seigerschacht ist in einer Höhe von 240 m ü.d.M. angeschlagen und reicht 350 m in die Teufe (16. Lauf). Von diesem Schachtfuß in Höhe –110 m unter d.M. führt ein Schrägschacht weiter auf den 28. Lauf in Höhe –410 m unter d.M., was einer Gesamtteufe von 650 m entspricht. Für die Folgejahre ist das weitere Abteufen und das Ausfahren eines 30. und 32. Laufes geplant, was dann einer Teufe von 750 m entsprechen wird.

Der Bergbau beschäftigt derzeit rund 4.000 Personen, davon 1.500 in der Grube. Mit den dem Bergwerk angeschlossenen Betrieben zusammen gerechnet bietet das Werk für 12.000 Beschäftigte mit Familien Arbeit.

Die Aussagen der wissenschaftlichen Forschungen seit 1970 differieren beträchtlich. Wie allgemein und auch international gewohnt, stehen sich vor allem syngenetische und epigenetische Erklärungen der Lagerstättenentstehung gegenüber. Seit Beginn der Forschungen herrscht für diesen Lagerstättentyp aber vor allem die Meinung epigenetischer, magmatisch-hydrothermalen Erzanreicherung vor. 1984 kamen dazu Varianten der „modernen“ Auffassung über Lagerstättenbildungen durch intraformationale Stoffwanderungen. Diese setzen häufig eine diffuse Voranreicherung von Metallen im Sediment voraus. Und diese werden als Ursache einer lagerstättenbildenden Metallkonzentration durch „metamorphe Fluide“ mit räumlich selektiver, z.T. metasomatischer Platznahme und Abbildung von älteren Strukturen, so auch schichtiger Gesteinsgefüge, angenommen (LUO, X.L. et al., 1984; MA, D.S. & LEHMANN, 1994). Erst in jüngster Zeit wird auch von wenigen Forschern eine submarin-syngenetische Anreicherung der Metalle und nachfolgend eine Überprägung der Lagerstätte durch Metamorphose diskutiert (TU, G.Z., 1984; ZHANG, C.B., 1995; JIANG, Z. et al., 1996; LIU, J.M. et al., 1998; YANG, S.X. & BLUM, 1999). Eine diesbezügliche Literaturangabe ist auch im Teil 1 zu finden.

5.3. Regionalgeologischer Rahmen

Die Lagerstätte Woxi liegt am Südrand der Yangtze-Plattform, und zwar im Mittelteil der im Streichen verbogenen, mehrere 100 km langen antiklinalen Xuefeng-Shan-Aufwölbung. Diese verläuft von SW-Hunan nach NE-Hunan und weiter in die Provinz Jiangxi und im NE bis an den Yangtze-Strom. Nordwestlich dieser Aufwölbung schließt das Yuanling-Mayang-Becken mit einer Ausdehnung von etwa 60 km Breite und 250 km Länge an. Die generelle Lage dieser Großstrukturen ist im SW-Abschnitt SW-NE und biegt im NE-Teil über WSW-ESE bis in die W-E-Richtung (Abb. 2, 4, 9).

Südlich dieser nach NW konvexen Gebirgskette befindet sich die zentrale Hunan-Depression. Und nördlich dieses antiklinalen Faltenzuges folgt die Dongting-Depression. In dieser tiefliegenden Landschaftsregion ist die flächig auf etwa 100 × 30 km mit W-E-Verlauf verbreitete Dongting-Seenplatte gelegen. Sie hängt mit dem von S kommenden Xiang-Jiang-(= Hunan-Fluss-)System und dem 60–90 km weiter im Norden mit starken Mäandern nach E fließenden Yangtze indirekt zusammen.

5.4. Stratigraphie und Petrographie der Begleitsedimente

5.4.1. Proterozoische Gesteinsabfolge

Die Hauptmasse der im Xuefeng-Shan-Gebirgszug zu Tage tretenden Gesteine gehört dem Proterozoikum an.

Sie werden als Flyschformation des Proterozoikums bezeichnet. Man unterscheidet mehrere lithologische Abfolgen. Vom stratigraphisch Tieferen, also vom Älteren zum Jüngeren gereiht, bildet die dem mittleren bis oberen Mittel-Proterozoikum angehörende, über 8.000 m mächtige Lengjiayi-Gruppe den Anfang (Abb. 3, 10). Davon sind allerdings im Raum Woxi wegen Fehlens höherer Abschnitte nur rund 5.800 m entwickelt. In der Überlagerung folgt nach einer Schichtlücke die Banxi-Gruppe mit mindestens 3.500 m Mächtigkeit, die man mit Wahrscheinlichkeit dem Beginn des Jung-Proterozoikums zurechnet.

Die im Laufe des mittleren und jüngeren Proterozoikums aus aufragenden Schwellenzonen hertransportierten, in Senken zur Ablagerung gekommenen marinen Sedimente vermitteln in Anbetracht der enormen Mächtigkeiten und nur weniger petrographischer und mineralogischer Veränderungen eigentlich einen monotonen Eindruck. Die in Details ausgearbeiteten Angaben über die vertretenen Gesteinssorten beinhalten Bezeichnungen wie: Schiefer, Tonschiefer, Phyllit, Meta-Siltstein, silthaltiger Schiefer, Meta-Sandstein, Meta-Arkosesandstein, Meta-Quarzsandstein, Quarzit; ausnahmsweise gibt es auch Konglomerat und dolomitischen Kalkstein. Die petrographisch weitgehend eintönige Zusammensetzung der Sedimente wird allerdings in einigen stratigraphischen Teilabschnitten durch die Einschaltung von grünen, purpurroten und grün-roten Schiefern als Zwischenschichten an farblicher Abwechslung bereichert. Diese außergewöhnlichen Einschaltungen erweisen sich als Tuffite. Sie sind vor allem im höheren Sedimentabschnitt der Lengjiayi-Gruppe sowie in der Banxi-Gruppe, und zwar sowohl in der Madiyi-Formation als auch besonders in der Wuqiangxi-Formation enthalten.

Eine Fülle von fein- und feinstklastischen Meta-Sedimenten mit vorherrschend allothigenen Komponenten als Detritus bildet also eine rund 12.000 m mächtige Sedimentabfolge, die durchwegs Bankung, Schichtung und Feinschichtung aufweist. Dieser inhomogene Aufbau durch Schichtung wird durch das meist nur mit geringen Variationen laminar wechselnde Materialangebot verursacht. Zu diesem Angebot gehören allerdings auch die im Sediment durch chemische Anlagerung auskristallisierten authigenen Mineralkomponenten. Diesen kommt immerhin beachtliche Bedeutung zu.

Für die nun folgende mineralogisch-petrographische, sedimentologische und geochemische Klassifizierung der proterozoischen Sedimentabfolge bietet das schematisierte Säulenprofil (Abb. 10) eine übersichtliche Grundlage.

5.4.1.1. Lengjiayi-Gruppe

Pt Ij (Mittleres bis Oberes Mittel-Proterozoikum)

5.4.1.1.1. Lithostratigraphischer Überblick

Die im Gesamten mindestens 8.000 m mächtigen, schwach metamorphen Sedimente, für die nach U/Pb- und Sm/Nd-Altersbestimmungen 1.400–1.050 Mio.J. ermittelt wurden, werden aus lithologischen Gründen in drei verschiedene Teilabfolgen gegliedert.

Pt Ij.1 Diese untere, ältere Serie mit etwa 3.500 m Mächtigkeit wird von den chinesischen Wissenschaftlern unterteilt in:

- Unterer Abschnitt: feingeschichtete grüngraue Schiefer, Phyllite, sandige und siltige Schiefer in wechselnder Folge, dazwischen feinkörniger Meta-Sandstein.

Abb. 10.

Stratigraphisches Idealprofil der präkambrischen Sedimentabfolge in NW-Hunan, modifiziert nach zusammengefassten Angaben von JIANG, Z. et al. (1996); LIU, Y.J. et al. (1993); JIN, H.S. & FU, L.W. (1986); WANG, R.H. (1987).
 Pt = Proterozoikum; Z = Sinium (Z1j = Jiangkou-Formation, Z1l = Liantuo-Formation, Z1n = Nantuo-Formation, Z2d = Doushantuo-Formation, Z2lc = Liuchapo-Formation).

- Mittlerer Abschnitt: feingeschichtete graue bis dunkelgraue Schiefer, wechsellagernd mit Meta-Sandstein.
- Oberer Abschnitt: feingeschichtete graue Schiefer und Tonschiefer.

Pt lj.2 Eine konstruktiv ermittelte Gesamtmächtigkeit wird mit 2.340 m angegeben. Auf Grund von petrographischen Merkmalen ist eine Zweiteilung üblich:

- Unterer Abschnitt: massiger graugrüner, feinkörniger Meta-Sandstein und Quarzsandstein mit Siltstein, sandige Schiefer und Tonschiefer. Konstruktiv ermittelte Mächtigkeit 1.020 m.
- Oberer Abschnitt: gelblich-grüngrauer feinkörniger Meta-Quarzsandstein, mit Tonschiefer und feingeschichtetem Schiefer wechsellagernd. Konstruktiv ermittelte Mächtigkeit 1.320 m.

Pt lj.3 Die Sedimente des dritten Abschnittes sind im Großraum Woxi nicht mehr entwickelt. Die Grenze zur darüber sedimentierten Madiyi-Formation ist durch eine stellenweise aufgeschlossene Konglomeratbank gekennzeichnet.

5.4.1.1.2. Mikropetrographie

Die Gesteine der Lengjiaxi-Gruppe sind im gesamten Bergbauggebiet Woxi nicht aufgeschlossen. Unsere Untersuchungen beruhen auf Proben der weiteren Umgebung, insbesondere aus dem Raum Madiyi.

Für die Beschreibung der Partikelgrößen von Detritus (klastischer Komponenten) wurde die Einteilung nach DIN 4022 angewendet, bzw. die Nomenklatur:

Psephit = Rudit = grobklastisches Gestein ($\varnothing > 2$ mm)

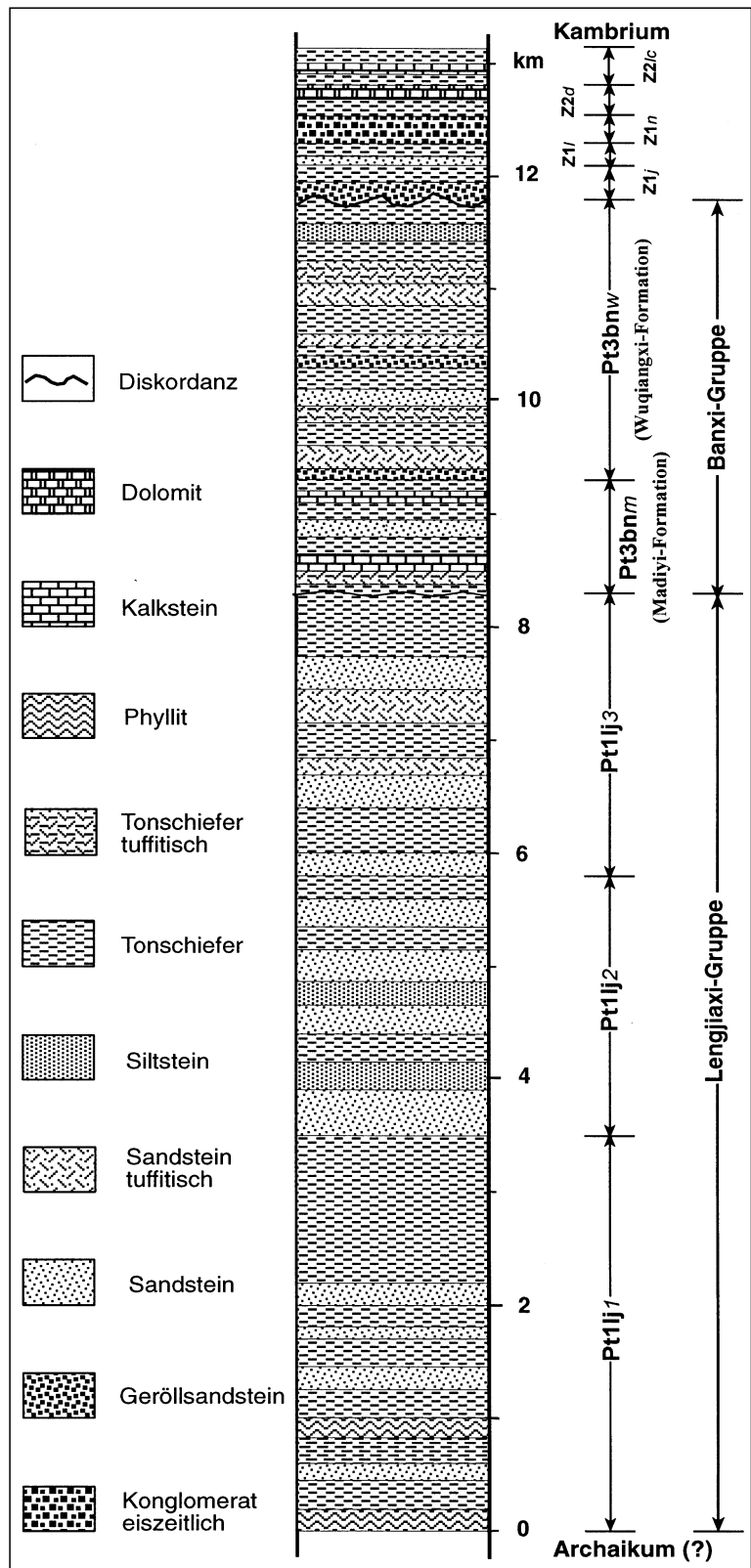
Psammit = Arenit = Sandstein ($\varnothing 2-0,02$ mm)

Silt = Fein-(Staub-)Sand und Schluff

Pelit = Lutit = Schlammgestein ($\varnothing < 0,02$ mm)

Die Benennung der Komponenten kristalliner Gesteine erfolgt nach RÖSLER & LANGE (1976) in der Tabelle „Korngrößenklassen“ nach SCHNEIDERHÖHN bzw. BORCHERT:

10–30 mm	großkörnig
3–10 mm	grobkörnig
1–3 mm	mittelkörnig
0,3–1 mm	kleinkörnig
0,1–0,3 mm	feinkörnig
0,03–0,1 mm	dicht(körnig)
0,001–0,03 mm	mikrokristallin
0,0001–0,001 mm	kryptokristallin



Mineralbestand

Quarz, Sericit und Chlorit bilden den detritischen Hauptkornbestand. Dazu kommen sericitisierte Feldspat-Reste, Reste dunkler Glimmer und die Schwerminerale Turmalin, Zirkon, Rutil, Apatit als akzessorische Begleiter sowie gelegentlich etwas Semigrafit. Weiters sind noch authigener Ankerit, Dolomit, Quarz, Sericit, Chlorit und Pyrit anzuführen. Sehr selten wurden auch Kupferkies und Fahlerz gefunden.

Der Hauptvertreter Quarz tritt insbesondere in den psammitischen Sedimentlagen mit eckigen und kantengerundeten Körnern

verschiedener, aber häufig mittel- bis feinkörniger Fraktionen in Feinlagen sortiert in Erscheinung. Er bildet mit unterschiedlicher Packungsdichte immer ein (im Sinne der Gefügekunde SANDERS [1948, 1950, 1970]) „offenes“ Teilgefüge und ist gewöhnlich auch noch in den siltigen und pelitischen Kornfraktionen als Nebenbestandteil entsprechend spärlich vertreten. Quarzdetritus der Fraktionen um 0,1–0,01 mm ist auch bis in Silt- und Pelitgesteine mitenthalten.

Im Gegensatz zu diesem Quarzdetritus tritt Quarz auch als authigenes Kristallinat mit xenomorphkörnigen Aggregaten der Korngrößen etwa 4–12 µm in Erscheinung. Auch in dieser Form des Auftretens ist die schichtige, insbesondere feinschichtige Beteiligung am Sedimentaufbau ausgeprägt. Innige Verwachsung mit Sericit und Chlorit ist häufig. Im Durchlicht der Dünnschliffe zeigt sich in feinquarzitisches, mikrokristallinen Aggregaten ein diskretes Chagrin, möglicherweise durch submikroskopische Pigmente verursacht, zum Teil aber wohl auch durch die Überlagerung der feinstkörnigen Komponenten im Dünnschliff mitbeeinflusst. Die Identifizierung von mikrokristallinem Quarzit, auch in Verwachsung mit Sericit und Chlorit, ist im polierten Anschliff möglich. Jedenfalls unterscheiden sich diese feinstkörnigen Quarzitaggregate im Durch- und Auflicht deutlich von den klar-durchsichtigen detritischen Quarzkörnern.

Sericit als feinschuppiger heller Glimmer mit Blättchenausmaßen beispielsweise um 40×10 bis 40×4 µm; 30×4 bis 20×8 µm; 14×7 bis 12×2 µm u.ä. ist dem Korngefüge nach allgemein als Detritus einzustufen, auch wenn manche deutlich figurierte Sericitfilze Verwitterungspseudomorphosen nach Feldspatkörnern verraten.

Chlorit mit verfilzten Aggregaten und tafelförmigen Komponenten ist neben allothigener, detritischer Herkunft auch als authigenes Kristallinat nachzuweisen. Die Beteiligung am Aufbau mancher Laminae kann an die 15 % betragen. Die optischen Parameter: Farbe im Dünnschliff, Pleochroismus, Doppelbrechung meist ±0 und Brechungsindizes sprechen für Vertreter Fe-armer Mg-Chlorite (z.B. Klinochlor).

Ankerit und Dolomit treten in manchen Gesteinen lagig angeordnet als authigene Nebengemengteile meist in Form separierter Blasen in Erscheinung. Aber es gibt auch Feinlagen mit starker Ansammlung von Idioblasten zu Girlanden und bis zu xenomorphkörnigen zeilenförmigen Aggregaten. Nach dem optischen Eindruck im Durchlicht und Auflicht handelt es sich um Dolomit- und Ankerit-nahe Mischkristalle (vgl. Teil 5.7.3.1.8.). Nach dem petrographischen Gefügebefund, vor allem nach dem oft zonaren Interngefüge zu schließen, sind diese Kristallinate als authigen, wahrscheinlich frühdiagenetisch einzustufen.

Im Verwitterungsbereich zeigen diese Ankerite Anzeichen von Limonitisierung zu Goethit. Auch mikrokristalliner Pyrit, gelegentlich feinlagig angereichert, ist in dieser Verwitterungsform zu finden. Die Zirkulation von Fe-haltigen Verwitterungslösungen verursachte in manchen Lagen quer zur Schichtung verlaufende gelblich-braune Diffusionsfronten, die sich im Auflicht als etwa 4 µm feine Goethit-Kriställchen und etwa 40–60 µm kleine Aggregate erweisen.

Geradezu auffällig ist die Anwesenheit des Schwerminerals Turmalin, z.T. mit wahrnehmbarer Häufung in manchen Feinlagen. Die ditrigonale Form der Stengelchen und Querschnitte sowie die oft deutliche grünlich-bläuliche bis bräunlich-grüne Farbe im Dünnschliff mit auffälligem Dichroismus, bzw. Innenreflexen im Auflicht, teilweise mit Zonarbau, lassen auf Vertreter der Fe-Tur-

maline, also der Schörl-Gruppe schließen. Die Durchmesser der Säulchen schwanken etwa von 6 bis 40 µm, die Länge von 25 bis 35 µm. Der einschlussfreie Zustand der Kriställchen weist im Allgemeinen auf detritische Materialzufuhr hin, doch darf auf Grund der Kristallformen zumindest auch auf eine teilweise authigene Bildung im Sediment oder Sedimentgestein geschlossen werden.

Die Schwermineralfraktion enthält außerdem auch Zirkon mit Säulchen und Körnchen der Größenordnung um 20–10×8–4 µm. Dazu kommt noch Rutil, teils mit detritischen, wenige Mikron großen Körnchen als Schwermineral, teils mit Schwärmen von nadelförmigen Mikrolithen, die innerhalb von Sericit und Chlorit ein authigenes Interngefüge darstellen und als Entmischung des diadochen Ti-Gehaltes von Biotit, Chlorit und Ti-Trägern wie z.B. Titanomagnetit und Ilmenit zu erklären sind. Schließlich ist noch spärlich Apatit nachzuweisen.

Gefüge

Das detritische und authigene Mineralangebot liegt gewöhnlich parallel feingeschichtet, aber auch mit schräg- und schwach kreuzgeschichteten Abschnitten vor. Im Allgemeinen sind feinst- und feinkörnige sowie mittelkörnige Lagen unterscheidbar, wobei helle Laminae mehr Quarz und Karbonat, die dunklen Lagen mehr Sericit, Chlorit und Erzminerale, z.B. Pyrit enthalten. Der Sedimentaufbau mit Korngrößenunterschieden lässt auf pulsierende, schubweise Materialzufuhr und mechanische Anlagerung aus einem teils isotrop bewegten, teils aus einem tangential strömenden Medium schließen. Zum Teil entwickelte vertikale Kornsortierung kann auch auf Resedimentation, ausgelöst durch submarine Schlammtrübströme zurückzuführen sein. Postsedimentäre tektonische Überprägungen durch Transversalschieferung sind oft nachweisbar.

Materialherkunft

Der detritische Komponentenbestand lässt für den Großteil der Sedimente auf weit entfernte ursprüngliche Felsgebiete oder schon mehrfach mechanisch umgelagerte Sedimente aus Sand- und Staubwüsten mit starker Verwitterung schließen. Als Ausgangsmaterial kommen am ehesten granitoide Plutonite bzw. metamorphe Äquivalente in Betracht. Der detritische Chloritanteil stammt wahrscheinlich als Umwandlungsprodukt aus dunklen Glimmern und anderen dunklen Gemengteilen. Manchmal sind Bleichungsstadien zu Hydrobiotit und teilweise Chloritisierung nachzuweisen. Entsprechende Umwandlungen sind auch für einen Teil des Sericits zu vermuten, in diesem Falle aus Feldspäten. Als Hinweis darauf kann man gelegentlich identifizierbare, noch kornförmig gebündelte Sericitfilze anführen.

Die zementierenden authigenen Komponenten des Feinquarzits sowie der feinlagig ausgeschiedene Ankerit und Dolomit sind als chemisch angelagert, und zwar als synsedimentär ausgeschieden zu erklären. Was den Quarz betrifft, könnte die Herkunft der Kieselsäure durch diagenetische Auflösung von Silikaten, durch Verwitterungslösungen und eventuell auch durch ein zeitweises Angebot aus Thermen erklärt werden.

5.4.1.2. Banxi-Gruppe Pt3bn (Jung-Proterozoikum)

Diese mit mindestens 3.500 m Mächtigkeit vorliegende Schichtserie besteht grob gesehen aus feingeschichtetem, überwiegend grauem Schiefer als Meta-Pelit, -Silt und -Psammit mit Arkose-Quarzsandstein-Einschaltungen sowie sandig-tuffitischen Chlorit- und Hämatit-Zwi-

Abb. 11.

Metatuffit mit Feinlagen von Chlorit (dunkelgrau bis schwarz), Hämatit, Rutil, etwas Sericit, und hellen Feinlagen mit detritischem und authigenem Quarz, Dolomit und authigen kristallisiertem Chlorit. In zwei Feinlagen andeutete Polarität durch Reliefbildung im Liegenden als reliktes Geopetalgefüge eines sedimentären Vorstadiums.

Dünnschliff, Nicols x.

Natürl. Größe 3,33 × 2,22 mm.

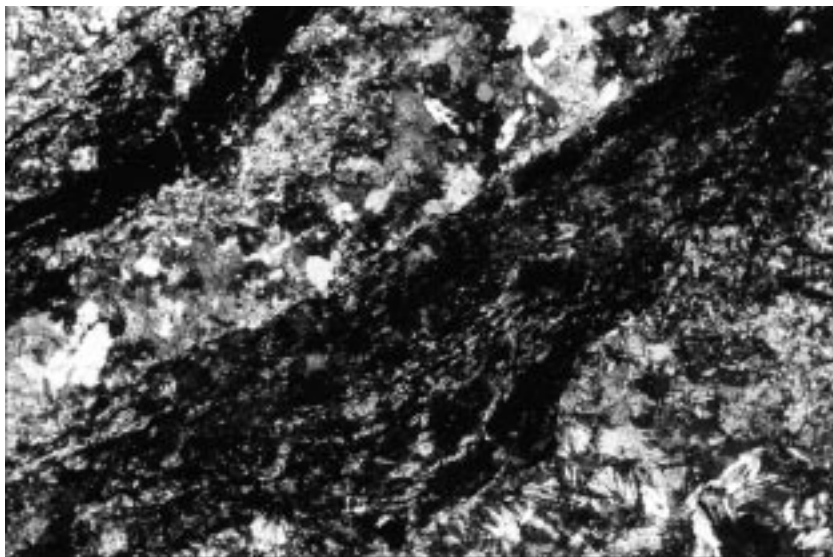


Abb. 12.

Hämatit- und Rutil-reicher, chloritischer und ankeritischer Quarzit-Sericitschiefer (Metatuffit) mit deformierter Feinschichtung (horizontal) durch Transversalschieferung s_{ss} . Dadurch Umregelung von Hämatit, Chlorit, Sericit in die s -Schieferungsfläche. Dünnschliff, 1 Nicol.

Natürl. Größe 3,33 × 2,22 mm.



schenschichten. Eine Zweiteilung (Abb. 10) in eine ältere und jüngere Formation basiert auf petrographischen Merkmalen:

5.4.1.2.1. Madiyi-Formation Pt3bnm

Die Sedimente der Madiyi-Formation enthalten in der Lagerstättenregion Woxi die zahlreichen Erzlager in streng schichtiger Position, weshalb diesem Gesteinskomplex in mehrfacher Sicht größte wissenschaftliche und praktische Bedeutung zukommt. Die Serie beinhaltet zwar, wie schon von der Lengjiaxi-Gruppe her bekannt, ebenfalls wieder Ton- und Siltschiefer, Phyllit und Meta-Sandstein-Einschaltungen, wird aber auch durch auffallende Leitschichten wie Chlorit- und quarzitischem Hämatitschiefer bereichert (Abb. 11, 12).

5.4.1.2.1.1. Lithostratigraphischer Überblick

Diese ältere, etwa zwischen 770 und 1.260 m mächtige Formation der Banxi-Gruppe wird unterteilt in:

○ Untere Abteilung

30–130 m Mächtigkeit. Zu Beginn der Abfolge ein stellenweise festgestelltes Transgressionskonglomerat (Abb. 13) in diskordanter Auflagerung, und zwar: feingeschichtete graugrüne Schiefer, Meta-Arkose- und Quarzsandsteine mit bis zu 2 m mächtiger Konglomeratlage. Diese kann auch aus drei räumlich eng übereinanderfolgenden dünneren Schichten bestehen. Das von uns in einem Aufschluss

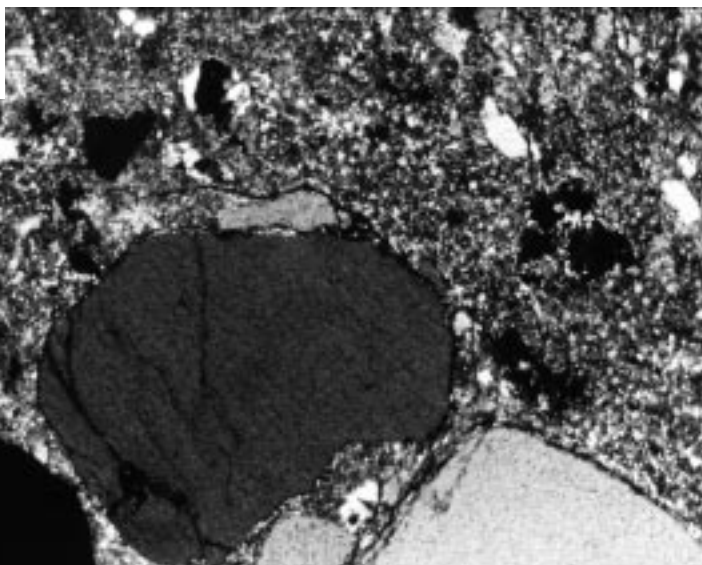


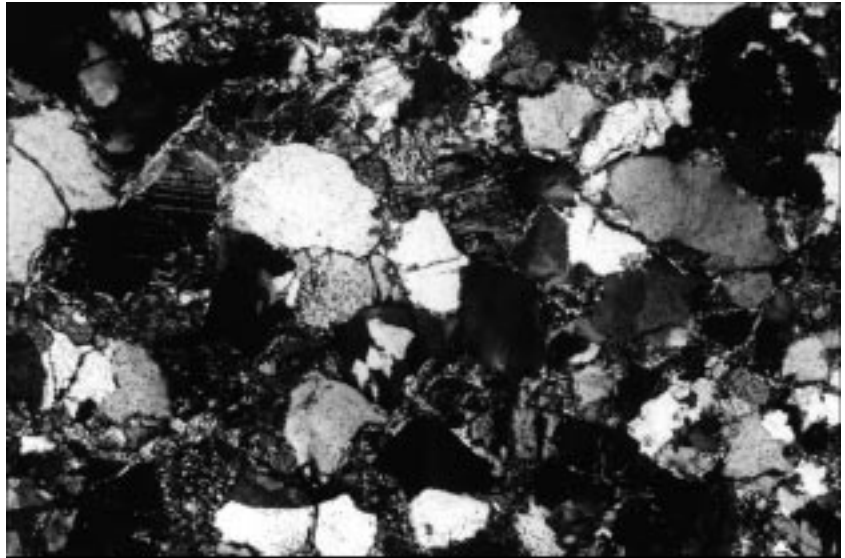
Abb. 13.

Geröllkomponente und Psammitematrix zeigen eine, von den monotonen Serien der Lengjiaxi-Gruppe her schon bekannte petrographische Zusammensetzung.

Dünnschliff, Nicols +.

Natürl. Größe 3,33 × 2,22 mm.

Abb. 14.
Metapsammit mit polymikter detritischer Zusammen-
setzung.
Dünnschliff, 1 Nicol.
Natürl. Größe 3,33 × 2,22 mm.



30 km südwestlich von Woxi aufgesammelte Material besteht aus polymikten Geröllen, schlecht klassiert, mit polymikt-psammitischem Bindemittel zementiert. Darüber folgen überwiegend grüngraue Schiefer, Meta-Silt- und Quarzsandsteine und Meta-Mergel.

○ Mittlere Abteilung

Mächtigkeit konstruktiv 660 m. Dunkelpurpurrote bis schwarzgraue Hämatit-Sericitschiefer, siltige und sandige Schiefer mit wenig geschichtetem purpurrotem Sandstein sowie grüne Chloritschiefer. Im unteren Niveau gibt es linsenförmige Lagen von Meta-Mergel und dolomitischem Kalkstein und Marmor.

○ Obere Abteilung

Mächtigkeit 30–260 m. Graugrüner sandiger Schiefer und Meta-Sandstein mit purpurrotem Tonschiefer sowie graugrüner silifizierter Kalk- und Dolomitstein.

5.4.1.2.1.2. Mikropetrographie

In petrographischer Sicht handelt es sich um Gesteinsarten wie quarzitisches Quarz- und Arkosesandstein mit wechsellagerndem Sericit-Chlorit-Schiefer, quarzsandige Sericit-Chlorit-Schiefer, Sericit-Chlorit-Quarzitschiefer (Kieselschiefer), Hämatit-Chlorit-(Sericit-)Kieselschiefer, alle Typen auch mit mehr oder weniger Dolomit- und Ankerit-Beteiligung, weiters um Sericitschiefer, Chloritschiefer, Quarzit, Karbonat-Quarzit mit Sericit, Chlorit und Hämatit; quarzitisches Sericitschiefer, Sericit führenden Hämatit-Quarzit, Quarz-Sericit-Phyllit mit unterschiedlicher Karbonatbeteiligung.

Mineralbestand

Der Mineralbestand an detritischen Komponenten ist, wie schon für die Lengjiaxi-Sedimentgruppe beschrieben, polymikt und wird hauptsächlich von Sericit, Quarz und Chlorit beherrscht. Daneben sind Kalifeldspat und Plagioklas, verwitterte dunkle Glimmer und Gesteinskörnchen zu nennen. Außer authigenen Karbonaten und Pyrit kommen in der mittleren Madiyi-Abfolge noch Chlorit, Quarz, mehr Pyrit und vor allem Hämatit als auffällige Bereicherung in den Schichtverband.

Allothigene Komponenten (Detritus)

Gesteinsdetritus: Gelegentlich sind im mikroskopischen Bild Komponenten aus Sericitquarzit, Chlorit-Sericitschiefer oder Quarzit zu erkennen.

Quarz ist mit eckigen bis kantengerundeten Psammitkörnern der mittel- bis feinklastischen und siltigen, ja sogar pelitischen Kornklassen vertreten. Im Einzelnen handelt es sich bei guter Klassierung in den verschiedenen Laminæ um feine Körnchen von etwa 0,01 – 0,02 – 0,04 – 0,07 – 0,1 – 0,14 mm. In der oberen Madiyi-Formation gibt es auch die Sandklasse 0,3–1 mm in Psammiten.

Feldspat: Die mittelkörnigen Psammittypen enthalten auch Orthoklas- und Plagioklas-Körner sowie wenig Mikroklin (Abb. 14). Die Korngrößen entsprechen ungefähr denen von Quarz. Bei Plagioklas liegen nach den op-

tischen Parametern Na-reiche Vertreter vor. Diffraktometeraufnahmen weisen Albit aus. Recht variabel ist der Grad der Sericitisierung und Kaolinisierung der mitunter bis zu Pseudomorphosen reichen kann.

Sericit ist die wichtigste detritische Komponente in den pelitischen und siltigen Gesteinen der Sedimentabfolge. Der feinschuppige helle Glimmer liegt in zu Filz vereinten Aggregaten häufig mit Blättchen der Ausmaße von 0,04 × 0,02 bis 0,013 × 0,004 mm vor. Schließlich lassen manche kornförmig figurierte Glimmerfilze auf Sericit-Korndetritus schließen.

Biotit wurde selten beobachtet. Die Blättchengrößen liegen um 80 × 20 µm. Jedoch sind oft chloritisierte und durch Rutilausscheidung (Sagenit) veränderte Biotite zu identifizieren.

Chlorit ist ein sehr häufiger Bestandteil und deshalb auch maßgeblich für grünlichgraue Färbung mancher feinklastischer Schiefer. Er wird zum Hauptgemengteil vor allem der meist nur geringmächtigen Tuffite, die signifikant im Mittelabschnitt der Madiyi-Formation und auch in der überlagernden Wuqiangxi-Formation vorkommen. Diffraktometeraufnahmen ergeben als Chloritmineral *Klinochlor*. Nach den optischen Parametern im Durchlicht (Dünnschliff, Pulverpräparate) ist die Aussage über Mg-Chlorite bestätigt, doch dürften auch schwach Fe-hältige Mg-Chlorite und Vertreter der Fe-Chlorite mitenthalten sein. Röntgendiffraktometeraufnahmen bestätigen Chamosit, Fe-Chamosit und Amesit.

Durch- und Auflichtuntersuchungen lassen den Schluss zu, dass nicht der gesamte Chloritbestand detritischer Herkunft ist. Dünne, fast monomineralische Chloritlagen lassen auf eine zeitweise Anreicherung durch tuffitische Sedimentation und auch Chloritisierung dunkler Gemengteile im Gefolge submarin-vulkanischer Tätigkeit schließen. Häufig sind auch paketartige blätterig-körnige Komponenten der Größenordnung 0,06 × 0,02; 0,075 mm mit-enthalten, welche auf Grund ihres Korngefüges als post-deformative authigene Neubildungen zu bewerten sind. Bemerkenswert ist, dass ein Teil solcher Chloritkomponenten einen wechsellagernden blättrigen Aufbau zeigt, erkennbar an Eigenfarbe und Doppelbrechung.

Im Schwermineralspektrum fällt die relativ starke Beteiligung von Turmalin, Rutil und Zirkon auf.

Beim Turmalin handelt es sich um im Dünnschliff blass bräunlich-grünliche, deutlich pleochroitische, kurz-säulige, im Querschnitt zumindest angedeutet ditrigonale

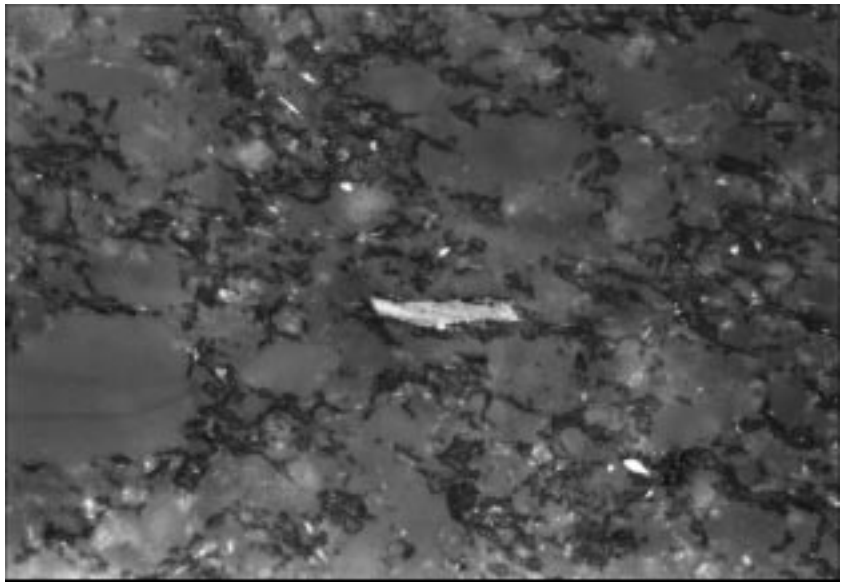
Abb. 15.
Semigrafit in Blättchenform in quarzsandigem und quarzitischem Sericit-Chloritschiefer.
Pol. Anschliff, 1 Nicol.
Natürl. Größe $0,24 \times 0,16$ mm.

Kriställchen mit Ausmaßen um $0,06 \times 0,008$ bis $0,03 \times 0,006$ mm und um Körnchen von $0,008 - 0,01 - 0,03 - 0,05$ mm. Bisweilen kommt Zonarbau durch Farbänderung im Durchlicht und dementsprechend durch Innenreflexe im Auflicht an polierten Schliffen zur Geltung. Nach diesen optischen Daten dürfte es sich, wie schon in den Sedimenten der Lengjiayi-Abfolge erwähnt, weiterhin um Vertreter der dem Schörl nahen Fe-reichen Turmaline handeln.

Die stets vertretenen Zirkone weisen die Ausmaße $2-40 \mu\text{m}$ bei Körnchen und 40×20 bis $4 \times 2 \mu\text{m}$ bei Säulchen auf. Nicht mit Sicherheit identifiziert werden konnten Monazit-Körnchen. Der Gehalt an Rutil beruht einerseits auf detritischer Herkunft mit Körnchen etwa um $0,02-0,15$ und $0,06 \times 0,02$ bis $0,02 \times 0,006$ mm bei Säulchen, andererseits auf meist nur wenige μm kleinen Nadelchen, die in Schwärmen in Chlorit- und Sericit-Filzen enthalten sind. Deren Herkunft ist auf den diadochen Ti-Gehalt dieser Minerale, insbesondere Biotit, und Kristallisation im Zuge von Metamorphosen zu erklären. Darüberhinaus gibt es auch noch skelett- und gitterförmige Leukoxen-artige Rutilnetze, die durch ihre Gestalt auf Umwandlungsprodukte aus Fe-Ti-Mineralen wie Ilmenit und Titanomagnetit schließen lassen. Die selten mit Sicherheit festgestellte Beteiligung von Leukoxen lässt diese Erklärung plausibel erscheinen. Das Ti-Oxid Anatasit seltener zu erkennen. Öfter hingegen scheint Titanit erhalten zu sein. Die besten Bestimmungsmöglichkeiten ergeben sich in den Psammiten.

Die Identifizierung von detritischem Apatit gelang relativ selten, was aber mit der Schwierigkeit des Nachweises der Mikrolithe im Dünnschliff und im polierten Anschliff zusammenhängen dürfte. Hingegen scheint „Grafit“ (Abb. 15) in allen Ablagerungen der Madiyi-Formation als akzessorischer Gemengteil präsent zu sein. Die bescheidenen Ausmaße der schüppchenförmigen Komponenten mit z.B. $6 \times 1,3 \times 2,4 \times 2 \mu\text{m}$, $0,03 \times 0,003$; $0,07 \times 0,01$; $0,2-0,3$ mm lassen im Auflicht eine Abschätzung, bzw. Messung von Parametern und somit in einigen Fällen eine exakte Bestimmung als Semigrafit zu. In diesen Fällen schwankt Rmax. in Öl im Bereich $8,0-9,7\%$. Bemerkenswert sind in einem Präparat in Chloritfilz enthaltene, $0,5 \mu\text{m}$ kleine „Grafit“-Schüppchen.

Abb. 16.
Pyrit-pigmentierter, Ankerit führender quarzitischer Sericitschiefer mit Feinschichtung $ss \parallel s_1$ (horizontal) und Transversalschieferung s_2 (diagonal) mit umgeregelten Sericitfilzen und Zerschierung der Ankeritblasten (besonders im Mittelstreifen).
Helle Lamination: sericit- und quarzreich; dunkel: stärkere Beteiligung von Pyrit und Chlorit; Ankerit: verschieden dunkelgrau.
Dünnschliff, Nicols X.
Natürl. Größe $3,33 \times 2,22$ mm.



Authigene Komponenten

Größeres Interesse kommt den mit dem Mineral- und Gesteinsdetritus in der Madiyi-Abfolge oft vergesellschafteten authigenen Mineralausscheidungen zu. Es handelt sich um Dolomit und Fe-Karbonate, besonders Ankerit, um mikro- bis kryptokristallinen Quarz in Form von Fein-quarzit, um Hämatit, Pyrit, Sericit und Chlorit.

Es scheint, dass besonders in der mittleren Madiyi-Formation Ankerit und Dolomit häufig auftreten (Abb. 16). Über die Karbonatdiagnose wird in Kapitel 5.7.3.1.8. berichtet. Die Variabilität der stets schichtig bzw. feinschichtig, und meist als offenes Teilgefüge auftretenden Minerale liegt im prozentuellen Gehalt seiner Beteiligung sowie in der Gestalt der Kristalle. Mitunter kann die laminare Anreicherung so weit gehen, dass linsenförmig bis dünnzellige, geschlossene Aggregate, auch als typisch syndiagenetisch-bipolare chemische Internanlagerung vorliegen (Abb. 17). Die der Komponenten wechselt in den Feinschichten zwischen idiomorph, hypidiomorph bis xenomorph. Aber sowohl Idio-blasten als auch Hemiblasten und Xenoblasten beherrschen für sich ziemlich gleichmäßig geordnet mit Gestalt und Korngröße einzelne Laminae.

Die Kristallgrößen der Rhomboederchen liegen häufig um $0,05-0,16$ mm. Und gewöhnlich bezeugen viele In-

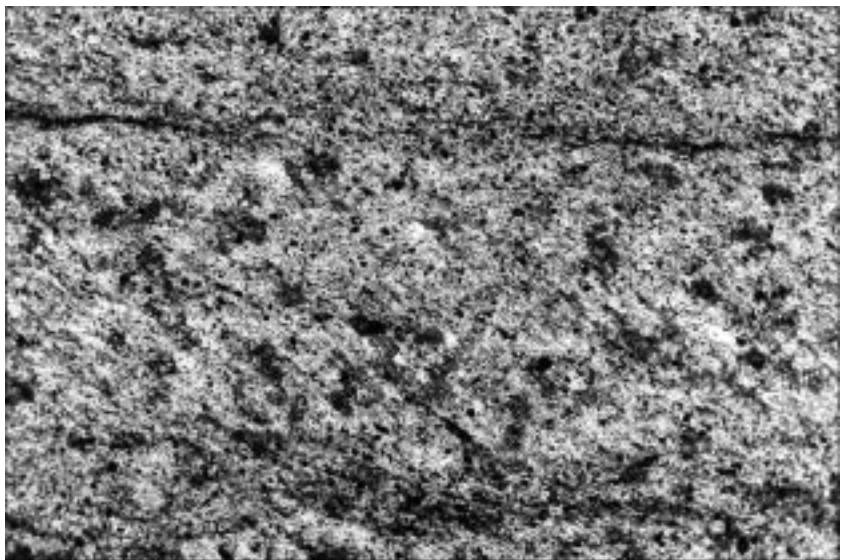


Abb. 17.
Feinquarzitischer Chlorit-Sericitschiefer mit Ankerit-Idioblasten (dunkelgrau – schwarz) und schichtparalleler bipolarer Ankeritkruste (grauschwarz).
Dünnschliff, Nicols $\times$.
Natürl. Größe $3,33 \times 2,22$ mm.

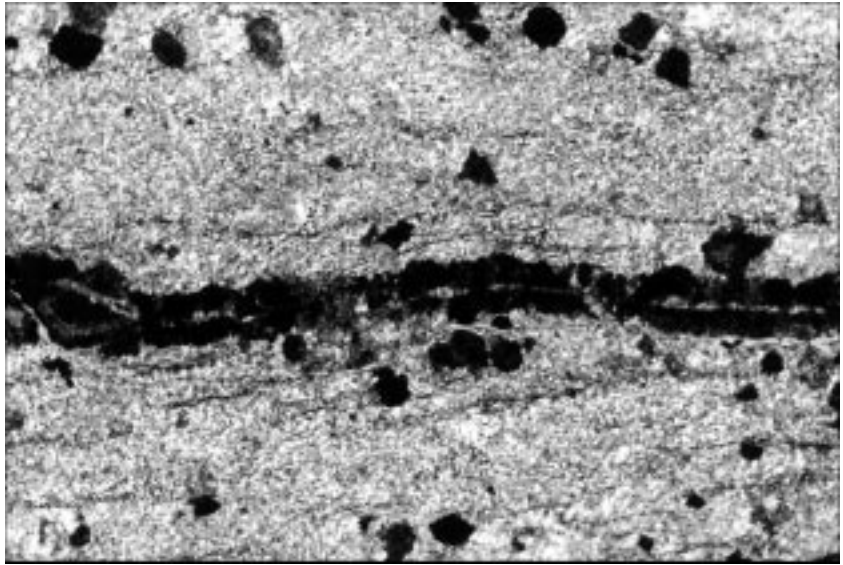


Abb. 18.
Ankerit-Dolomit-Idioblast in Hämatit-pigmentiertem Quarzit-Sericitschiefer. Zonar gebauter Ankerit-Idioblast mit Sericit-Quarz-Hämatit-Internegefüge, z.T. als *si* || *se* erkennbar.
Hämatit (schwarz) im Kern des Idioblasten und körnig-tafelig im Quarzit-Sericitschiefer.
Dünnschliff, 1 Nicol.
Natürl. Größe $1,41 \times 0,94$ mm.

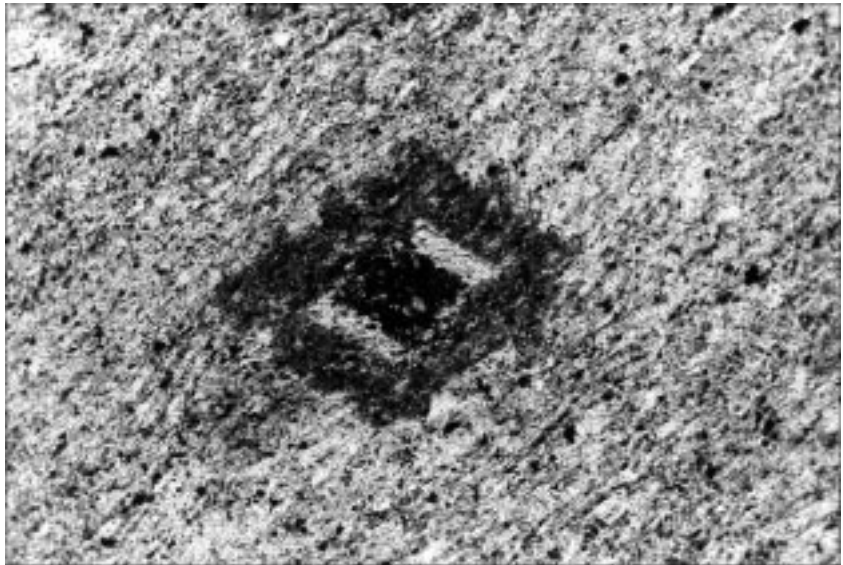
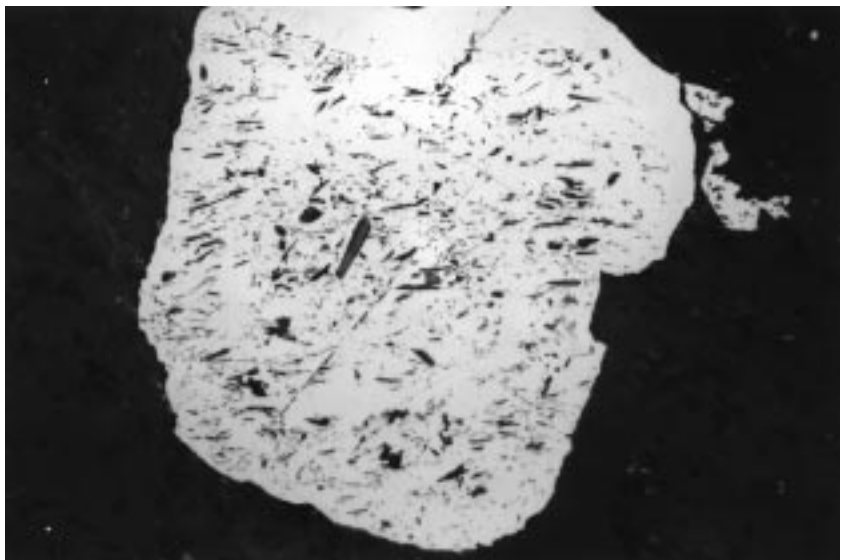


Abb. 19.
Sericit-Quarz-Rutil-*si* (im Bild horizontal) in Pyrit-Hypidioblasten (grauweiß) gegenüber dem *se*-Schieferungsgefüge des Quarzitschiefers (im Bild nicht erkennbar) verdreht.
Polierter Anschliff, 1 Nicol.
Natürl. Größe $0,37 \times 0,27$ mm.



terngefüge von Sericit und Quarz die Entstehung der Kriställchen durch Internkristallisation im Sediment durch Blastese. Bei den Interngefügen in Ankeritmischkristallen handelt es sich teils um die aussagewichtigen *si*-Gefüge mit der Übernahme von relikten *s*-Gefügen eines Vorgängerstadiums (Abb. 18), teils um zonaren Einbau von Fremdmineralien während der Kristallsprossung. Die Gefügemerkmale zusammen betrachtet, lassen an einer überwiegend frühdiagenetischen chemisch internen Kristallanlagerung nicht zweifeln. Das Auftreten solcher Karbonatkriställchen vielfach in Feinschichten lässt den Schluss zu, dass diese Blastese nach der mechanischen Anlagerung der sandigen, siltigen bzw. schlammigen Komponenten entstanden ist. Für andere Fälle wäre auch denkbar, dass submarine

Schlammströme solche Ablagerungen erfasst haben und die mechanische Resedimentation mit vertikaler Kornsortierung oder auch ungeordnet turbulent abgelaufen ist.

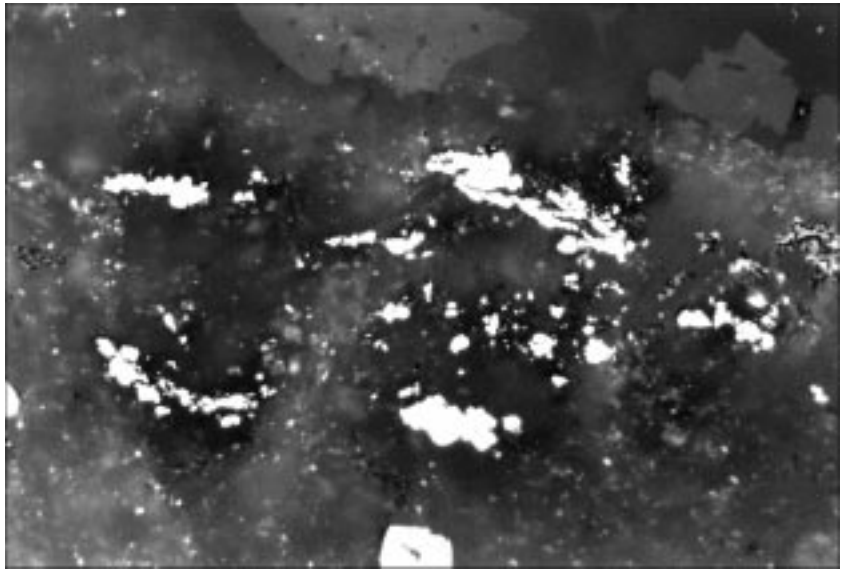
Ganz Analoges gilt für die anderen Fe-Träger Pyrit und Hämatit. Nur spielt das chemische Milieu bei der Ausscheidung entscheidend mit. Pyrit als Idioblast mit häufig

Abb. 20.

Krypto- bis mikrokristallin-körnige Pyritkrusten sind verdächtig auf Pseudomorphosen früher biogener Lebensspuren: Bakterien?, Dinoflagellaten?, Algen?

Pol. Anschliff, 1 Nicol.

Natürl. Größe $0,24 \times 0,16$ mm.



figer Würfelgestalt und kubischen Flächenkombinationen tritt ebenfalls deutlich in laminarer Anhäufung in Erscheinung. Überwiegend handelt es sich um Einzelkristalle. Diese zeigen nicht nur häufig Zonarbau durch wechselnden Chemismus während des Wachstums und stationären zonaren Einbau von Fremdmineralen, sondern auch die wichtigen *si*-Gefüge (Abb. 19). Die häufigsten Fremdminerale als *s*-Interngefüge sind Sericit und Quarz mit μ m-Partikelchen. Diese bilden aber auch die häufigen zonar eingebauten Fremdphasen und markieren Wachstumsstillstände. Die Pyrit-Blasten mit den verschiedenen Interngefügen liefern genetisch wichtige Details über die zeitlich mitunter weit differierenden Kristallisations- und Umkristallisationsphasen, zum Beispiel syndimentär i.w.S., syndiagenetisch bis metamorphogen. Eine auffallende Rolle unter den Pyritkriställchen und -aggregaten spielen fragliche, biogen figurierte kleine Krusten, die vermutlich Pseudomorphosen nach bakteriellem oder phytogenem Material, vielleicht von Algen darstellen (Abb. 20). Von genetisch grundsätzlich wichtiger Aussagekraft ist aber der Befund der feinschichtig chemischen Anreicherung von Pyrit in vielen feinstratigraphischen Positionen, woraus die ursprünglichen Zusammenhänge mit der mechanischen Anlagerung und dem progressiven Sedimentaufbau zu erkennen sind.

Eine weitere, in diesem Sinne interessante authigene Komponente ist der vor allem in der mittleren Madiyi-Formation in den dunkel-purpurroten Leitschichten gehäuft auftretende Hämatit (Abb. 21). Hier handelt es sich also nicht nur um bescheidene Farbpigmente, sondern um Gehalte bis zu etwa 3–10 % Fe_2O_3 . Das bedeutet natürlich, dass Hämatit normalerweise auch nur als offenes Teilgefüge mit einzelnen, separierten Kriställchen in den schieferigen siltigen bis feinquarzitischen Gesteinen vorliegt. Es sind blättchen- und nadelförmige Kriställchen der Größenordnungen $0,1\text{--}1\ \mu\text{m}$ aufwärts, über $4 \times 1\text{--}2$ bis $20 \times 6\ \mu\text{m}$ bis zu winzigen Aggregaten etwa um $30 \times 20\ \mu\text{m}$. Typisch ist ein den anderen formanisotropen Komponenten angeglichenes, nach dem *ss*-Lagenbau bzw. der *s*-Schieferung ausgerichtetes Parallelgefüge. Auf Grund gemeinsamer syndiagenetischer Verformungen aller Komponenten des laminaren Feingefüges besteht kein Zweifel an der syndimentären Hämatitausscheidung extern an

freier Anlagerungsebene, bzw. in einem sehr frühdiagenetischen Stadium im Nahbereich der jeweiligen Sedimentbauzone.

Feinquarzit bildet einen auffälligen und gerade für die Madiyi-Formation besonders kennzeichnenden Sedimentbestandteil. Gemeint sind damit Feinlagen aus krypto- bis mikrokristallinem Quarz oder auch in Paragenese mit Sericit, Chlorit, detritischem Quarz und auch mit authigenem Hämatit, Ankerit oder Pyrit. Diese Vergesellschaftung ist hier in den präkambrischen Sedimenten allgemein verbreitet, aber wir gewannen den Eindruck, dass der Gehalt an mikrokristallinem Quarz in der mittleren Madiyi-Formation an besonderer Häufigkeit gewinnt. Es sei deshalb daran erinnert, dass gerade dieser stratigraphische Abschnitt auch die Erzlager enthält.

Der Feinquarzit scheint im ursprünglichen Zustand aus xenomorph-körnigen Komponenten der Feinheit 1 – 4 – 8 – 12 – $20\ \mu\text{m}$ bestanden zu haben, wobei sich die größeren bereits als Verwachsungen weniger μm kleiner Individuen zu Aggregaten erweisen.

Gefüge

Für die genannten Schiefer- und Phyllitgesteine ist meist ein ausgeprägtes feinschichtiges Parallel- bis Kreuzschichtungsgefüge kennzeichnend im Verbande mit

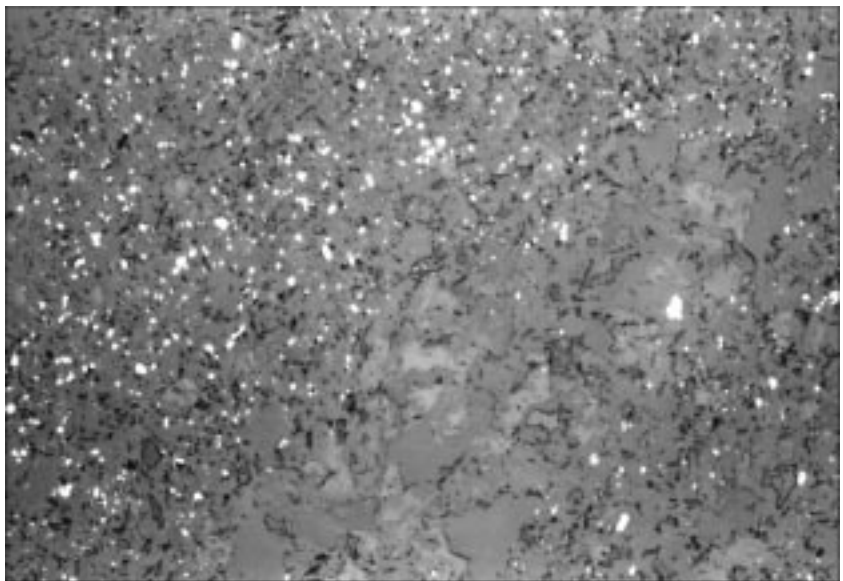


Abb. 21.

Hämatitkristalle (weiß), feinschichtig gehäuft in dolomitführendem Chlorit-Sericit-Hämatit-Quarzit-schiefer (Metatuffit).

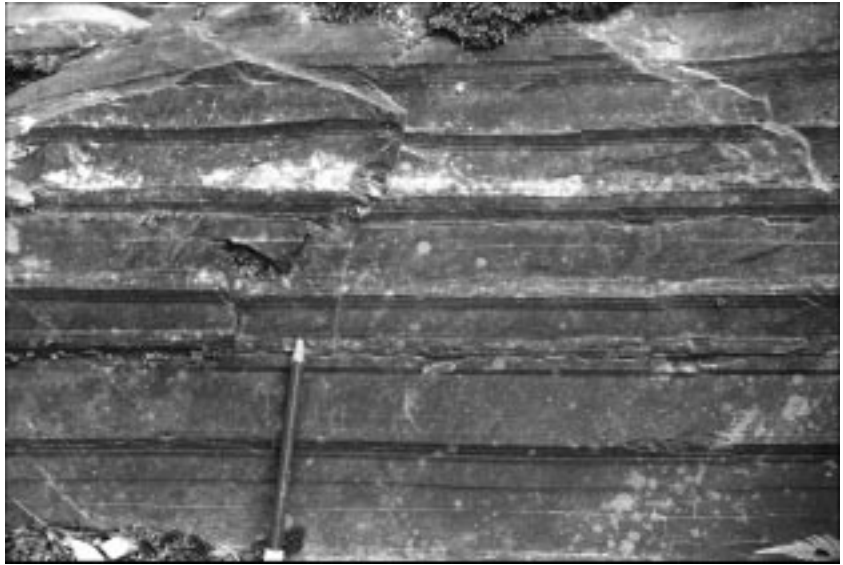
Schichtung im Bilde diagonal.

Pol. Anschliff, 1 Nicol.

Natürl. Größe $0,93 \times 0,62$ mm.

Abb. 22.

Feinschichtige Sedimentation in verschiedenen Raumrhythmen durch Wechsel der Komponenten und Korngrößen im Zuge mechanischer (Detritus) und chemischer (authigener) Anlagerung. Geländeaufschluss im Seitental südlich von Madiyi.



lokalen Erosionsdiskordanzen. Der laminare Korngrößenwechsel im Sediment ist auf geringmächtige Abfolgen beschränkt und oft als raumrhythmisch zu bezeichnen. In sehr vielen dieser Gesteine ist außer der normalen stoffparallelen Schieferung eine Überprägung durch eine oder sogar mehrere Transversalschieferungen nachweisbar.

Bezüglich des Sedimentaufbaues durch mechanische Anlagerung der allothigenen detritischen Komponenten und chemische Anlagerung der authigenen Kristallite in parallelen Feinschichten (Abb. 22, 23), Schräg- und mitunter Kreuzschichten kann auf die Bemerkungen über die Sedimente der Lengjiaxi-Gruppe verwiesen werden. Die geschilderten Sedimentationsbedingungen haben sich über so enorme Sedimentmächtigkeiten und so lange Zeiträume hinweg offenbar nicht auffällig geändert, sieht man von Schichtlücken und damit zusammenhängenden Transgressionsflächen ab.

Was die Überprägung der Sedimentgefüge durch orogene und metamorphogene Ereignisse betrifft,

ist nach wie vor die starke Verbreitung der bis in den Mikrogefügebereich nachweisbaren Transversalschieferung, zum Teil mit mehreren Schieferungslagen auffallend (Abb. 16).

Einen günstigen Einblick in den Zustand des Sedimentes in einem frühen Stadium der Diagenese erlaubt eine syndiagenetische Deformationsbreccie (im Sinne der Gefügekunde, SANDER [1950, 1970]) mit schollenförmigen Fragmenten innerhalb eines Meta-Arkosesandsteins in der Abfolge der oberen Madiyi-Formation (Abb. 24). Bereits der makroskopisch mögliche Befund im Aufschluss lässt den groben Schluss zu, dass es sich bei der nur wenige Dezimeter mächtigen teils rupturrell, teils stetig verformten Schichtbank im polymikt-arenitisch-pelitischen Milieu um eine diagenetische Verformung handeln müsse, deren feinschichtiges Sediment je nach dem Festigkeitsverhalten der Einzelschichten unterschiedlich reagiert hat. Die schollenförmigen Fragmente mit Zentimeterausmaßen sind feinschichtig aus Kiesel-schiefer, Sericit und Chlorit sowie den Akzessorien Pyrit, Goethit, Rutil, Anatas und Titanit zusammengesetzt. Korrespondierende Fragmentengrenzen bezeugen den Vorgang der Zerkleinerung mit Auseinanderdriften der Bruchstücke dieses Pelits innerhalb des Sedimentverbandes. Schwache Verbiegungen der Schollenfragmente kennzeichnen den Festigkeitszustand während der Deformation.

Die Matrix ist hingegen wesentlich verformungsbereiter gewesen. Sie ist ebenfalls feingeschichtet, mit wechselnder Teilnahme von Sand-, Silt- und Pelitdetritus. Dadurch kommt die plastische, syndiagenetische Verformung, vor allem mit Angleichung um die Schollenfragmente deutlich zur Geltung. Der polymikte Kornbestand entspricht dem des umgebenden Psammit. Die Hauptkomponenten sind Körner von Quarz, Orthoklas, Mikroklin, beide unzerstört oder auch verschieden stark sericitisiert und kaolinisiert bis zur völligen Pseudomorphose, Ab-reichem Plagioklas, Sericit, Kaolinit, Chlorit, Gesteinskörnchen, akzessorisch Turmalin, Zirkon, Rutil, Leukoxen, Anatas, Titanit und ein blättriges Metha-Anthrazit-Aggregat, offenbar an detritischen Quarz gebunden. Außerdem sind als authigene Kristallite Chlorit, Fein-quarzit und Pyrit, dieser als Einkristall und als krusten- bis schollenförmiges Aggregat, sowie als Verwitterungsneubildung Limonitminerale vertreten.

Teilabschnitte dieser Schollenbreccie lassen die Vermutung aufkommen, dass neben „intraformationaler“ Zerkleinerung auch ein Anteil von Resedimentation im Bereich der Sedimentbauzone vorliegen könnte.

Der beschriebene, als Zwischenschicht in Sandstein ausgebildete Gesteinskörper zeigt mit seinem syndiagenetischen Deformationsgefüge eine begonnene Gleitung am Meeresboden an. Von diesem Befund aus beurteilt, könnten sich im Rahmen des



Abb. 23.

mm-raumrhythmische, gemischt allothigen-detritische und authigen-chemische Sedimentation von hauptsächlich Quarz, Sericit, Chlorit, Dolomit, Ankerit, Pyrit und Schwermineralen, vielfach als Turbidite gedeutet.

Aufschluss im Tal südlich von Madiyi.

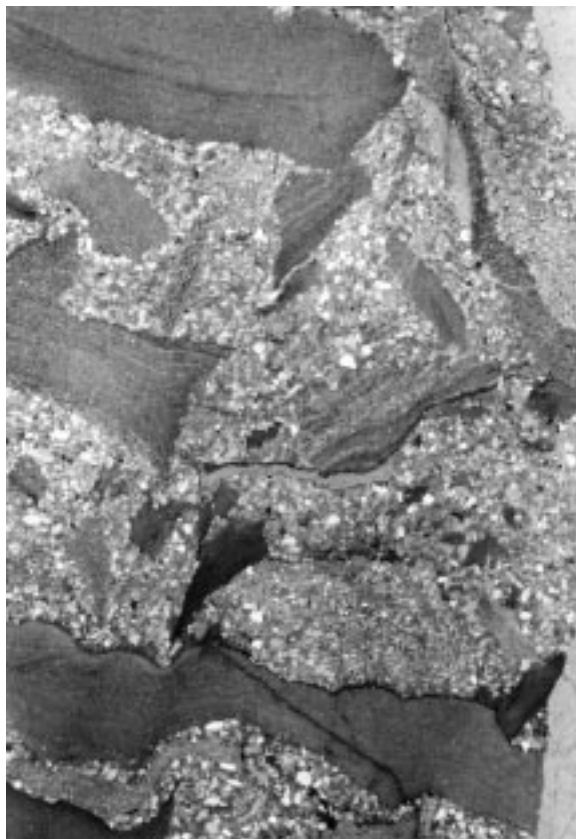


Abb. 24.
Syndiagenetische Deformationsbreccie mit meist schollenförmigen Fragmenten vormals zusammenhängender pelitischer Feinlagen, bestehend aus Feinquarzit, Sericit, Chlorit, Pyrit, innerhalb von polymikter Psammitmatrix aus Detritus von Quarz, Orthoklas, Plagioklas, Sericit, Kaolin, hellem Glimmer, chloritisiertem dunklem Glimmer, Chlorit, Feinquarzit, Pyrit und Schwermineralen.
Dünnschliff, Nicols ×.
Natürl. Größe 24 × 17 mm.

Aufbaues der mächtigen pelitischen und psammitischen Sedimentserien vermutlich oftmals submarine Schlammlawinen mit erosiven, resedimentären und sedimentaufbauenden Ereignissen in Gang gesetzt und auf diese Weise so manche gradierte Feinschichtung in den Sedimenten verursacht haben.

5.4.1.2.2. Wuqiangxi-Formation Pt3bnw

Im stratigraphischen Anschluss an die Madiyi-Formation folgen, ebenfalls noch zur Banxi-Gruppe gehörig, die Sedimente der Wuqiangxi-Formation. Im Überblick zeigen sich die schon bisher im präkambrischen Sedimentstapel beschriebenen Gesteinstypen. Eine auffallende Verbreitung haben aber tuffitische Schiefer sowohl in der unteren als auch in der oberen Folge dieser Formation. Allerdings fehlen hier die typisch roten, hämatitreichen Zwischenschichten, wie sie für die mittlere Madiyi-Formation typisch sind. Entsprechend den übrigen, in den stratigraphisch tieferen Ablagerungen schon bekanntgemachten Gesteinsvarianten an schwach metamorphen Schiefen, liegen die petrographischen Aussagen über den Mineralbestand an Haupt-, Neben- und akzessorischen Gemengteilen ganz ähnlich.

5.4.1.2.2.1. Lithostratigraphischer Überblick

Für diese dem Jung-Proterozoikum zugerechnete Formation wird eine Mächtigkeit von 250–2.590 m angegeben. Die Zweiteilung sieht vor:

○ Untere Serie

Mächtigkeit 250–1.070 m.

Graugrüne bis graupurpurrote Meta-Sandsteine mit Schiefer, mit stellenweiser Zwischenschaltung grünlicher tuffitischer Schiefer.

○ Obere Serie

Unterschiedliche Mächtigkeit 0–1.520 m.

Grüngraue bis grauschwarze feinschichtige Schiefer und tuffitische Meta-Sandsteine und tuffitische Schiefer sowie grüner Tuffit in schichtiger Zwischenschaltung.

5.4.1.2.2.2. Mikropetrographie

Mineralbestand

Allothigene Komponenten (Detritus)

Quarz stellt mit sehr unterschiedlicher Beteiligung von Psammiten bis zu Peliten allenfalls einen auffallenden Bestandteil, tritt aber in den Tonschiefern doch stark zurück. Die Korngrößen schwanken etwa zwischen 0,01 und 0,16 mm und bilden durch feinzeilige Größenunterschiede mit einer Grundlage für den sedimentären Lagenbau.

Sericit ist allenfalls ein Hauptgemengteil mit den feinblättrigen Partikelchen z.B. um $8 \times 1,20 \times 4,40 \times 8 \mu\text{m}$. Teils bildet dieser feinschuppige Glimmerfilz die Matrix, teils machen geschlossene, sehr dünne Glimmerhäute die Schieferungsflächen deutlich. Jedenfalls ist eine scharfe gestaltliche Einregelung des Glimmerteilgefüges in den sedimentären Feinlagenbau, zugleich Schieferungsfläche, gegeben, die allerdings oft von spitzwinkelig oder quer dazu orientierten Transversalschieferungen überprägt erscheint. Ein beträchtlicher Teil des Sericits dürfte von der Feldspatverwitterung herzuleiten sein, wonach die mechanische Durchbewegung des Gesteins aus ursprünglich kornförmig gepackten Feinglimmern einen s-parallelen Glimmerfilz formte.

Chlorit erscheint als detritische Komponente analoger Kornfraktion wie Sericit mit diesem mechanisch vermengt. Tuffitlagen zeigen entsprechend stärkere Beteiligung und exaktere Anordnung.

Limonitisch verwitterter dunkler Glimmer sowie Muskovit ($0,04 \times 0,02$; $0,1 \times 0,04$; $0,07 \times 0,03 \text{ mm}$) und Feldspäte wie Orthoklas und Plagioklas (Albit) ergänzen als Nebengemengteile den Detritusgehalt. Manchmal fallen auch detritische Gesteinskörnchen auf (um 0,1 mm), die z.B. als Splitter von Quarzit und Sericitquarzit identifiziert sind.

Dazu kommen noch die Akzessorien Turmalin, Zirkon (z.B. $20 \times 8 \mu\text{m}$), Rutil und Apatit in der schon bekannten Form.

Authigene Komponenten

Die Neubildung von Chlorit (Klinochlor) ist in allen jenen Fällen sichergestellt, in welchen körnchenförmige Chloritpakete durch ihre Querlage im sonst formgeregelten Chlorit-Glimmerfilz auffallen.

Hämatit ist in den rötlich-grauen Schiefervarianten weit weniger als in den Leitschichten der Madiyi-Formation zu identifizieren. Auch die oft wenig auffälligen, fallweise schichtig auftretenden, meist separierten Idioblasten, Hemiblasten und Xenoblasten von Ankerit gehören wie schon in den ausgedehnten älteren Schichtserien des Proterozoikums als Nebengemengteile wieder zum Stoffbestand. Natürlich ist auch die Durchläuferkomponente Pyrit in den schon gewohnten Formen fallweise mit in der authigenen Paragenese. Schließlich ist Quarz in Form des krypto- bis mikrokristallinen Feinquarzes fast stets eine Haupt- oder Nebengemengteile.

Im Großraum von Woxi sind keine weiteren, jüngeren Sedimente bekannt.

Materialherkunft

Bezüglich des Liefergebietes der detritischen Komponenten gibt es keine neuen, über die in der Lengjiaxi- und Madiyi-Sedimentation hinausgehenden Erkenntnisse. Die sporadisch auftretenden, bis ins Semigrafit-Stadium carbonifizierten, praktisch nie figurierten Partikelchen können im Präkambrium nur pauschal aus Phyto- und Zooplankton hergeleitet werden. Hingegen bieten die authigenen Mineralausscheidungen insbesondere von Hämatit und Quarz in Form von Feinquarzit sowie die Anreicherung von Chlorit in Form von farblich hervortretenden Leitschichten eine Bereicherung der im Allgemeinen monotonen Sedimentationsereignisse. Insbesondere auch die Ansammlung von Chlorit, zum Teil auch authigener Herkunft, in Verbindung mit Hämatit und mit dem mikrokristallinen Quarz, lenkt die Aufmerksamkeit auf eine neben Verwitterungslösungen außergewöhnliche Stoffzufuhr auf sich, die wahrscheinlich durch untermeerische Hydrothermentätigkeit und Vulkanismus verursacht worden ist.

Diese proterozoischen Sedimente werden in einer Flyschfazies entstanden erklärt, wobei die außerordentlich große Mächtigkeit von mehreren tausend Metern natürlich nur in Verbindung mit einem Absinken des Meeresbodens erklärt werden kann. Typisch hierfür ist auch die häufige Entwicklung von Turbiditen, wobei der Abgang von submarinen Schlammlawinen in verschiedenen Raumrhythmen der Resedimentation zum sichtbaren Ausdruck kommt. In unserem Arbeitsgebiet sind allerdings innerhalb der Sedimente nur wenige sichere Merkmale für untermeerische Gleitungen entwickelt. Oft zu beobachtende Schräg- und Kreuzschichtung mit nur geringen Winkeldiskordanzen sind weitere Anhaltspunkte über den Sedimentationsablauf.

Über die Tiefe des Randmeerbeckens im weiteren Bereich der Subduktionszone ist nichts Konkretes bekannt. Die fast durchgehende Feinkörnigkeit der Sedimente wie Pelite, Siltite, Feinkornpsammite und die nur relativ schwache Teilnahme feinlagig enthaltener Karbonatminerale am Sedimentaufbau in Form von Dolomit und Ankerit sowie die meist lagige Ausscheidung von Pyrit und Hämatit und die häufige authigene Mitbeteiligung von krypto- bis mikrokristallinem Quarz mit Entstehung kieseliger Gesteine, können ebenfalls als Hinweise auf das Sedimentationsmilieu herangezogen werden. Eine beiläufige Abschätzung der Wassertiefen könnte von Meterhunderten bis möglicherweise an die 2.000 m reichen. Die Karbonatausscheidung, die in diesen Sedimenten im Allgemeinen nur wenige Prozente ausmacht und nur selten bis zu zusammenhängenden Laminae gediehen ist, sollte bis in genannte Tiefenregionen durch Vorhandensein von CO_2 ebenso wie lagenweise Hämatit- und Pyritausfällung durch Anwesenheit von O_2 und andernfalls von Pyritbildung in einer H_2S -Zone durch chemisch-physikalischen Milieuwechsel möglich gewesen sein.

5.4.1.3. Kristallisate in Gesteinsfugen

Bisher wurden chemisch-intern auskristallisierte, Fugen auskleidende Mineralausscheidungen im mächtigen Sedimentstapel nicht berücksichtigt. Im Hinblick auf das zentrale Thema der Erzanreicherungen sind im Zusammenhang mit dem „nur Nebengestein“ zumindest kurze Bemerkungen über Fugenkristallisate angebracht. Es handelt sich grundsätzlich um Ausscheidungen von Mineralen, die im Sedimentverband synsedimentär bereits enthalten sind. Das ist eine gefügepetrographisch ganz wichtige Feststellung, zumal ja im Sediment zirkulierende wässrige Lösungen und migrierende Fluide den offensichtlich nur lokalen Stofftransport im Gang gehalten haben. So kam es nur zur Ausscheidung von hauptsächlich Quarz und Karbonat, und zwar von Ankerit, Dolomit und Calcit sowie von Chlorit, Sericit und Pyrit. Die Zementierung von syn- und postdiagenetischen Mikrofugen, meist transversal, aber auch quasi-parallel zum sedimentären Lagenbau, ist zum Teil als wandständig erkennbar und ist in xenomorpher oder hypidiomorpher Korngestaltung er-



Abb. 25.
Pigmentfreies Quarz-Fugenkristallinat quert pigmentierte Fein-
quarzit- und Sericitquarzit-Lagen.
Dünnschliff, 1 Nicol.
Natürl. Größe 3,33 × 2,22 mm.

folgt. Auffallend ist zum Unterschied von den Vertretern im geschlossenen Sedimentverband die Pigmentfreiheit, also Reinheit der chemischen Internanlagerung (Abb. 25).

5.5. Carbonifizierungsgrad und Metamorphosestadium

Die erdgeschichtlichen Entwicklungszeiten mit der Sedimentation im mittleren und oberen Proterozoikum bis zu den jüngsten orogenetisch-metamorph prägenden P-T-Ereignissen in Kreide bis Tertiär erstreckten sich über enorme Zeiträume. Und man muss sich wundern, dass in diesem Bereich von Hunan die Gesteine nicht größeren Umgestaltungen unterworfen waren. Dies umso mehr, als die Gesteine von mehreren Orogenesen (3–5?) betroffen waren.

Es scheint wahrscheinlich, dass ein beträchtlicher Teil der petrographischen Befunde schon auf rein diagenetische Umkristallisationen und Verformungen zurückgeführt werden kann. Mit lokal wirksamer thermischer Beeinflussung durch bekannte Granitintrusivkörper der kaledonischen, indosinischen und Yanshan-Epoche kann in unserem Gebiet wegen zu großer Entfernung nicht gerechnet werden. Für die Beurteilung des Einflusses der im Großraum wirksam gewordenen regionalen Thermo-Dynamometamorphosen liegen zwar, was die mechanische Umformung betrifft, gute Gefügebefunde über verschieden alte Sedimente vor,

Abb. 26.

Reflexion im Semigrafit der Madiyi-Formation.

Maximale ($R_{\max}$: 8,0–9,7 %), random (R_r : 5,2–6,2 %) und minimale ($R_{\min}$: 2,3–3,1 %) Reflexion. Die maximale Inkohlungstemperatur von 380°C, berechnet nach BARKER & PAWLEWICZ (1986) entspricht epimetamorphen P-T-Bedingungen.

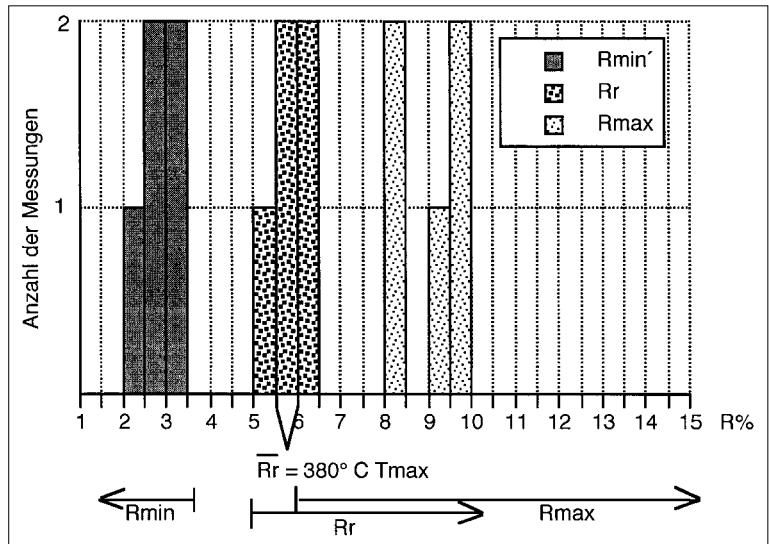
Univar-Mikrospektralphotometer; Obj. 100×/1,25 Öl; Messfelddurchmesser 0,4 µm; Standard: Carb.SiC 27.

aber über die mineral-chemischen Veränderungen ist wenig bekannt.

Auf Grund des Mineralbestandes unserer proterozoischen Gesteine könnte es sich um eine niedrigtemperierte grünschieferfaziale metamorphogene Beeinflussung handeln, und zwar um die Quarz-Albit-Muskovit-Chlorit-Subfazies (Barrow-Typ [WINKLER, 1967]). Nach WINKLER (1979) käme eine niedrige low-stage-Metamorphose und nach BUCHER & FREY (1994) die untere Grünschieferfazies in Betracht.

Die nur als akzessorische Gemengteile vorkommenden sehr kleinen inkohlten organischen Reste in den Sedimentabfolgen der Oberen Madiyi-Formation (Abb. 15) bestätigen mit ihren maximalen ($R_{\max}$), mittleren (R_r) und minimalen ($R_{\min}$) Vitrinitreflexionswerten diesen Befund (Abb. 26). $R_{\max}$ schwankt zwischen 8,0 und 9,7 %, R_r zwischen 5,2 und 6,2 % bzw. $R_{\min}$ zwischen 3,1 und 2,3 %. Das entspricht nach der deutschen Kohle-Klassifizierung einem Semigrafit ($R_{\max}$ 5–10 % und $R_{\min}$ von 2 bis 0,5 % abnehmend). Nach der US-amerikanischen Nomenklatur handelt es sich um Meta-Anthrazit ($R_{\max}$ 6–10 %, $R_r > 5,1$ %, $R_{\min}$ von 4,5 bis 0,5 % abnehmend [M. & R. TEICHMÜLLER & BARTENSTEIN, 1979]).

Das für dieses Inkohlungsstadium nach BARKER & PAWLEWICZ (1986) berechnete Temperaturmaximum liegt bei etwa 380°C. Nach KRUMM et al. (1988) setzt die Prägrafitierung mit einem $R_{\max}$ -Wert > 6 % bei ca. 300°C ein. Grafit mit einem vollständig geordneten Kristallgitter bildet sich erst ab 450°C und 2–6 kbar (LANDIS, 1971) bzw. ab 390°C und 6,3 kbar (DIESEL & OFFLER, 1975).



Die aus der dominierenden NE-Richtung beiläufig fra-gezeichenförmige Verschwenkung flächiger und linearer Großstrukturen zieht sich durch die ganze Provinz und deren westliche, südliche und östliche Anschlussgebiete.

Im S beherrschen wellenförmig gebogene, generell aber N–S-streichende Großfalten das Bild; im SW und NE sind es SSW–NNE-verlaufende Faltenzüge und tektonische Bruchlinien, welche das Gefügerelief der Gebirgslandschaft im „Ostchinesischen Bergland“ prägen. Sie biegen im W-, NW- und Zentral-Hunan kontinuierlich in die SW–NE-Richtung und sehr deutlich weiter in die W–E-Richtung. Dies gilt insbesondere für das Landschaftsrelief in N-Hunan, soweit Gebirgsketten, Täler und Beckenlandschaften gestaltend zusammenwirken.

Im nordöstlichen Hunan schwenken die Faltenzüge ziemlich abrupt wieder in die beherrschende NE-Richtung ein; eine axiale und rupturale Strukturrichtung, die für den südöstlichen bis nordöstlichen Teil der Provinz Hunan als dominierend auffällt und sichtlich von bedeutenden tektonischen Störungsflächen unterstützt wird.

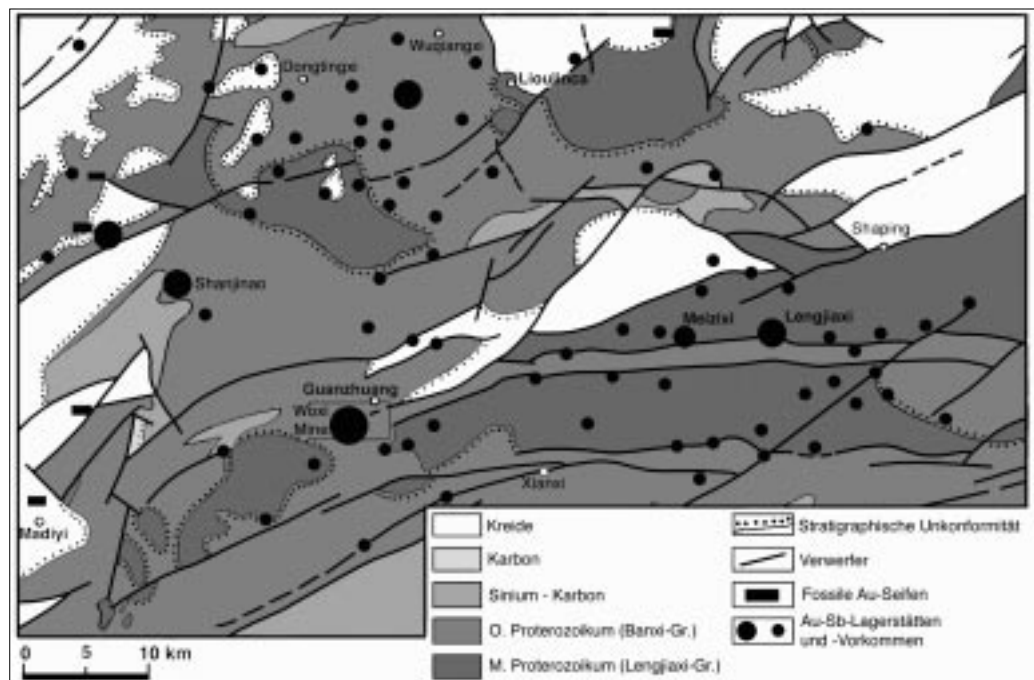
Abgesehen von diesen vorliegenden deskriptiven Daten des Großraumes erscheinen auch noch einige lokale

5.6. Tektonische Baupläne

5.6.1. Überblick

Die strukturgeologische Karte der Provinz Hunan (Abb. 9) lässt die im Kap. 3 dargelegte paläogeographische Entwicklung in großen Zügen verständlich erscheinen.

Abb. 27.
Lageskizze der geologisch-tektonischen Situation um die Lagerstätte Woxi mit den Au- und Sb-Lagerstätten und Vorkommen. Modifiziert nach MA, D.S. & LEHMANN (1994, Fig. 1).



Ausnahmen beachtenswert für die beabsichtigte Interpretation des tektonischen Bewegungsablaufes in Klein- und Großbereichen. Solche Ausnahmen liegen insbesondere in der SE-Ecke der Provinz Hunan vor, wo auch W–E- bis sogar WSW–ENE-Faltenzüge vermerkt sind. Derartige Anzeichen einer Verschwenkung in die W–E-Richtung sind auch nordöstlich von Changsha (im Matu Shan und Jiuling Shan) angedeutet. Insbesondere aber gilt unsere Aufmerksamkeit natürlich dem Bereich Woxi mit den regional weitläufigen W–E-axialen Bauelementen, die dort allerdings zu dem schon erwähnten tektonischen Bauplan des Xuefeng-Gebirgsbogens zuordnenbar sind.

Nach unseren tektonischen Aufnahmen im Bergwerk Woxi und in Teilbereichen der Umgebung, sowie im Vergleich mit den mikroskopischen Untersuchungen an den Erzkörpern und im Nebengestein erscheint es uns sehr wichtig darauf hinzuweisen, dass die im strukturellen Landschaftsbild auf Grund der flächigen und linearen tektonischen Raumdaten nachweisbaren Verformungen auch bis in kleinste Arbeitsbereiche wie Handstück, Großanschliff und mikroskopischer Verteilungsbereich gefügesymmetrisch mit weitgehender Übereinstimmung zu verfolgen sind. Dies ist umso mehr von Bedeutung, als unsere wissenschaftlichen Forschungen auch praxisorientierte Aussagen für den Bergbau ergeben sollen. Der nachfolgende Teilabschnitt nimmt aber nur Bezug auf den Arbeitsbereich „Lagerstätte und Umgebung“.

Der Lagerstättendistrikt Woxi mit der vorläufig bekannten W–E-Ausdehnung von rund 6 km liegt am SE-Rand des Mittelabschnittes des alten Jiangnan-Blockes, und zwar am konvexen Abschnitt des Xuefeng-Bogens, der den NW-Rand des südöstlich anschließenden Xiangzhong-Beckens bildet. Der bogenförmige Gebirgsverlauf in der Natur und im topographischen und geologischen Kartengrundriss, vor allem der mächtigen gefalteten, epimetamorphen proterozoischen Gesteinsserien, aber auch der alt- und mittel-paläozoischen Schichtserien, kommt durch die Verschwenkung von SW–NE-Streichen im Westen auf W–E-Streichen im Osten zur Geltung.

Zu den vorwegzunehmenden Grundkenntnissen gehört die Beachtung der wichtigsten Störungszone des Lagerstättenareals: die Woxi-Großstörung (F_1) (Abb. 27), welche die Lagerstätte im Norden mit W–E- bis WSW–ENE-Streichen und 26°N -Einfällen scharf begrenzt. Es handelt sich um eine bis zu 20 km aufgeschlossene Störungszone, eine Zerrüttungszone, für die eine Mächtigkeit zwischen 20 und 130 m angegeben wird. Als eine Parallelstörung (F_7) kann ein bedeutender Verwerfer im Shiliupeng-gong-Grubenrevier bezeichnet werden. Weiters sind auf den Grubenkarten acht „Zwischenschicht-Verwerfungen“ eingetragen. Sie verlaufen demnach quasischichtparallel, fallen demnach etwa $25\text{--}30^\circ\text{N}$ bzw. NE und sind im Streichen unterschiedlich, nämlich 650–5.300 m zu verfolgen. Nach unserer Auffassung handelt es sich dabei um „Längsklüfte“ zu einer noch zu definierenden Hauptfaltenachse, wobei die genetische Anlage derselben zweifellos von den Schichterzkörpern mechanisch beeinflusst ist. Diese Scherklüfte verwerfen bei Verlassen der vorgezeichneten Schichtflächenlage mit spitzwinkeligem Verlauf die Erzlager.

Das Wesentliche ist, dass nördlich der Hauptscherklüftzone (F_1), also im Hangenden derselben, die Sedi-mentserie der Wuqiangxi-Formation und auf dieser diskordant die Sedimente einer kretazischen Rotfazies mit Konglomeraten und Sandsteinen liegen. In keiner dieser Gesteinsserien sind bisher Erze gefunden worden. In der breiten Störungszone selbst sind innerhalb des mylonitisierten Quarzit-Sericitschiefers unauffällige Pyritnester zu finden. Sie bestehen aus idiomorphen Einzelkriställchen, von denen manche Einschlüsse und in Mikrofugen kataklastischer Körner Bleiglanz und Kupferkies aufweisen. Die stratigraphische Zugehörigkeit der mylonitisierten Gesteine ist ungeklärt. Südlich der Woxi-Störungszone, also im Liegenden dieser Fläche, steht im gesamten Woxi-Lagerstättenfeld, also auf viele km Länge, die erzführende Madiyi-Formation an. Sie enthält nach bisherigen Kenntnissen zwölf Erzlager. Eine graugrüne chlorit-reiche Schiefererzschicht im Hangenden der Erz-

lagerserie ist als begleitender Leithorizont einige km weit bekannt.

Die stratigraphisch-tektonische Übersichtsskizze des Lagerstättendistriktes (des Geological Team of Hunan Province) zeigt einen Großfaltenwurf im 10-km-Bereich mit einer Hauptantiklinale und einer Hauptsynklinale, in welchen eine ganze Serie von Zwischenfalten mit Ausmaßen von 0,5–1 km geprägt ist (Abb. 28).

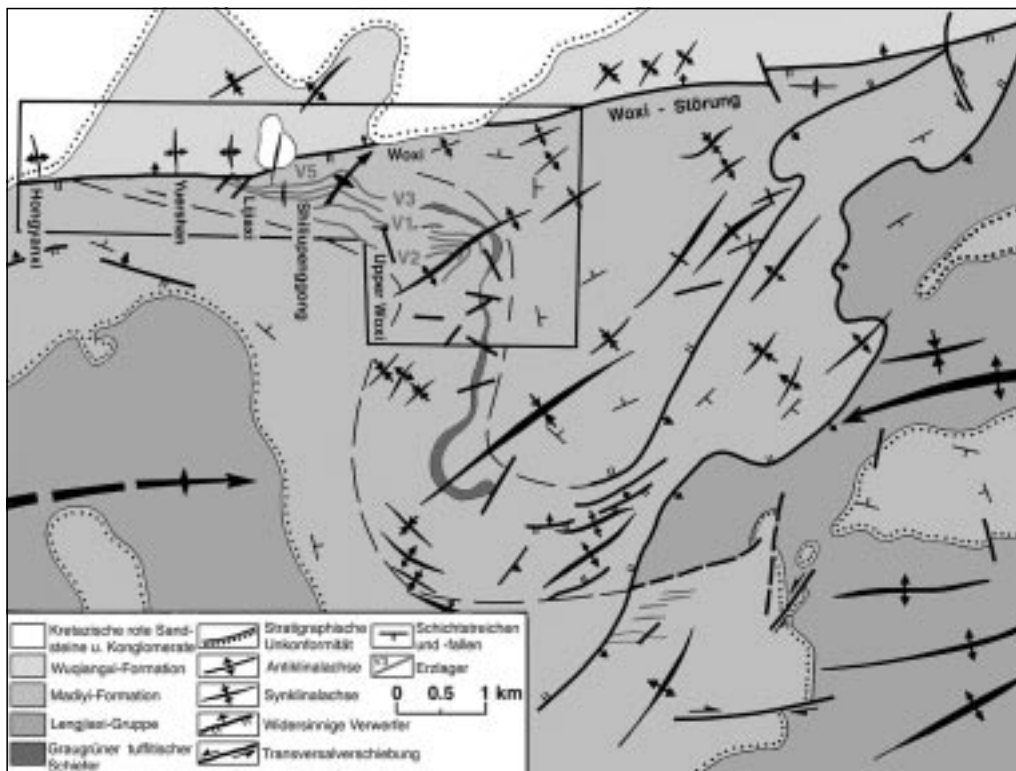


Abb. 28. Geologisch-tektonische Lage-skizze des Erzfeldes von Woxi.

Modifiziert nach LUO, X.L. et al. (1984) und JIANG, Z. et al. (1996).

auch β -Achsen, die nur aus gewellten Flächen ermittelt wurden, den Faltenachsen B . Diese Gefügedaten sind auf das tektonische Achsenkreuz a , b , c bezogen und von diesen Koordinaten sind die Bezeichnungen a , ab = ss , $h0l$, $0kl$, $hk0$, B abgeleitet.

Die Deklination im bearbeiteten Gebiet beträgt derzeit ca 2°W. Sie ist bei allen Messungen berücksichtigt. Die Richtungsangaben sind also auf geographisch N bezogen.

Für die Benennung der Erzkörper übernehmen wir die im Bergbau Woxi eingeführten Bezeichnungen. Der Saigerschacht beginnt auf Höhe 240 m ü.d.M. und führt in eine Teufe von 350 m, was einer Höhe von –110 m unter d.M. entspricht. Ein Schrägschacht ist weiter in die Teufe 650 m (= –410 m unter d.M.) angelegt.

5.6.3. Bergbau Woxi

5.6.3.1. Revier Yuershan

Im W-Abschnitt des Woxi-Lagerstättenfeldes liegt das Revier Yuershan, etwa 3 km vom Zentrum Woxi entfernt. Ein Teilbereich, der wegen seiner unmittelbaren Nähe zur Woxi-Großstörung, als Lagerstätte im Liegenden derselben gerne mit dieser in genetischen Zusammenhang gebracht wurde.

Die im Grubenbau (Lauf 130 m ü.d.M.) und in einem Tagebauaufschluss gemessenen Daten zeigen im Streichen stark streuende Schichtflächenlagen (ss) mit flachem bis mittelsteilem Einfallen. Im Diagramm Abb. 30a ergibt sich gute Tautozonalität zu einer β -Achse = 50°29'NE. Diese zweifellos aus dem groß- und kleinwellig verbogenen Schichtpaket der Madiyi-Formation stammenden Flächenlagen entsprechen mit ihrer β = B -Achse jener dominierenden NE–SW-Faltenachsenrichtung, die in den Strukturskizzen im Großfaltenwurf deutlich zur Geltung kommt.

Für eine Kluftstatistik reichen zwar die wenigen möglichen Messdaten nicht aus, aber im Grubenbereich fällt eine mitunter ausgeprägte mechanische Durchbewegung der stofflichen Grenzflächen bald liegend, bald hangend der Erzlager im Sinne von $h0l$ -Scherklüften, bezogen auf die genannte Faltenachse auf. Diese tektonische Beanspruchung hat zu sichtlich starker Verschiebung und fallweise bis zur Mylonitisierung von Teilen des dort anstehenden Erzlagers geführt. Als sehr wichtiger Befund ist anzuführen, dass erzführende Zerrklüfte von transversal durchsetzender Schieferung zerschert sind. Eine Übersicht häufiger Scherkluftbündel gibt Diagramm Abb. 30b. Aus lokalen makroskopischen Befunden kann zumindest die prädeformative Existenz der Erzkörper beurteilt werden.

5.6.3.2. Revier Shiliupengong

Aufschluss „Sägemühle“

An der Woxi-Großstörung (F_1), welche mit generell 26° nach N bis NNW einfällt, kann beim Aufschluss „Sägemühle“ das über der Störungszone lagernde Gestein der Wuqiangxi-Formation, hier in Form eines limonitisch anwitternden, Pyrit-führenden, Quarz-Glimmer-sandigen Sericit-Chlorit-Quarzitschiefers mit schwarzen tonigen Zwischenlagen gesehen werden. Der wandbildende Komplex nördlich der Störung weist an der durch die Tonlagen erkenntlichen Bankung eine horizontale Lagerung auf, im Gegensatz zur mittelsteil N-fallenden Bankung im Bergwerksbereich. Eine 120° streichende vertikale Zerrklüftschar bereichert den Aufschluss. Damit liegt beidseits des F_1 -Verwerfers zweifellos eine differierende

Schichtflächenlage vor. Nach dem großtektonischen Befund hat an diesem bedeutenden Verwurf zumindest auch eine horizontale Bewegungskomponente mit dem Relativsinn eines Linksverwerfers Anteil. Hauptverwurfstendenz dürfte aber eine Abschiebung „Nördliches abwärts“ gewesen sein.

Aufschluss „Ziegelfeld“

Der Ausbiss einer wenige Meter mächtigen Abfolge des vertikal gestellten Erzkörpers V3 zeigt ein Quarzitlager, Sericitschiefer und violettroten Schiefer. Um über das Maß der Homogenität der Formungen Auskunft zu bekommen, werden die Messungen von Falten im dm- bis 1,5-m-Bereich im vorliegenden Beispiel detailliert dargestellt.

In diesem Aufschluss entspricht die Schichtung (ss) des metamorphen Gesteins der Hauptschieferungsfläche (s_1). So gibt es im Diagramm Abb. 30c im Sericitschiefer durch eine Verschwenkung im SE-fallenden Schichtpaket eine auf der Lagenkugelprojektion wahrnehmbare Schnittpunkthäufung (β) der s -Flächen-Großkreise und damit eine mit 25° nach E (Richtung 77°) fallende β -Achse. Bemerkenswert ist eine diesen Bereich bankrecht querende untergeordnete Schieferung mit der Orientierung 66° im Streichen und 62° NNW-Fallen (nicht im Diagramm).

Eine Falte im 30-cm-Bereich bringt konstruktiv die β -Achse bei 91° Streichen mit 14° E-Fallen (Abb. 30d). Die Bestätigung dieser tektonischen Prägung ist durch die Feinlineation auf Schieferungsflächen erbracht. Die präzise Übereinstimmung von B = 89°13'E als Achse der Fältelung mit der konstruktiv ermittelten β -Achse bestätigt dieses lineare Formungselement, erzeugt durch eine Teilbewegung „ $\perp B$ “.

Eine weitere gefaltete und daher im Streichen verdrehte Flächenschar bringt in Diagramm Abb. 30e eine 18° E-fallende β -Achse durch gute Tautozonalität der Flächen zum Ausdruck. Nach dem Aufschlussbefund handelt es sich auch in diesem Fall um eine Faltung mit Einengung „ $\perp B$ “, sodass die Achse lokal mit B = 87°18'E festzulegen ist.

Der N-Flügel einer Meterfalte bringt mit variierendem Streichen und Fallen eine tautozonale Stellung der Flächen des Sericitschiefers zur Geltung, woraus die Achse β = B = 86°21'E konstruierbar ist (Abb. 30f).

Und ein ähnlicher Fall mit etwas abweichender Achsenlage ergibt für β = B = 115°14'ESE. Dazu steht eine im Schieferungsflächenbündel geprägte Scherungs- B -Achse mit der Lage 103°15'ESE in guter Übereinstimmung (Abb. 30g).

Die Lagenkugelprojektion einiger s - = ss -Flächenlagen eines weiteren Kleinbereiches im Geländeaufschluss „Ziegelfeld“ (Abb. 30h) macht eine β -Achse mit 73°20'ENE und B = 74°21'ENE deutlich; also wieder eine Übereinstimmung einer überblickbaren, in Teilflügeln der Falte messbaren und konstruierbaren Faltenachse und der auf eben den Glimmerlagen dieser Schieferungsflächen entwickelten Feinfältelung (= B -Lineation).

Eine Falte im 1,5-m-Bereich mit dm-Zwischenfalten bringt mit ihren variablen Flächenlagen trotz einer nur unscharfen Tautozonalität immerhin Schnittpunkthäufungen (β) im ESE-Sektor des Schmidtschen Netzes mit β = B = 96°3'E zur Geltung (Abb. 30i). Eine B -Lineation liegt bei 104°28'ESE. Hier sind vor allem die für die beiden Hauptfaltenflügel repräsentativen Großkreise zu beachten.

Das Beispiel „Ziegelfeld“ mit dem Begleitgestein Sericitschiefer aus der Abfolge von Erzkörper V3 lehrt in vorzüglicher Weise die faltende Gestaltung eines teilbeweg-

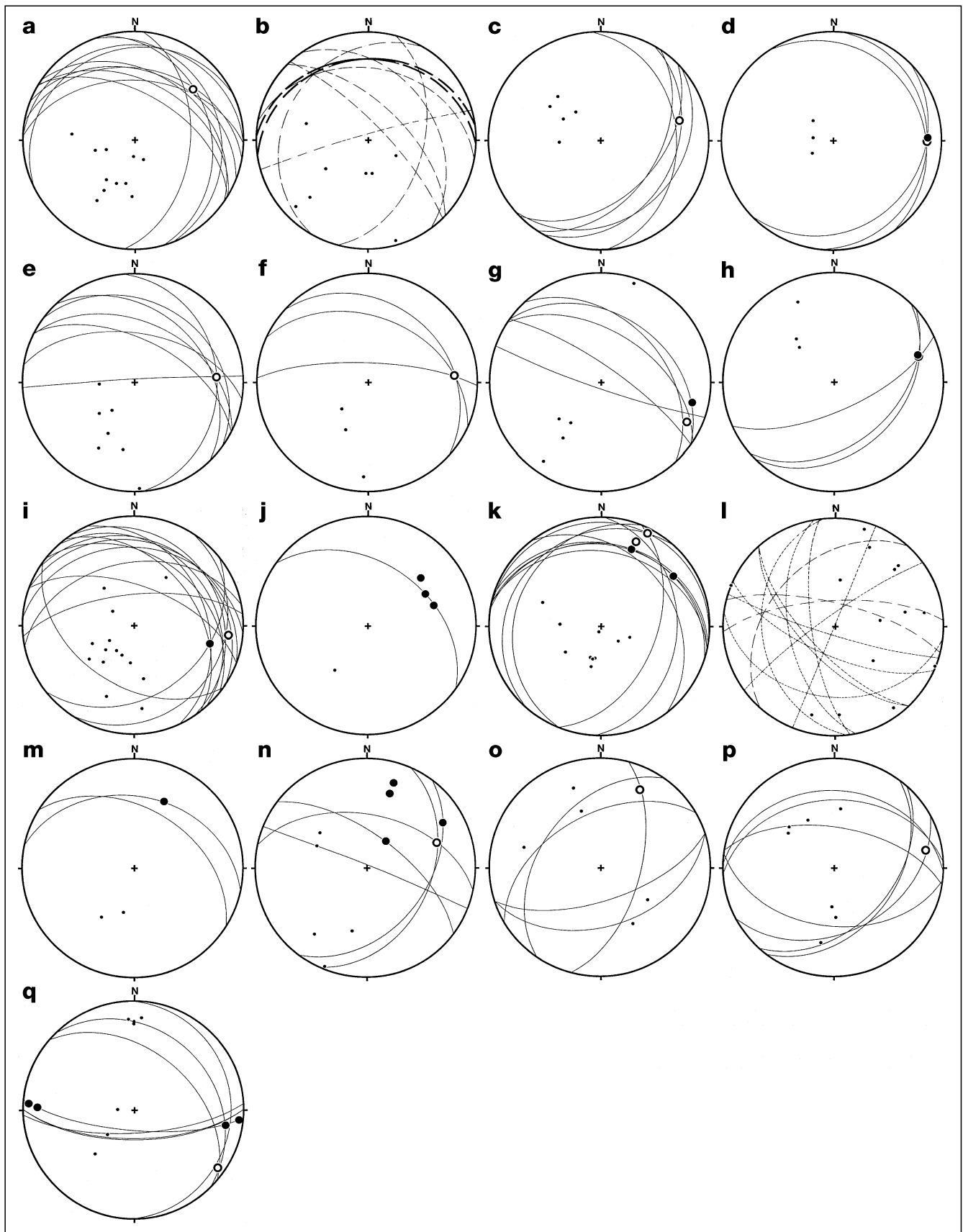


Abb. 30.

Tektonik-Diagramme aus Teilbereichen der Lagerstätte Woxi.

a: 11 ss-(Schicht-)Flächen als Großkreise mit Lotpunkten. 1 β -Achse; b: 9 Scherklüfte als Großkreise mit Lotpunkten (Woxi-Großstörung hervorgehoben); c: 5 ss, 1 β ; d: 3 ss, 1 β , 1 B -Achse; e: 7 ss, 1 β ; f: 3 ss, 1 β ; g: 5 ss, 1 β , 1 B -Achse; h: 3 ss, 1 β , 1 B -Achse; i: 14 ss, 1 β , 1 B -Achse; j: 1 ss, 3 B -Achsen; k: 10 ss, 2 β , 2 B -Achsen; l: 10 Zerrklüfte, 3 Schieferungsflächen; m: 2 ss, 1 B -Achse; n: 5 ss, 1 β , 4 B -Achsen; o: 5 ss, 1 β = B -Achse; p: 7 ss, 1 β ; q: 7 ss, 4 B -Achsen.

lichen Gesteins in verschiedenen Bereichsgrößen des Aufschlusses. Und diese hier in der Größenordnung des 10-m-Bereiches von Faltenflügeln bis in den mm-Bereich der achsialen Feinfältelung des *B*-Lineargefüges geprägten Gefügedaten bilden nur einen Ausschnitt aus noch Größerem – den Faltungen des Hundertermeterbereiches – und dem noch Kleineren – nur mehr mit mikroskopischen Hilfsmitteln im Korngefüge wahrnehmbaren Formungen.

Die vielen hier auf engem Raum gemessenen Daten dürfen allerdings bei einer statistischen Betrachtung des Gebietes nicht überbewertet werden.

Grubenrevier Shiliupenggong

Die Notizen zu den Läufen 7, 9, 18, 20, 24, 26, 27, 28 gehören alle zum Revier Shiliupenggong.

7. Lauf

210 m unter Tage = +65 m ü.d.M.

Die wenigen in einem Aufschluss gesammelten Daten (Abb. 30j) zeigen dm-Falten im Bereich des Erzlagers V2. Die *B*-Fältelungsachsen streuen im Sektor NE 49–74° mit 34–39° Neigung. Eine *s*-Flächenlage kann mit 35°42'NE angegeben werden. Dazu gibt es Zerrklüfte in *ac*-Lage mit Mineralisation (nicht im Diagramm).

9. Lauf

225 m unter Tage = +15 m ü.d.M.

In diesem Bergwerksniveau trafen wir bei unseren Arbeiten im Bereich der Erzlager V3 und V4 auf Teilbereiche mit flachem Schichteinfallen, und zwar in verschiedenste Richtungen. Die Lagenkugelprojektion macht aber eine tautozonale Lage der *s*-Flächen zu NNE- bis NE-einschiebenden Faltenachsen deutlich (Abb. 30k). Das dominierende tektonische Formungselement ist also die Faltenachse, während für die *s*-Flächen nur Lageinhomogenität herrscht. Im Einzelnen aus verschiedenen Aufschlüssen: $\beta = 23^\circ 17' \text{NNE}$, $\beta = B = 27^\circ 5' \text{NNE}$, $B = 22^\circ 25' \text{NNE}$, $B = 56^\circ 20' \text{NE}$.

Im Kluftdiagramm Abb. 30l sind 40°NW geneigte Schieferungsscharen mit den anderen Daten in Abb. 28k korrelierbar. Sie queren zwar die Schichtung (*ss*) = Hauptschieferung (s_1) mit einem Winkel von 70°, sind aber auf dem Netz als *h0l*-Lagen zur NNE-Achse erkennbar. Die s_2 -Schieferung ist deshalb als zweites Scherflächensystem demselben tektonischen Bauplan zuordenbar. Erwähnenswert ist auch, dass die räumlich gering ausgedehnten, mineralisierten Zerrklufscharen von Schieferungen zerschert bis mylonitisiert sein können. Das stellt für diese Fälle die postkristalline Deformation der Erzlager samt den damit räumlich zusammenhängenden Zerrkluftgängen außer Zweifel. In einem anderen Aufschluss bei Erzlager V4 fügt sich eine vererzte Zerrklufschär lagemäßig in denselben Bewegungsplan. Auffallend ist in diesem Bereich eine Transversalschieferung, begleitet von weg-samkeitsbevorzugter Stoffzu- und -abfuhr, die häufig pauschal beschreibend als „Bleichung“ bezeichnet wird.

18. Lauf

400 m unter Tage = –160 m unter d.M.

Dieses Teilgebiet ist wahrscheinlich dem Grubenrevier Shang Woxi zugehörig.

Die ganz wenigen ermittelten Daten im Bereich des Erzlagers V1 entsprechen mit Grobfältelungen im dm-Bereich und der Lage für $B = 25^\circ 34' \text{NE}$ auf einer mit 45° nach NNE fallenden Schicht- = Schieferungsflächenschar den auf dem 9. Lauf festgestellten tektonischen Gegebenheiten (Abb. 30m, Daten vom 18. und 20. Lauf zusammen

dargestellt). Auch 45°S fallende Zerrklüfte erscheinen diesen Aussagen als *ac*-Klufschär noch zuordenbar.

20. Lauf

450 m unter Tage = –210 m unter d.M.

In der Umgebung des Erzlagers V3, welches streckenweise durch schicht- bzw. schieferungsparallele Zergleitung stark deformiert erscheint, ist die mit 35°N geneigte Schichtung mit den Flächenlagen vom 18. Lauf so gut wie identisch. Steil N-fallende Scherklüfte mit vertikaler Harnischrillung ($\perp B$) erlauben die Zuordnung zu der mit der *B*-Achse tautozonalen *h0l*-Klufschär.

24. Lauf

550 m unter Tage = –310 m unter d.M.

26. Lauf

600 m unter Tage = –360 m unter d.M.

Die Messungen der Schichtabfolge am 24. Lauf im Bereich des Erzlagers V7 und am 26. Lauf bei Erzlager V4 sind im Diagramm Abb. 30n gemeinsam dargestellt. Die Konstruktion auf der Lagenkugel zeigt auf einer völlig anders gelagerten Schichtfläche am 24. Lauf die schon bekannte *B*-Lineation (= 37°66'NE) im NE-Sektor des Diagrammes. Weiters wurden am 24. Lauf *B*-Fältelungen mit 18°20'NNE und 18°30'NNE gemessen. Die β -Schnittpunkte (= 71°32'ENE) der zum Schnitt gebrachten *ss*-Flächen aus dem 26. Lauf verlagern sich aber nach ENE und liegen ähnlich wie die *B*-Lineation = 60°20'NE. Die starke Streuung der *ss*-Lagen ist in diesem Falle durch die Zusammenziehung der Daten aus zwei Niveaus zu erklären.

Die räumliche Stellung von Zerrklüften in Form von wenigen Millimeter schmalen Gangscharen ist nicht klar deutbar. Aber zu bemerken sind auch hier in diesem Niveau wieder Zergleitungen von *ss*-diskordanten mineralisierten Zerrklüften innerhalb und randlich der Schicht-erkörper. Sie haben teilweise durch einscharige Scherung zu beginnender Scherfaltenbildung der kleinen Gänge geführt.

27. Lauf

625 m unter Tage = –385 m unter d.M.

Ein Musterbeispiel für eine geneigte, rhombisch-symmetrische Biegefalte im Zehnermeterbereich demonstriert die Verformung des Erzlagers V7 mit der konstruktiv ermittelten β - = *B*-Achsenlage = 27°21'NE (Abb. 30o). Die enge, fast geknickte Falte liefert auch den Befund für eine tektonisch-rupturelle Deformation im konkaven Teil des Faltenknies mit Netzwerkvererzung.

28. Lauf

650 m unter Tage = –410 m unter d.M.

In einer überblickbaren, aber räumlich größeren Synklinale im Bereich des Erzlagers V3 ergibt die Messserie mit den verschieden orientierten Schichten der beiden Faltenflügel stark streuende β im ENE- bis E-Sektor der Lagenkugel mit dem konstruktiv ermittelten Maximum $\beta = 80^\circ 15' \text{E}$ (Abb. 30p). In diese Schnittpunktlage ist auch eine stark wirksame Schieferung in *h0l*-Stellung zum gestreuten β -Achsenbereich zuordenbar (nicht im Diagramm dargestellt). Als Gemeinsamkeit dieser Situation mit anderen Ergebnissen von Nachbarbereichen ist das flache Einfallen der Achsen nach ENE bis E festzustellen.

5.6.4. Bergbaue Xi'an und Liangshuijing (Wolframit – Scheelit – Gold)

Der alte Bergbau Xi'an liegt 17 km (Luftlinie) ost-süd-östlich von Woxi. Wenige Messungen in der Umgebung des derzeit durch zahlreiche separierte Kleinstbergbaue

im Familienbetrieb aktiv gehaltenen Abbaugebietes bringen eine β -Schnittpunktbildung im SE-Sektor des Diagrammes (Abb. 30q) bei $125^{\circ}6'ESE$ zur Geltung.

Nimmt man auch die zwischen Xi'an und Woxi gelegenen Aufschlüsse um den alten, derzeit geschlossenen Bergbau von Liangshuijing mit steil S-fallenden ss-Flächen und B -Lineation E-W ± 0 in das Diagramm, so ergeben die gesamten dargestellten Großkreise, möglicherweise zweier Faltenflügel, eine flache β -Häufung im E der Lagenkugel. Diese deckt sich ungefähr mit den erwähnten B -Fältelungsachsen = $96^{\circ}3'E$, $100^{\circ}5'E$, $271^{\circ}14'W$ und $273^{\circ}5'W$. Es darf vermutet werden, dass diese Geländeregion dem Bereich der E-W-dominierenden gefalteten Verformungen zugehört.

5.6.5. Außenaufnahmen in der weiteren Umgebung von Madiyi

In ca. 23 km südwestlicher Entfernung von Woxi konnten im Rahmen sedimentologischer Aufnahmen und Beprobungen in den proterozoischen Gesteinsserien in einer Antiklinale des 10-km-Bereiches auch tektonische Messungen durchgeführt werden. Die Gefügedaten wurden auf einem, die beiden Großfaltenflügel querenden Fahrweg gemessen und beinhalten die Banxi-Gruppe mit der Wuqiangxi- und der Madiyi-Formation sowie die stratigraphisch darunter liegende Lengjiaxi-Gruppe.

5.6.5.1. Wuqiangxi-Formation

Ohne vorweg Homogenitätsbereiche in Bezug auf Formelemente zu kennen, wurden die Daten dieser stratigraphischen Abfolgen getrennt betrachtet. Im Diagramm Abb. 31a kommt auf dem laut Kartierung der chinesischen Geologengruppe Falten-N-Flügel eine scharfe Tautozonalität der um β gescharten ss-Flächenlagen mit flachen bis mittelsteilen Einfallswinkeln nach ESE und WNW zur Geltung. Es handelt sich um lokale Zwischenfalten. Die konstruierte β -Achse wird als reelle Falten-

achse B durch einige B -Lineationen (= $206^{\circ}12'SSW$, $205^{\circ}9'SSW$, $212^{\circ}6'SSW$, $216^{\circ}6'SSW$) auf den Hauptschieferungsflächen s bestätigt. Sie markieren die tektonische Teilbewegung rechtwinkelig zu B und sie fallen mit $\beta = B = 215^{\circ}2'$ nach SSW. Vertikale Zerrklüftscharen mit den Streichrichtungen WNW-ESE sind dieser hier ausgewiesenen Achsenlage als ac -Klüfte zuzuordnen.

5.6.5.2. Madiyi-Formation

Die Abfolge der Oberen Madiyi-Formation fällt mit ihrem s -Flächengefüge der steil nach WNW und steil nach ESE-fallenden Scharen (Abb. 31b) mit den sich daraus ergebenden β -Schnittpunkten (= $197^{\circ}6'SSW$, = $26^{\circ}13'NNE$, = $B = 196^{\circ}2'SSE$) und $B = 204^{\circ}0'$ mit dem der Wuqiangxi-Formation gut zusammen.

Eine Detailfalte mit 10-m-Ausmaß (Abb. 32) bringt auf dem Diagramm Abb. 31c in einer gesonderten Konstruktion völlige Übereinstimmung mit den für diesen Sedimentabschnitt typischen Flächen- und Achsenlagen. In Abb. 31b sind die Daten von Abb. 31c mitenthalten.

Dazu konnten steil WNW- und ESE-fallende Scherklüftbündel gemessen werden (Kluftdiagramm Abb. 31d), die deskriptiv mit dem tautozonalen ss-Flächenbündel zusammenfallen und somit als $h0l$ -Lage zu bewerten sind. Vereinzelt geprägte Harnischrillen zeigen Horizontalzergleiten an, was genetisch aber von einer tektonischen Nachbewegung verursacht worden sein dürfte. Weitere Trennflächen liegen mit steilem SSW- und NNE-Fallen in ac -Position.

Das mit sehr verschieden nach NW bis SE einfallende ss-Flächenbündel in der Mittleren Madiyi-Formation zeigt scharfe β -Schnittpunktbildungen. In Teilbereichen ergibt sich eine β -Achse = $38^{\circ}14'NE$ und ein weiteres $\beta = 45^{\circ}0'$ (Abb. 31e).

Die wenigen und noch dazu fast horizontal gelagerten Schichtflächen im Abschnitt der Unteren Madiyi-Formation für sich allein betrachtet entziehen sich einer

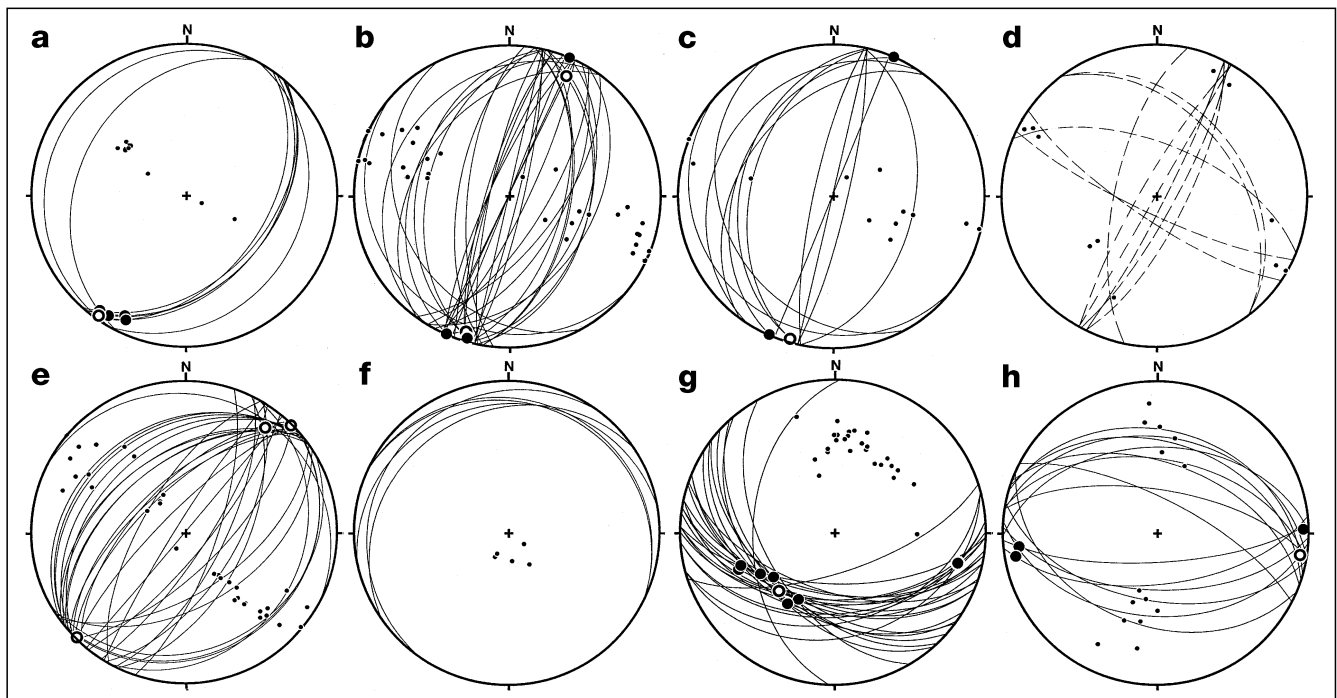


Abb. 31.

Tektonik-Diagramme aus der weiteren Umgebung der Lagerstätte Woxi.

a: 8 ss-(Schicht-)Flächen. 1 β -Achse. 4 B -Achsen; b: 30 ss, 3 β , 3 B -Achsen; c: 12 ss, 1 β , 1 B -Achse; d: 11 Scherklüfte; e: 31 ss, 2 β ; f: 5 ss; g: 26 ss, 4 β , 7 B -Achsen; h: 14 ss, 1 β , 3 B -Achsen.



Abb. 32.
In den Geländeaufschlüssen im Tal südlich von Madiyi sind verschiedentlich innerhalb der Großfaltung auch Detail-Biegefallen verschiedener Größenordnungen vom dm- bis Zehnermeter-Bereich geprägt, hier in der oberen Madiyi-Formation.

Deutung. Die demnach in der Streichrichtung von NE bis N weit gestreuten ss-Flächenlagen widersprechen zwar nicht dem bisher aufgezeigten tektonischen Formungsplan, doch ist es sinnvoll, erst in einer zusammenfassenden Übersicht dieser Geländedaten auch diesen kleinen Beitrag zu berücksichtigen (Abb. 31f). Engständige vertikale Zerrklufscharen mit NE–SW-Streichen (nicht im Diagramm) queren die Schichtbänke rechtwinkelig. Die Prägung von fast horizontaler Harnischstriemung verrät die gelegentlich jüngere Nachbewegung solcher primärer Zerrfugen nunmehr als Scherklüfte. Aber auch eine fast genau rechtwinkelig auf diese Kluftgruppe verlaufende weitere Kluftgruppe, teils als Zerrklüfte, teils als Scherklüfte ausgewiesen, kann zur Interpretation der tektonischen Entwicklung beitragen.

Diese metamorphen Sedimente der Unteren Madiyi-Formation grenzen im Liegenden nach Kenntnissen der chinesischen Geologen andernorts mit nachgewiesener Erosionsdiskordanz zur stratigraphisch älteren Lengjiaxi-Gruppe. Als Grenzschiefer gilt erfahrungsgemäß eine Konglomeratlage, die mitunter auch geteilt auftritt. Die Konglomeratlage wurde im vorliegenden Aufschluss mit $ss = 34^{\circ}11'NW$ gemessen.

5.6.5.3. Lengjiaxi-Gruppe

Von der tektonischen Betrachtung her fällt nun allerdings eine veränderte Situation auf. Sollte dies mit der se-

dimentären Diskordanz dieser Schichtverbände zusammenhängen? Jedenfalls zeigt der untersuchte Abschnitt mit weit zwischen N–S und WNW–ESE gestreuten Schichtflächen und demnach gestreutem W- bis SSE-Einfallen eine konträre Lagerung. Dabei kann es sich nicht um Zufälligkeiten handeln, da der konstruktive Überblick (Abb. 31g) eine deutliche, durch die Tautozonalität ausgewiesene Zusammengehörigkeit zu einer β -Achse ($= 222^{\circ}46'SW$) aufzeigt. Auch wenn diese β -Achse nicht einer überblickbaren Falte angehört, so ist es umso bemerkenswerter, wenn einige B -Fältelungsachsen auf den Schieferungsflächen (= Schichtflächen) nur mit geringer Abweichung in den gleichen Sektor der Lagenkugel fallen. Die Streuung der B -Linearen liegt von $250^{\circ}36'WSW$ bis $207^{\circ}48'SW$. Konträr dazu wurde eine lokale Schichtenfaltung mit $\beta = B = 104^{\circ}16'E$ gemessen.

Eine andere, nachrangige Erklärung dieser anscheinenden Unstimmigkeit könnte das Eintreten in den Großfalten-Südflügel bei der fortschreitenden Kartierung sein.

Das Fortschreiten im S-Faltenflügel müsste im Aufschluss nun wieder den Anteil der Unteren Madiyi-Formation zum Vorschein bringen. Aber die unsichere stratigraphische Zuordnung des gemessenen Komplexes erlaubt keine exakte Aussage. Ein im Diagramm (Abb. 31h) dargestellter Teilbereich zeigt ein Schichtflächenbündel mit ziemlich konstanter Streichrichtung, aber differierendem Einfallen: typisch für eine lokale Zwischenfalte, deren Achse über die β -Konstruktion eine gute Tautozonalität zu β -Schnittpunkthäufungen um $99^{\circ}4'E$ ergibt. B -Fältelungsachsen auf Schieferungsflächen $s = ss$ zeigen die Lagen: $89^{\circ}3'E$, $264^{\circ}11'W$ und $260^{\circ}8'W$. Auf Grund der tektonischen Daten würde dieser Abschnitt eher zur Lengjiaxi-Gruppe zu zählen sein.

Blockbewegungen in Schichtflächen verursachen hier in steilen NE-Klüften Felszergleiten mit 30° nach W abwärts.

5.6.5.4. Synoptische Diagramme

Wenn auch unsere stichprobenweise Sammlung von tektonischen Gefügeelementen im Bergwerk und im Gelände nicht als Grundlage für eine tektonische Gefügeanalyse des Großraumes genügen kann, so ergeben sich bei Betrachtung synoptischer Diagramme doch interessante Besetzungen auf der Lagenkugelprojektion, die zu einer tektogenetischen Interpretation anregen.

In der Sammeldarstellung der β - und B -Achsen aus gefalteten Arealen (Abb. 33a, b, c, d) fallen Lageunterschiede auf: einerseits zwischen dem Grubenbau- und Übertage-Bereich, andererseits in den achsialen Daten weit außerhalb des Bergwerksbereiches zwischen der Abfolge der Lengjiaxi- und der Unteren Madiyi-Sedimente im Vergleich zur mittleren und oberen Madiyi-Folge.

Die Achsendifferenzen im Bereich Woxi über (Abb. 33a) und unter Tage (Abb. 33b) fallen zu übertrieben aus und sollen nicht überbewertet werden, weil im Diagramm Abb. 33a eine größere Anzahl von Messungen bewusst in einem Übertage-Aufschluss durchgeführt wurde, hier aber die Statistik ungleich beeinflussen. Immerhin kommt aber ein Unterschied zwischen den dominierenden Achsenlagen im Tiefbau und im Tagebaugelände zur Geltung.

Die Erklärung der Lagedifferenzen im über 20 km entfernten Gebiet Madiyi bereitet Unsicherheit. Man müsste zunächst an die stratigraphisch nachgewiesene, orogen bedingte Diskordanz zwischen der Lengjiaxi- und der Unteren Madiyi-Sedimentation denken, auf Grund welcher Lagedifferenzen zwischen den Sedimentabfolgen zu erwarten wären. Solche kommen teilweise zum Ausdruck.

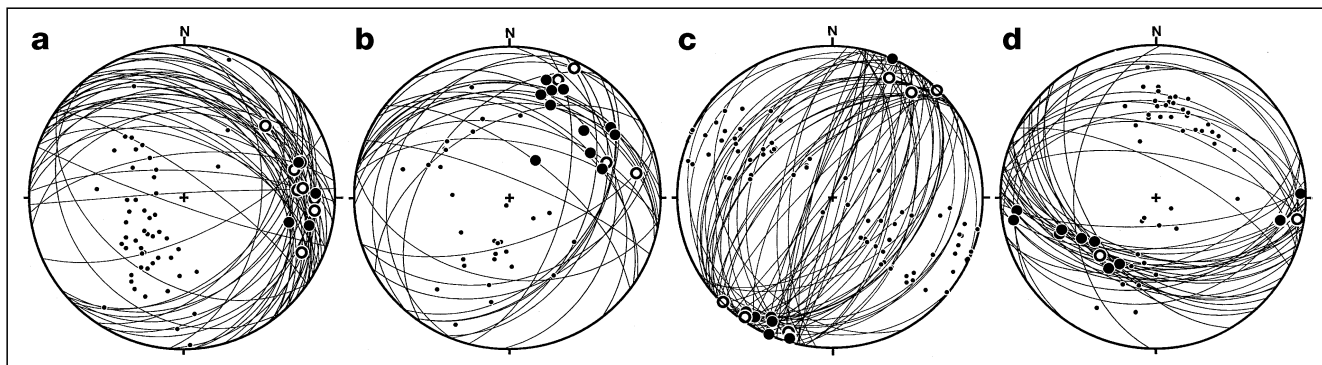


Abb. 33.

Synoptische Tektonik-Diagramme.

a: 51 ss, 8 β , 4 B-Achsen; b: 30 ss, 4 β , 11 B-Achsen; c: Mittlere und obere Madiyi-Formation sowie Wuqiangxi-Formation: 86 ss, 5 β , 6 B-Achsen; d: Untere Madiyi-Formation und Lengjiaxi-Gruppe: 45 ss, 2 β , 10 B-Achsen.

Man muss die Situation aber auch derart interpretieren, dass die nach SSW bis SW einfallende ss-Flächenschar als Südflügel einer (im Gelände nicht identifizierbaren) Falte angehört, deren Nordflügel hier mit NNE-fallenden Schichten repräsentant ist. Diese Flächenscharen ergeben auf der Lagenkugel eine β -Häufung im E der Lagenkugel. Mit dieser Lage decken sich auch B-Lineamente und bestätigen offenbar eine Faltung mit dieser Orientierung. Eine konstruktive Rückformung um diese Faltenachse E–W würde die β - und B-Daten des Südflügels mit der allgemein dominierenden NE-Achsenlage zumindest der Richtung nach in Deckung bringen. Diese NE–NNE-(SSW–SW)-gestreute Richtung ist in dem Schichtenstapel der mittleren und oberen Madiyi-Formation geprägt (Abb. 33c).

5.6.6. Interpretation

Wegen der geringen Anzahl von Gefügedaten kann die Deutung der tektonischen Gestaltung des Lagerstättenraumes Woxi nur mit Vorsicht ausfallen.

Die unvoreingenommenen Datenaufnahmen zeigen im Kleinen und im Großen die schon von den chinesischen Kollegen in anderer Form dargestellten Hauptformungselemente. Die im Großraum dominierende NE–SW-Achsenlage mit beträchtlichen Streuungen beherrscht auch den Lagerstädtendistrikt Woxi, obwohl gerade hier ein bedeutender Einfluss von W–E-Achsen zur Geltung kommt. Die Verformungen vom Großbereich der Landschaft bis in den mikroskopischen Bereich erweisen sich von derselben kinematischen Vielfalt an Biegefallen, Stauchfallen, Fältelungen, Scherfaltungen, Zergleitungen und Zerrfugenbildungen. Man neigt daher vorweg schon zur Vermutung, dass zumindest deskriptiv eine homoachse Gefügeregelung aller Bereiche vorliege. Allerdings erweist sich diese Annahme auf Grund mikroskopisch sichtbarer Details als genetisch nicht immer zutreffend.

Die Materialbeschaffenheit des Felsverbandes bedingt durch die meist reichliche Beteiligung von Sericit- und Chlorit-Mineralen und durch den sedimentären Schichtaufbau eine sehr hohe Teilbeweglichkeit und damit die Voraussetzung für die Betätigung der Schichtflächen (ss) als Hauptschieferungsflächen (s_1). Das fördert die Bereitschaft zur Bildung von Biegegleitfallen, die in allen Größenordnungen den Großraum kennzeichnen. Das typische Gesteinsgefüge der metamorphen proterozoischen Sedimente ist aber der „S-Tektonit“, oft mit den auf s geprägten B-Fältelungen (B-Lineation). Jedoch sind lokal im dm- und m-Bereich auch typische „B-Tektonite“ ausgebildet.

Wenn wir auch eine Kluftanalyse vernachlässigen müssten, so fiel uns doch die häufige Anlage von „h01-Scherflächen“ (Gleitungsklüfte) mit tautozonaler Stellung zur jeweils entwickelten B-Achse (als Faltungs- oder Fältelungsachse) auf. Bei der Beurteilung der Verwurfstendenz dieser Kluftscharen sollte die Annahme der Gleitungsrichtung „ $\perp B$ “ (Koordinate b) im Vordergrund stehen, auch in jenen Fällen, in welchen auf den Kluftflächen keine Harnischrillen entwickelt sind. Bei diesen h01-Scherklüften handelt es sich um die in diesem proterozoischen Felsverband im Zuge der tangentialen tektonischen Einengung am häufigsten entstandenen Klüfte. Sie scheinen in den geologischen Grubenplänen und geologischen Karten entsprechend oft mit unterschiedlichen, streichenden Längen auf. Die „F₁“-Woxi-Hauptstörung ist zu dieser Kluftgruppe zu zählen. Zu dieser Scherkluffgruppe gehören genetisch auch die im Bergbau als „Zwischenschichtverwerfer“ bezeichneten tektonischen Gleitflächen mit schichtparalleler Lage, die im Streichen und Fallen die Erzlager mit ungefähr gleicher Erstreckung begleiten. Ihre Anlage steht in ursächlichem Zusammenhang mit mechanischen Inhomogenitäten im Felsverband. Unterschiedliches Festigkeitsverhalten bei tektonischer Beanspruchung wirkt sich naturgemäß durch die Zwischenlagerung der selbst mit Lageninhomogenität aufgebauten Erzlager besonders deutlich aus.

Eine weitere, aber geringer verbreitete Scherkluff-schar gehört den symmetrologisch als „hk0-Klüfte“ zu bezeichnenden Verwerfern an. Ihre Verwurfstendenz sollte rechtwinkelig zur Koordinate c (des tektonischen Achsenkreuzes) verlaufen, was im Falle einer horizontalen Faltenachse horizontale Verwurfsrichtungen bedeutet.

Die stark vertretenen und in der Lagerstätte natürlich gerne beachteten Zerrkluffscharen mit Mineralisation oder sogar Vererzung liegen sehr häufig „bankrecht“ in den Schichtbänken, also mit Drehfreiheit normal zu ss. Ein Teil derselben kann als „ac-Klüfte“ dem b-achsialen Gefüge zugeordnet werden. Ihrer symmetrologisch meist streng ausgerichteten Lage steht die im Vergleich zu Scherklüften meist nur geringe räumliche Erstreckung gegenüber.

Zusammenfassend ist zu bemerken, dass für das „schieferig-phyllitische Gebirge“ mit Ausnahme der h01-Scherklüfte und der ac-Zerrklüfte, allerdings zu zwei Achsenlagen, keine weiteren besonderen Kluftgruppen erwähnenswert sind.

Eine andere, und zwar bedeutende Besonderheit stellt aber die häufige tektonische Überprägung des Felsverbandes mit Transversalschieferung, oft sogar mit

verschiedenen Lagen (s_2 , s_3 , usw.) dar. Geht man davon aus, dass, wie z.B. im Raum um Woxi im Rahmen schlingenförmiger Großfalten eine Vielzahl von untergeordneten kleineren Falten geprägt sind, die sich nur zum Teil mit den Großfaltenachsen decken, so ist abzuschätzen, dass nicht nur ein Formungsakt diese doch teilweise divergierenden Achsenlagen verursacht hat. Zudem kommen, in der tektonischen Strukturskizze des Lagerstättenfeldes Woxi (nach dem Geol. Team der Provinz Hunan) Verbiegungen von untergeordneten Synkinal- und Antiklinalachsen zum Ausdruck, die nur durch eine Externrotation im Zuge einer Überprägung eines relativ älteren durch einen relativ jüngeren tektonischen Faltungsakt erklärbar sind. Damit wird auch wahrscheinlich gemacht, dass ein in Teilbereichen erhaltener älterer E-W-Faltenbau von einer jüngeren, nicht symmetriekonstanten SE-NW-Einengung betroffen und dadurch Klein- und Großbereiche mit dem alten Inventar von tektonischen Raumdaten in ein neues, SW-NE-axiales Faltenschema mit verschiedenen neuen Raumlagen verschwenkt wurden.

Durch diese großzügige Externrotation mit Neuanlage der regional dominierenden ca. SW-NE-Achsenlage ist nicht nur die starke Streuung dieser jüngeren Achsenlagen infolge von Interferenzen der beiden Baupläne und infolge einer triklin beeinflussten, monoklinsymmetrischen jüngeren Verformung zu erklären, sondern es ergeben sich auch Erklärungen für die auffallend starke Entwicklung von Transversalschieferungen. Deren Lageabweichung zur allgemeinen Hauptschieferung ($s_1 = ss$) weist recht unterschiedliche, ja mitunter sogar rechtwinkelige Beträge auf.

Es ergeben sich also nach unseren nur lokal begrenzten Untersuchungen Hinweise auf mindestens zwei tektonische Formungsakte. Wir fühlen uns aber von hier aus nicht dazu berufen, nur auf Grundlage der im Präkambrium geprägten Verformungen, mangels tektonischer Untersuchungen in jüngeren Gesteinsserien weitreichende Aussagen zu machen. Es ist durchaus möglich, wenn nicht sogar wahrscheinlich, dass nach den Angaben in der einschlägigen chinesischen Literatur und nach unseren Befunden im devonischen Schichtverband auch jüngere, also nicht nur kaledonische, sondern auch indosinische (triassische) und yanshanische (Jura-Kreide) Orogenesen an den Verformungen Anteil haben. Dabei könnte es sich auch um symmetriekonstante Überprägungen handeln, also um eine Wiederholung schon abgelaufener tektonischer Einengungen, nämlich mit E-W-, bzw. mit NE-SW-Achsenorientierung.

In Teilbereichen erfolgte Feststellungen von mehreren sich kreuzenden B-Lineationen in proterozoischen S-Tektoniten und die Beobachtung von SW-NE-verlaufenden B-axialen Raumdaten in Bereichen mit jüngeren Gesteinsabfolgen, z.B. des Devonkomplexes in Xikuangshan, machen eine derartige Erklärung sogar wahrscheinlich. Es wäre aber vermessen, auf Grund unseres regional nur sehr bescheidenen Forschungseinsatzes ernsthaft auf regionale tektogenetische Probleme einzugehen.

5.6.7. Tektonik und Erzkörper

Gedanklich geordnete Vorstellungen über die zeitliche Anlage der polymetallischen Erzföhrung setzen in erster Linie die deskriptive symmetriologische Erfassung des Lagerstättenkomplexes mit Nebengesteinen, Erzträgergesteinen und Erzkörpern voraus. Der topologische Typ der Erzkörper, ihre Lage im Nebengestein, das Verhalten

im Rahmen der Tektogenese, das alles gehört zu den wesentlichen Gefügemerkmalen, die für die makroskopische Klassifizierung der Lagerstättenentstehung zumindest Teilaussagen erlauben.

Um Unklarheiten vorweg auszuschließen, sei betont, dass es hierbei zunächst nicht um den zeitlichen Auftritt verschiedener Kristallphasen der Erzkörper und ihrer Mineralgenerationen geht, sondern um die Frage, wann und in welcher geometrischen Form eine lagerstättenbildende Metallanreicherung erstmals im Gestein oder in seinem Vorgänger, im wachsenden Sediment, stattgefunden hat.

Weitere Fragen über verschiedene Mineralgenerationen, über das Verhalten der Kristallisationen zu einzelnen Deformationen, über Altersstellungen dieser zu jenen Erz- und Begleitmineralien, über eventuelle gegenseitige Verdrängungen, über Mobilisationen und Stoffwanderungen durch sekundäre Lösungen und vieles mehr, behandeln wir in den nachfolgenden Abschnitten.

Aber die unvoreingenommene Antwort auf die Frage nach dem Verhalten der Erzkörper zur Tektonik ist für unsere als Typuslokalität aufgefasste Lagerstätte Woxi zum Teil bereits auf Grund des makroskopischen Gefüges im proterozoischen Felsverband möglich. Die vielen Feinheiten der mikroskopisch-optischen und der geochemischen Analysen bestätigen zwar, wie noch gezeigt wird, die Aussagen der Makrobeurteilung, aber hier bringen wir eingangs die im Aufschlussbereich „Natur“ unter und über Tage möglichen Merkmale zur Beschreibung.

Entscheidende Merkmale sind der makroskopische Lagerbau mehrerer Erzkörper als schichtiger Teilbestand der Sedimentabfolge und der zum Teil feinschichtige Aufbau der polymineralischen Schichterzkörper, und zwar innerhalb des progressiven Sedimentaufbaues.

Weiters die Einbeziehung der Erzlager im Großen und im Kleinen in die faltenden und rupturrellen Deformationen gemeinsam mit dem Sedimentverband. Dabei wirkten sich bereits die unterschiedlichen Teilbeweglichkeiten im Festigkeitsverhalten der Lagerstätte im Gesamten aus. Differenzen in den mehrphasigen Umkristallisationen und Rekristallisationen in Erz- und Begleitmineralen sowie in den gesteinsbildenden Mineralen des Erzträgergesteins kamen zur Geltung, was für die mechanische Bereitschaft zur Gestaltung von Biege- und Scherfalten und zur Anlage von Schieferungssystemen mit ausschlaggebend war.

Die metamorphogene Mobilisation benützte für den sekundären Stoffumsatz sichtbar die Wegsamkeit insbesondere von Zerrklüftscharen, was für die Anlage von Klüftvererzungen inklusive der Netzwerkvererzungen Anlass gab. Auch die nur durch Haarrisse vorgezeichnete Wegsamkeit ist zum Teil schon makroskopisch durch Farbänderungen im Gestein erkenntlich.

Scherklüfte wurden nur sekundär zu Erzträgern, wenn die Vererzung zuerst durch mechanische Verschleppung von Erzmineralen eingeleitet wurde. Inwieweit heute diagnostizierbare Verwerfer bereits im submarinen Sediment als ursprüngliche Schwächezonen und damit als Zufuhrwege für Metalllösungen wirksam sein konnten, ist eine sehr aktuelle und auch bergwirtschaftlich wichtige Frage, die wir an späterer Stelle noch erörtern wollen.

Zusammenfassend ergibt sich die Aussage, dass die ursprüngliche, überdurchschnittliche Metallanreicherung unmittelbar mit dem Sedimentaufbau in Verbindung zu bringen ist und alle tektonischen Verformungen unter Berücksichtigung der oben genannten Unterschiede in der Paragenese grundsätzlich gemeinsam mit dem Sedi-

ment begonnen, sich aber im Laufe der komplizierten Weiterentwicklung differierend ausgewirkt haben.

5.7. Lagerstättenkundlich-petrographische Erforschung der polymetallischen Lagerstätte

5.7.1. Einleitende Bemerkungen

Zur Beantwortung der Frage, welchem Gefüge die metallischen Mineralisationen folgen, bedarf es vorerst selbstverständlich der Kenntnis aller wegsamkeitsfördernden Makro- und Mikrogefüge. Für Woxi ist wohl seit dem Beginn des Bergbaues vor 100 Jahren die vorherrschende Lagerform der flächig und linsenförmig gestalteten Erzkörper bekannt, wozu in zweiter Linie auch verschiedene klüftige, rupturell bedingte Vererzungen transversal zum Schichtverband kommen. Diese beinhalten allerdings vorwiegend das weiße Erzmineral Scheelit, welches hier erst vor rund 50 Jahren erkannt wurde. Es muss berücksichtigt werden, dass man in der Bergbaukunde dazu neigt, allgemein Erzkörper als „Gänge“ zu bezeichnen. Nun gibt es bekanntlich „Lagergänge“ parallel oder subparallel mit dem stofflichen Gesteinsaufbau, und die stoffdiskordanten Gänge, manchmal im Geologenjargon als „echte Gänge“ bezeichnet.

Wir präzisieren, dass es sich bei den Haupterzkörpern der Lagerstätte Woxi um stratiform, um schichtparallel gelagerte und auch in sich geschichtete Abfolgen handelt. Erschwerend für die Beurteilung mag sein, dass sich der Lagerstättenkomplex in einem sehr alten, nämlich proterozoischen Felsverband befindet, dessen mineralogisch-petrographische Entwicklung durch mehrere mechanische Umkristallisations-Metamorphosen, wenn auch nur bis in ein Stadium der Grünschieferfazies verändert ist. Diese Entwicklung erklärt und entschuldigt die bis jetzt vorliegenden, unglaublich differierenden und aus unserer Sicht falschen genetischen Interpretationen der Lagerstätte.

So glaubt auch heute noch ein Teil der Experten an eine total epigenetische Entstehung der Lagerstätte mit Zufuhr von magmatisch ableitbaren metallführenden Hydrothermen in das Nebengestein und damit verbundene selektive metasomatische Verdrängung (ZHANG, Z.R., 1980, 1989). Etwa seit 1984 diskutiert man eine inzwischen unter der Bezeichnung Metallzufuhr durch „metamorphe Fluide“ neuerdings modern gewordene Hypothese. Nach LUO, X.L. et al. (1984) und LUO, X.L. (1989) sollten solche Metalltransporte, begleitet von metasomatischen Prozessen mit selektiv-schichtigen Verdrängungen und damit zur Abbildung alter Sedimentstrukturen geführt haben. Eine zur alten traditionellen Auffassung ganz konträre Erklärung gibt es erst jüngst in der Form, dass man die schichtförmigen Positionen der Erzkörper auf primäre sedimentäre Metallanreicherungen zurückzuführen habe. Wenn auch MA, D.S. & LEHMANN (1994) nur mit einer Voranreicherung im weiteren Sedimentverband und erst nachfolgend mit einer eigentlichen schichtigen, intraformationalen Erzanreicherung rechnen, so kommen sie schon der von JIANG Z. et al. (1996) und LIU, J.M. et al. (1998) vertretenen Auffassung syngenetischer, marin-hydrothermalen Lagerstättenbildung sehr nahe.

Die Tatsache schichtig im Nebengestein enthaltener Erzkörper macht es erforderlich, den Aufbau der Begleitgesteine als Grundlage zu kennen und zu verstehen. Wie im Teil 5.4.1.2.1. beschrieben, handelt es sich im gesamten gesehen durchwegs um Metasedimente mittel- und jungproterozoischen Alters, von denen eine ganz bestimmte Teilabfolge, nämlich die mittlere Madiyi-Formation, eine Anzahl von stratiformen Erzkörpern enthält. Es ist daher verständlich, wenn man auf Grund der 100jährigen bergmännischen Erfahrung von einer Schichtgebundenheit der Erzlager spricht. Sie beruht auf der Erkenntnis, dass in einem ungefähr 130 m mächtigen Metasedimentpaket schon seit langem vier Erzlager bekannt sind. Nach neuesten Aufschlüssen dürfte es sich in einer Sedimentfolge von ca. 200 m um sechs, und in 720 m Sediment um neun bis zwölf Erzlager handeln. Diese alle sind gemeinsam mit dem Nebengestein von faltenden und rupturellen Verformungen erfasst worden.

Die unregelmäßige Nummerierung der Erzlager in der stratigraphischen Abfolge von unten nach oben (Abb. 34) hängt mit dem zeitlichen Fortschritt der montangeologischen Kenntnisse zusammen. So sind in allerletzter Zeit drei Erzlager mit 10 m stratigraphischem Abstand aufgeschlossen und

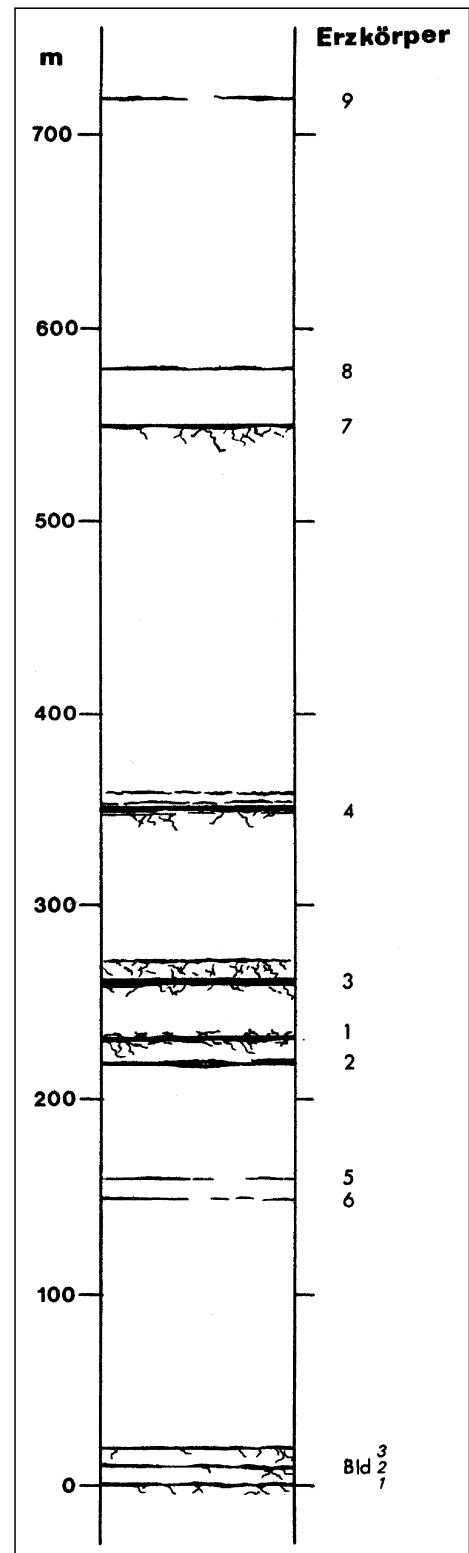


Abb. 34.
Die derzeit im Bergbau Woxi bekannten, aber nur zum Teil im Streichen über 3.000 m bzw. im Einfallen über 2.000 m aufgeschlossenen Erzlager, in ihrer aus Teilbereichen konstruierten stratigraphischen Position.

auch schon ausgerichtet worden, die vom Chefgeologen des Bergbaues als die untersten, liegendsten in der lithostratigraphischen Abfolge eingereiht werden. Sie führen vorläufig die Sammelbezeichnung „Blinderzkörper“ (Bld

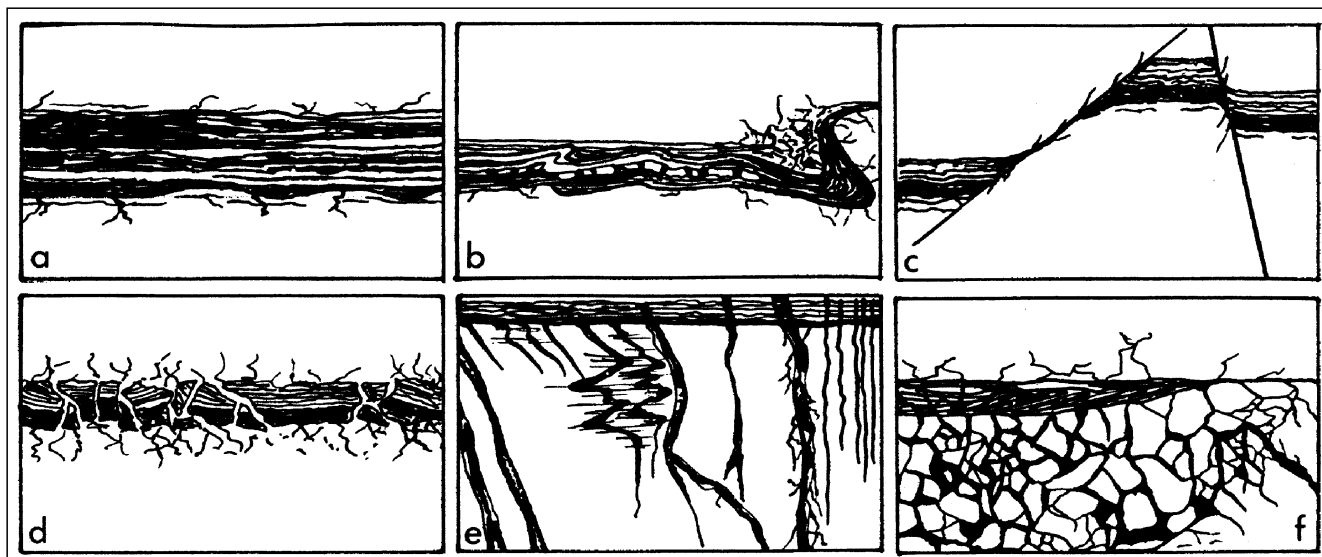


Abb. 35.

Deskriptive Einteilung der in der Lagerstätte Woxi häufig entwickelten Erzkörper.

a = Schichterkörper (Erzlagere und -linsen); b, d, f = netzförmige Vererzungen in Rupturennetz (Netzwerkvererzungen, Breccienvererzungen); d = Erzbreccien in verschiedenen räumlichen Positionen; e = Erzgänge (Zerrklutvererzungen) und c = Scherklutvererzungen.

1, 2, 3 in Abb. 34). Neue Entdeckungen der vergangenen Jahre sind auch die zwei Lager V6 und V5, etwa 130 m im Hangenden der Blinderzkörper. In der Vergangenheit waren, sind aber auch noch heute, die Erzlagere V2, V1, V3 und V4 die wichtigste Stütze des Bergbaues. Diese Gruppe von Schichterkörpern liegt in einem stratigraphischen Abschnitt von 140 m. Aber erst 200 m weiter im Hangenden ist ein weiteres Erzlagere, nämlich V7 und 30 m darüber V8 bekannt geworden. Sie bilden durch Mächtigkeit und Qualität heute eine wichtige Bereicherung der Vorräte. Schließlich ist im Abstand von 130 m im Hangenden durch eine Tiefbohrung noch ein weiterer Erzkörper V9 nachgewiesen, aber noch nicht weiter aufgeschlossen worden.

5.7.2. Makrogefüge der Erzkörper

Nach den jahrzehntelangen Erfahrungen der chinesischen Bergleute wird auch eine rein beschreibende Einteilung der Erzkörper nach der Form vorgenommen. Modifiziert nach unserer Fachsprache sind das folgende Möglichkeiten der Erzführung (Abb. 35):

- a) Stratiform
Schichterkörper, Erzlagere, Erzlinsen; „Zwischenschicht-Gänge“ (Luo, X.L., 1994)
- b) Netzförmig in Rupturennetz
Netzwerkvererzung, Breccienvererzung und Erzbreccie, oft in bankförmiger Position im Bereich der Schichterkörper
- c) Klut- und gangförmig
Erzgänge mit relativ kurzer Ausdehnung der Erzführung in Zerr- und Scherklutten.

Die stratiformen Erzkörper beinhalten etwa 70 % der gesamten Erzführung. Am zweitwichtigsten sind die Netzwerkvererzungen mit ca. 25 % Anteil. Die geringste Bedeutung kommt den klut- und gangförmigen Vererzungen mit den restlichen 5 % zu.

5.7.2.1. Stratiforme Erzlagere und Erzlinsen in der Mittleren Madiyi-Formation

Die Erzlagere sind natürlich, je nach ihrer Entdeckungszeit und Qualität, unterschiedlich weit aufgeschlossen. Aber eine generelle Aussage ist schon möglich. So kann die streichende Erstreckung einschließlich von nur linsenförmigen Körpern nach den bisherigen Ausfahrungen rund 3.500 m betragen, im Einfallen reichen die Erzlagere vorläufig bis zu 2.300 m nach unten (Abb. 36).

Was die Mächtigkeiten betrifft, gibt es die zeitweise vom Betrieb errechneten Durchschnittswerte. So lauteten vor wenigen Jahren ermittelte Daten z.B. für



Abb. 36.

Die chinesisch-österreichische Forschergruppe bei Grubenaufnahmen (tektonische Gefügeanalyse, lithostratigraphische Kartierung der proterozoischen Sedimente und der Erzkörper, Aufsammeln von Gesteins- und Erzproben), hier im netzförmig-breccios vererzten Erzlagere V4 am 9. Lauf (225 m unter Tage).

Abb. 37.

In seltenen Fällen erreichen die Erzlager beachtliche Mächtigkeiten, wie hier das Antimonit-Derberz mit 1,50 m im Erzlager V3 (am 10. Lauf).



Erzlager V1: 0,47 m bzw. 0,8–1,0 m; für Erzlager V2: 0,29 m; für Erzlager V3: 0,52 m (<1,0–1,5 m) und für Erzlager V4: 0,52 m. In der Zwischenzeit haben sich die Werte zweifellos ins Positive verändert. So war im Sommer 1994 anlässlich der JAGOD-Tagung der Erzkörper V3 mit einem ca. 1,5 m mächtigen Antimonit-Derberzlager aufgeschlossen (Abb. 37) und Erzkörper V4 bot eine lagerförmige, allerdings auf Feinschichten und feine Zerrklüfte beschränkte, Scheeliterzföhrung mit etwa 3 m Bankmächtigkeit.

Die Erzlager V5 und V6 sind mit nur geringer Erzführung entdeckt und aus diesem Grunde vorläufig nicht weiter aufgeschlossen worden. Ihre Abbauwürdigkeit ist also noch nicht erwiesen. Für die Lager V7 und V8 lauten die Mächtigkeitsangaben 1,0–1,5 m bzw. 0,6 m. Das durch Bohrung mit 0,6 m Mächtigkeit nachgewiesene Erzlager V9 ist noch ungenügend bekannt. Und die erst neu aufgeschlossenen „Blinderzkörper“, wobei es sich um drei getrennte Lager handelt, weisen Mächtigkeiten von 0,20–0,30 m auf. Diese diversen Angaben erlauben also einen ungefähren Einblick in den räumlichen Umfang dieser wirtschaftlich sehr wichtigen Erzkörper.

Eine unvoreingenommene Beschreibung der Sedimente der mittleren Madiyi-Serie muss dazu führen, den außergewöhnlichen Gehalt der stratigraphisch präzise lokalisierten Schichterzkörper mit den „Fremdmineralen“ Pyrit, Arsenkies, Antimonit, Scheelit, Wolframit, Gold u.a. im Rahmen der Petrographie in die Sedimentabfolge mit einzubeziehen. Die Bindung dieser z.T. stark angereicherten Erzminerale an den progressiven Sedimentaufbau in Form von feinschichtigen Gefügen, teils nur mit diskreter, spurenhafter Beteiligung der Erzminerale, teils aber bis zur lagerstättenbildenden Anreicherung, geht aus zahlreichen Details von Reliktgefügen der Entwicklung bis zu metamorphen Erzkristalliten in engster Paragenese mit den Komponenten des Nebengesteins hervor. Die Befunde zeigen den lückenlosen Sedimentaufbau mit dem im Begleitgestein bekannten allothigen-detritischen Kornbestand und den authigenen Mineralen unter Mitbeteiligung von für das Sediment fremden Erzmineralen.

Eine wesentliche Grundlage dieser Betrachtung bilden die Merkmale, die sich aus dem tektonischen Gefüge (Kap. 5.6., Kap. 5.6.7.) ergeben. Die tektonische Gefügeanalyse über die schichtigen Erzlager als Teilbestand der Sedimentabfolge und ihre Einbeziehung in die falten- und rupturrellen Deformationen gemeinsam mit dem Sedimentverband legt die Aussage einer gemeinsamen Entwicklung zwingend nahe. Der Einwand, dass im Rahmen von durch Metamorphose aktivierte Stoffbewegungen eine selektive Erzeinlagerung in schichtparallelen Trennflächensystemen nach Art von Lagergängen epigenetisch erfolgt und von metasomatischen Verdrängungen begleitet worden wäre, haben wir kritisch geprüft, aber nach gefügekundlichen Detailuntersuchungen kleiner Bereiche und des Mikrogefüges verworfen.

Zu dieser Überprüfung gehört vorrangig die Suche nach typischen sedimentären Anlagerungsgefügen in den Schichterzkörpern zum Nachweis von Merkmalen für Erzsedimentation. Dies schließt die Identifizierung von Inhomogenitätsflächen als Schichtung bzw. ss-parallele Klüftung sowie die Beurteilung von Erzkristalliten in Bezug auf ihr Verhältnis zu Deformationen mit ein: prä-, syn-, postdeformativ bzw. post-, syn-, präkristallin. In manchen Fällen ist es möglich, diese Aussage bereits im Makrobereich einwandfrei zu treffen.

Wenn auch auf Grund der vorhin gemachten Angaben über die vorläufig bekannte Ausdehnung der Schichterzkörper im Streichen und Fallen auf Wirtelsymmetrie geschlossen werden kann, so berichten die Bergleute doch auch über lineare Anreicherungszone innerhalb der Schichtung. Spindelförmige Körper entlang der Faltungsachsen sollen durch relative Zunahme des Erzinhalt gegenüber dem Durchschnitt ausgezeichnet sein. Nach unserer Erklärung hängt dies einerseits mit den vielen axialen Faltungen und der Gefügestaltung in den Falten-scharnieren, andererseits mit der Achsenneigung und dem Schnitteffekt zusammen. Das bekannte lagerstättenkundliche Phänomen im Zusammenhang mit Biegegleitungen und Scherfaltenbildung und Materialtransport zu den Falten Scheiteln (SANDER, 1950, 1970) sowie relative Erzabwanderung aus den Faltenflügeln kommt noch in späterem Zusammenhang zur Diskussion. Es ist allerdings zu bemerken, dass auch bei ungefaltetem Verlauf die Mächtigkeit der Erzlager Schwankungen, auch bis zum Auskeilen, unterworfen ist, woraus sich linsenförmige Körper ergeben. Schließlich berichtet das Geologenteam auch von stellenweisen Aufspaltungen der schichtigen Erzkörper. So erscheinen die Erzlager V2 und V4 gebietsweise in Form von zwei eng übereinander verlaufenden Erzschiefern.

Lagenbau, Schichtung, Feinschichtung

Im Bereich Aufschluss bis Handstück ist die Beurteilung der stofflichen Inhomogenitätsflächen, wir nennen sie zunächst ohne genetische Bewertung „Lagenbau“, in den Befunden mit Wechsellagerung der Haupterzminerale Antimonit, Scheelit, Pyrit, Arsenkies mit dem Metasediment mit Zuverlässigkeit als „sedimentäre Schichtung“ möglich. Es handelt sich nämlich gewöhnlich um mechanisch unversehrte Gefüge. Zur Stützung einer solchen Aussage sind diese Schichtungen von Erz und Nebenge-

Abb. 38.

Das Erzlager V3 in der häufig geschichteten Ausbildung mit Wechsellagerung von Antimonit, Quarzit, Pyrit, Chlorit-Sericit-Quarzitschiefer und Spuren von ged. Gold: parallel und schräggeschichteter Feinlagenbau, Faltung und Zerschierung mit Kompetenzunterschieden infolge unterschiedlichen mechanischen Verhaltens.
Begleitgestein: Ankerit und Pyrit führender Chlorit-Sericit-Quarzitschiefer.



stein nicht nur im dm- bis cm-Bereich zu beurteilen, sondern oft auch freisichtig bis in den mm-Bereich zu verfolgen. Es ist aber selbstverständlich, dass gerade dieses Material für die ganz wesentlichen optischen und chemischen Untersuchungen weiter herangezogen wurde (Abb. 38–41).

Es erübrigt sich zu sagen, dass derlei Feinheiten der Anlagerung als wachsendes Erzsediment natürlich von „pseudoschichtigen“ wegsamkeitsbedingten Erzkristalliten nach s- bzw. ss-parallelen Trennfugen sehr wohl unterschieden werden können. Aber es muss beachtet werden, dass es unter der Vielfalt solcher und ähnlicher Erzgefüge eben solche Fälle gibt, und dass auch der Befund schichtparalleler tektonischer Zergleitung von Erzlagern und Erzlaminae als Folge der mechanischen Inhomogenitäten der Mineralaggregate nachzuweisen ist. In diesem Fall wird das schichtähnliche Aussehen entweder nur vorgetäuscht und stellt keine genetische Schichtung dar, oder die vorhanden gewesene Schichtung wurde durch die tektonische Zergleitung verschieden stark modifiziert. Im Großbereich des Bergbaues sind daher auch teilweise die Oben-Unten-Begrenzungen der Erzlager durch nachträglich aufgeprägte Scherbewegungen als scharfe Grenzen zwischen Erzkörper und Nebengesteinskörper ausgeprägt.

Im Gegensatz zu dieser zweifellos nachkristallinen tektonischen Bewegung sind aber die Beweise vordeformativer Erzanreicherung durch die laminare Wechsellagerung Erz – Begleitgestein meist noch gut erhalten.

Mechanische Anisotropien zwischen Erzkörpern und Nebengestein, besonders die Druck- und Scherfestigkeit, wirkten sich im Felsverband der Lagerstätte sichtbar stark aus. Die Aggregate von Antimonit, Sericit, Chlorit in Feinlagen und Grobschichten stellen hochteildbewegliche Bereiche dar.

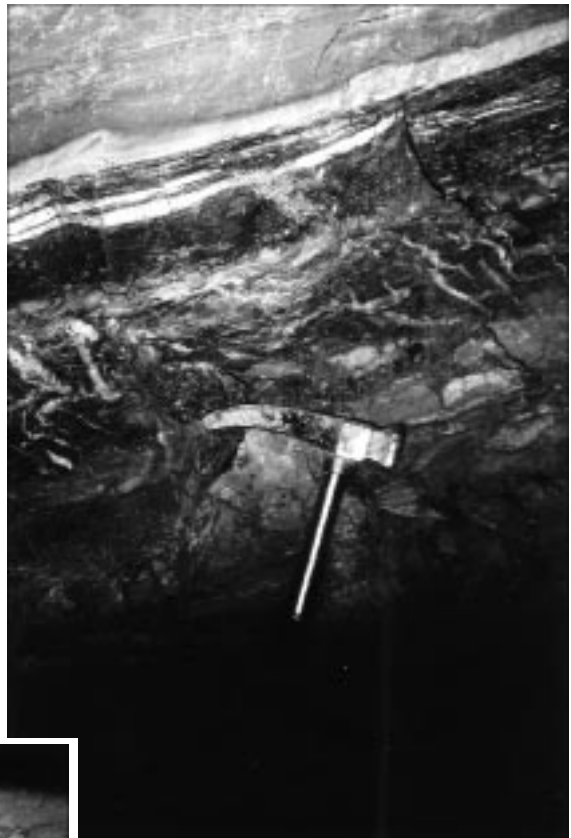


Abb. 39.

Erzlager V1 (am 9. Lauf) mit kristallinem Lagenbau durch Abbildungskristallisation nach schichtiger Primäranreicherung von Antimonit, Quarzit, Pyrit und Scheelit.

Im Hangenden ungestörter sedimentärer Übergang zu Sericit-Quarzitschiefer. Im Liegenden durch Schieferung nicht-affin zerscherte, teilweise zu Scherfalten syntektonisch deformierte, mit Quarz und Scheelit verheilte Zerrklüfte.

Abb. 40.

Typische Lage des hier schwach erzführenden linsenförmig schichtigen Erzlagers V1 mit Antimonit, Quarz und Scheelit, im begleitenden grauen Chlorit-Sericit-Quarzitschiefer. Schichtiger Übergang zu Chlorit-Sericit-Hämatit-Quarzitschiefer.



Abb. 41.
Kristalliner Feinlagenbau durch engständige Wechsellagerung von Antimonit, Quarzit, Pyrit und Sericit-Chlorit-Nebengesteinsanteilen. Im Hangenden scharfe, aber ungestörte Grenze zu „gebleichtem“ hellgrauem, quarzitischem Chlorit-Sericitschiefer. Erzlager V3 am 20. Lauf.

Typische sedimentäre Gesteins-Erz-Gefüge sind zum Beispiel Scheelit-Quarz-Laminite, Antimonit-Quarz-Feinschichten, Antimonit-Pyrit-Arsenkies-Quarz-Feinlagen, Antimonit-Scheelit-Pyrit-Quarz-Karbonat-Sericit-Feinlagen, Pyrit-Arsenkies-Quarz-Sericit-Laminite und ähnliche Paragenesenfolgen in feinschichtiger Anordnung. Schließlich kommen im großräumigen Überblick des Grubenbildes die schichtigen Merkmale des gemeinsamen Sediment- und Erzaufbaues durch die weit ausgedehnten Schichterzkörper sowie durch die linsenförmigen Erzkörper mit Beibehaltung des stratigraphischen Niveaus deutlich zum Ausdruck (Abb. 42, 43).

Schräg- und Kreuzschichtungen,

wie sie im Begleitsediment entwickelt sind, gehören auch im laminierten Erz mit Unkonformitäten und Erosionsdiskordanzen zu den aussage deutlichen Aufschlussmotiven über Anlagerungsvorgänge an ehemals freien Sedimentationsoberflächen – ohne Berücksichtigung von metamorphogenen Umkristallisationen im Korngefüge (Abb. 44, 45).

Syndiagenetische Verformungen

Oft sind schon bei der Übersichts Betrachtung von Erzaufschlüssen Verformungen der erzführenden Feinschichten als „wahrscheinlich syndiagenetisch“ zu beurteilen, aber makroskopisch nicht verlässlich einzustufen. Daher müssen die Feinheiten des Nachweises durch optische Untersuchungen überprüft werden.

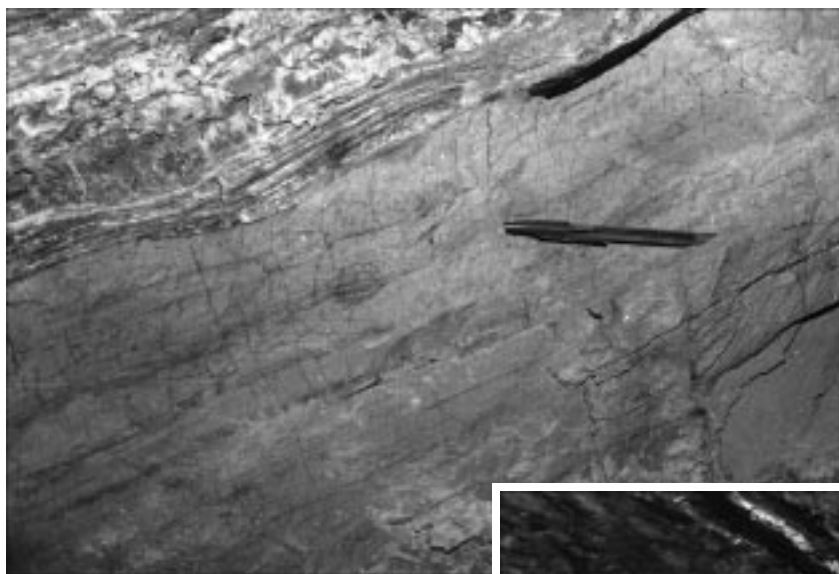


Abb. 42. Ein anderer Aufschluss des Erzlagers V3 am 20. Lauf (vgl. Abb. 41) veranschaulicht die Variationen der Erzführung sowie des Anlagerungs- und Kristallisationsgefüges im streichenden Verlauf. Auch hier enthält der schichtige Erzkörper Antimonit, Quarz, Pyrit und Nebengesteinsfeinlagen. Auch die Liegendgrenze zum begleitenden quarzitischem Chlorit-Sericitschiefer ist deutlich, aber nicht tektonisch beeinflusst.

Abb. 43. Relikte, primär-sedimentäre Feinschichtung („Erzsediment“) im Erzlager V4 am 9. Lauf. Trotz metamorphogener Überprägung ist ein deutlicher kristalliner Feinlagenbau mit Quarzit, Ankerit, Dolomit, Calcit, Pyrit, Scheelit, Chlorit, Sericit sowie detritischen und authigenen Schwermineralen erhalten. Die Farbunterschiede sind z.T. durch Felsausbrüche und unterschiedliche Oxidation zu erklären. An den grauweißen Zerrklüften mit Quarz-, etwas Karbonat- und Scheelit-Kristallisation ist eine geringe vertikale Dislozierung erkennbar. Im Zuge dieser Verstellung ist von oben, aus dem hangenden dunklen Begleitsediment grauschwarzer Schlamm in die Zerrspalte eingedrungen (Bildmitte oben). Demnach kann auf ein syndiagenetisches rupturales Deformationsereignis geschlossen werden. Zum besseren Verständnis des Bildes ist zu erwähnen, dass das Erzlager einen Teil des Ulmes bildet, das dunkle überlagernde Gestein aber die Firste darstellt.





Abb. 44.

Diskordanzen im schichtigen Erzaufbau sind häufig und auf verschiedene Ursachen im Laufe der Lagerstättenentwicklung zurückzuführen. Der mit deutlicher Polarität rinnenförmig in das Liegende eingreifende Antimonit-Derberzkörper entwickelt sich im Streichen aus einer geringmächtigen Antimonitschichte, wie solche auch unter dem Derberz im Quarzit-Pyrit-Scheelit-Lager (V8) zu sehen sind. Das ursprünglich durch submarin chemische Externanlagerung entstandene Erzlager greift verdrängend durch Lösungserosion in das schon in Entstehung begriffene Erzlager ein: Die Polarität stellt in diesem Fall auch ein Oben-Unten-Kriterium (Geopetalgefüge) dar. Im unteren Bildbereich (Hammer) sind die Ulme verschmutzt.

Es handelt sich grundsätzlich um faltende Umformungen des Feinschichtverbandes der oben genannten Zusammensetzung, Verbiegungen, Wellungen, Zergleitionen, wonach ein dabei entstandenes Relief von den überlagernden Schichten aufgefüllt ist (Abb. 46, 47). Man sieht auch rupturale Fragmentierung, wie sie in mechanisch unterschiedlich reagierenden Teilbereichen häufig zu beobachten ist. Hier bieten sich besonders dünne Scheelit-

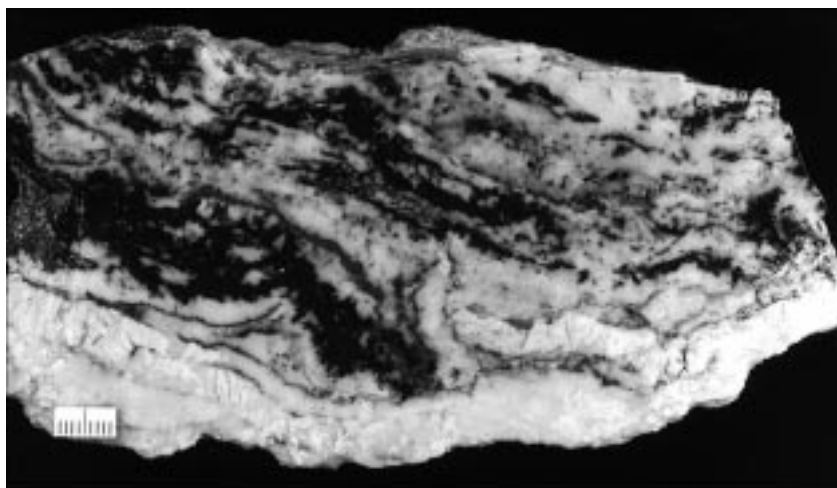


Abb. 46.

Rupturale und faltende Verformungen in Erzlagern sind in verschiedenen Größenordnungen geprägt. Ein Teil davon erweist sich als bereits syndiagenetisch verursacht. Das mechanisch unterschiedliche Festigkeitsverhalten kommt in den Erzteilgefügen vor allem zwischen Antimonit (schwarz) und Scheelit (weiß) zur Geltung; Quarzit ist weißgrau, Pyrit dunkelgrau. Handstück, Erzlager V8.

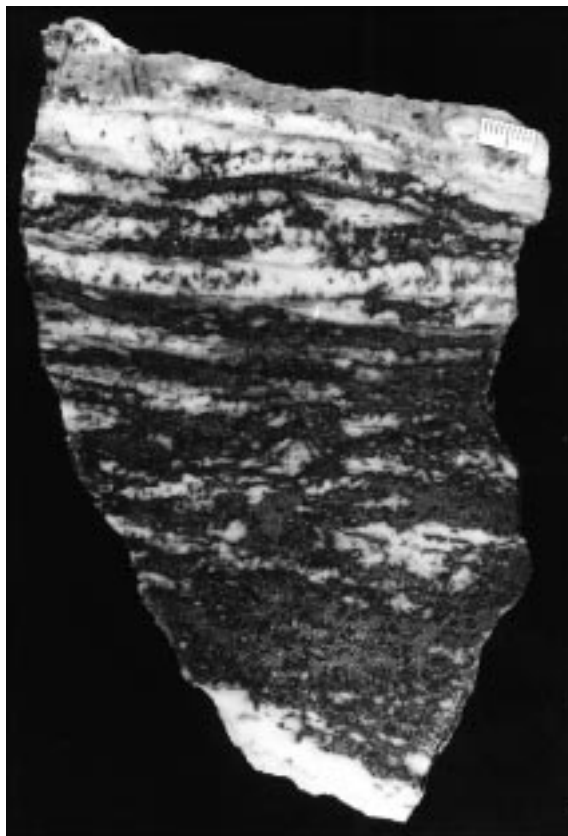


Abb. 45.

Die Erzlager weisen im Kleinbereich sehr häufig einen Feinlagenbau auf. Im vorliegenden Handstück aus dem Erzlager V3 (am 28. Lauf) besteht die ehemalige sedimentäre Fein- und Schrägschichtung aus alternierenden Lagen von Antimonit, Pyrit, Fein- und Grobquarzit mit unterschiedlichem Sericit- und Chloritanteil in schichtiger Position.

krusten in Antimonit sowie Pyrit-Arsenkies-Lagen in Sericit-Chloritschiefer an.

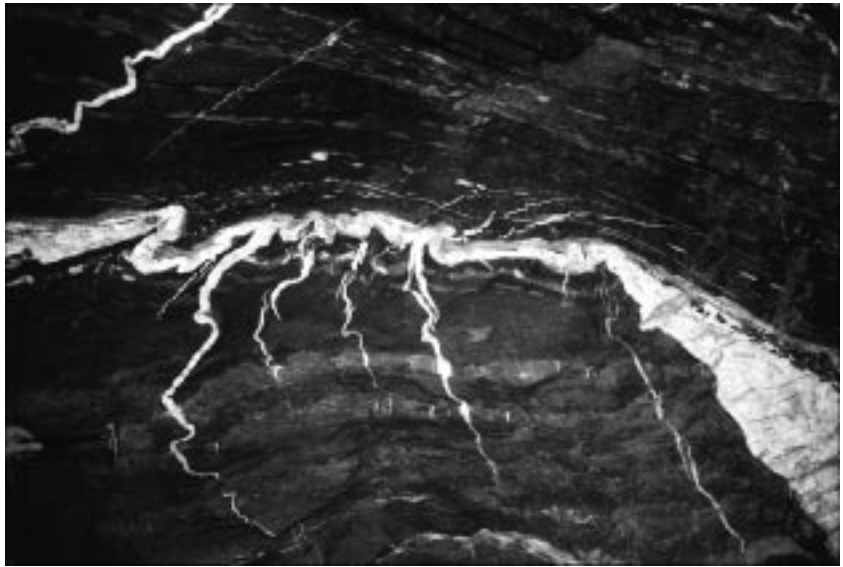
Polarität im Schichtaufbau, geopetale Gefüge

Die Polarität im Schichtaufbau durch erosive syndiagenetische Abtragung bzw. durch Faltung externer Sedimentlagen und darüber schräggeschichtete Fortsetzung der Erzausscheidung kommt in den Schichterzen oft zur Geltung (Abb. 44, 46, 47). Dieser und ein anderer Befund in einem laminierten Scheelit-Pyrit-Quarz-Lagererz mit Sericit-Chlorit-Schiefer und Karbonatmineralen belegen mit der polaren Anlagerungsfolge auch geopetale Gefüge als Merkmale von schwerkraftdiktierter sedimentärer Entstehung. Einige solcher polarer Gefüge bezeugen sogar geopetale Anlagerung als „Oben-Unten-Kriterium“.

Abb. 47.

Eine Überlagerung der syndiagenetischen und postdiagenetischen Deformationen ist naturgemäß häufig, und materialabhängig z.T. schwer oder nicht unterscheidbar.

Die innige Verfallung der weißen Quarzit-Scheelit-Karbonat-Lage mit beginnender Mächtigtkeitszunahme (im Bild rechts unten) und Schichtdiskordanz wird im Hangenden von einer ungestörten Chlorit-Hämatit-Quarzitschiefer-Serie geopetal überlagert. Die durch die Faltung der weißen Zwischenschichte entstandenen Reliefs sind im feinen Detail (durch mikroskopische Untersuchung überprüft) feinschichtig geopetal, reliefuell überlagert. Die von der Quarzit-Scheelit-Karbonat-Schichte nach unten verlaufenden Zerrklüfte weisen das selbe Kristallisationsgefüge wie die Schichte auf und sind zum Teil ebenfalls bereits syndiagenetisch durch ss-parallele Zergleitung verkrümmt. Zusätzlich hat eine quasi-ss-parallele Verschiebung (s) den Gesamtbereich überprägt, was mikroskopisch nachweisbar ist und makroskopisch (rechts unten) im Quarzit durch fast-horizontale graue Schieferungsflächen diskret zum Ausdruck kommt.



5.7.2.2. Schichtgebundene Netzwerkvererzung

(Vererzte Gesteinsdeformationsbreccien, Breccienzonen)

Der in zweiter Linie wirtschaftlich geschätzte Typ von Vererzung ist räumlich vorwiegend an die Erzlager gebunden. Er tritt vor allem im Liegenden derselben und im Nebengestein auf (Abb. 48, 49, 50). Ihr Verlauf kann am besten als subparallel mit den Schichterzkörpern beschrieben werden.

Die Länge solcher zusammenhängender Netzwerkmineralisationen ist weitgehend vom Streichen bzw. Fallen des Schichterzkörpers abhängig, mit Mächtigkeiten bis zu etwa 3–8 m unter dem Erzlager. Die einzelnen Gängchen, die das polyklastische Zerrfugennetz bilden, sind gewöhnlich 0,5–5 cm dünn und mitunter bis auf 0,4–5 m Länge zu verfolgen. Besonders prädestiniert für rupturale Deformation mit Vererzung des Fugennetzes sind enge Faltenscharniere von Erzlagern.

Wir halten deskriptiv fest, dass diese Netzwerkmineralisationen bankungsgebunden im Kontaktbereich zu den Erzlagern auftreten, woraus eine genetische Abhängigkeit abzuleiten ist. Wesentlich ist, dass es sich um ruptuell deformierte Gesteinszonen handelt, also um Gesteins-Deformationsbreccien, deren Fugennetz belteropor mineralisiert ist. Eine heikle Frage ist die nach der zeitlich genetischen Einstufung des deformierenden und des mineralisierenden Vorganges (syndiagenetisch?, postdiagenetisch-)



Abb. 48.

Das Erzlager V4 (am 9. Lauf) ist in einem Teilabschnitt tektonisch zu einem Rupturennetz deformiert, wobei die Risse durch mechanische Einschleppung und chemische Lösungsumlagerung wegsamkeitsbedingt hauptsächlich mit Antimonit besetzt sind. Antimonit und Pyrit: dunkelgrau-schwarz, Scheelit und Quarzit: weiß.

Abb. 49.

Netzwerk von Zerrfugen im gefalteten und ruptuell deformierten Teilbereich des Erzlagers V7, vererzt mit Scheelit und Quarz. Firstenbild am 27. Lauf.

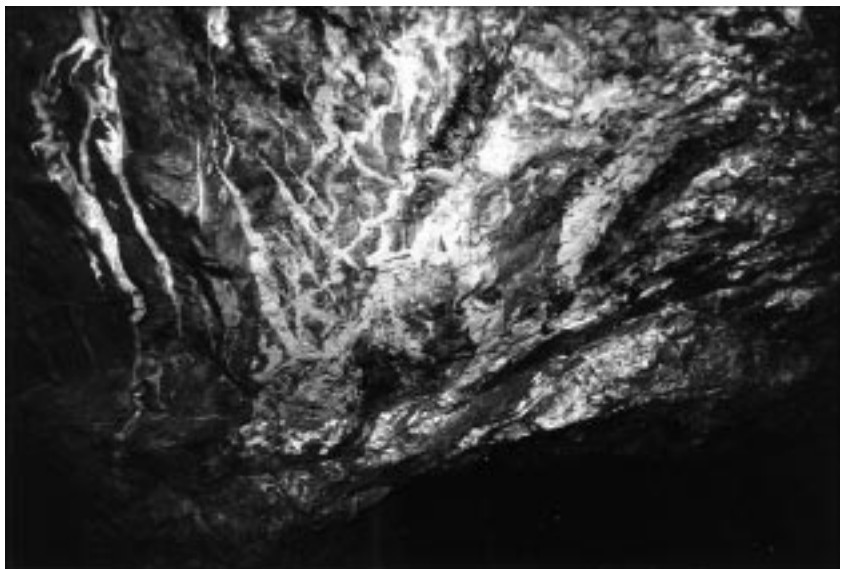




Abb. 50.
Die vererzten Zerrklüfte mit Scheelit und Quarz bei Bestrahlung mit kurzwelligem UV-Licht. Hellblaue Lumineszenz des Scheelits. Ähnliche Aufnahmeposition wie Abb. 49.

tektonisch? Eine zum Teil verlässliche genetische Beurteilung erlaubt die mikroskopische Durchsicht des Materials in Verbindung mit dem Aufschlussbefund (Teil 5.7.4.4).

5.7.2.3. Kluftvererzungen (Zerrklüfte, Scherklüfte)

Außer den wirtschaftlich wichtigen vererzten Breccienzonen mit bankförmiger flächiger Verbreitung sind häufig auch transversal zur Schichtung verlaufende Zerrfugenscharen zu beobachten (Abb. 49–52), die oft nur durch Quarz- und Karbonat-Mineralisation im Aufschluss auffallen, mitunter aber auch vererzt sind. Diese Klüfte vom Typ der Zerrfugen mit auffallend „bankrechter“ Anordnung



Abb. 51.
Schichtdiskordante, mit Quarz und Scheelit vererzte Zerrklüfte in laminiertem, Ankerit und Pyrit führenden Chlorit-Sericit-Quarzit-schiefer des Erzlagere V4.

weisen Spaltenbreiten im mm- bis 5-cm-Bereich, selten bis zu 15 cm, auf und sind in der flächigen Ausdehnung auf den m-Bereich, selten auf mehrere Meter beschränkt. Dieser Art ist ihre Lage manchmal auffallend dem tektonischen Formungsplan des entsprechend lokalen Bereiches symmetrologisch zuordenbar. Es gibt allerdings auch die Beobachtung von symmetrologisch nicht deutbaren Zerrfugenscharen mit der Lage schräg zur Schichtung und Bankung. Auch quasiparallel zur Schichtung und Hauptschieferung entwickelte mineralisierte Zerrfugen sind zu beobachten. Das gleichartig aussehende Fugenkristallinat vieler dieser Mineralisationen lässt schon bei makroskopischer Beobachtung den Verdacht aufkommen, dass es sich um genetisch zusammengehörige Fugenverteilungen durch zirkulierende Lösungen handelt.

Derartige Zerrfugenvererzungen sind lokal immer wieder für den Bergbau praktisch interessant. Eine besonders ergiebige, auf eine Fläche von etwa 15×7 m beobachtbare Scheelitvererzung in einem laminierten Scheeliterzkörper des Erzlagere V4 mit bankrechten Zerrfugen war im Sommer 1994 in der Paragenese mit Quarz und Calcit zu beobachten. Der ergänzende mikroskopische Befund in den Kap. 5.7.3., 5.7.4. und 5.7.8. ist hiezu zu beachten.

Nach Angaben der chinesischen Bergbaugeologen weisen mineralisierte und vererzte Zerrklüfte mitunter streichende Längen auch bis 10–40 m und im Einfallen 10–60 m auf, bei Mächtigkeiten von 0,2–1,5 m.

Viele der mineralisierten Zerrklüfte zeigen eine postkristalline Zergleitung nach den lokal dominierenden Schieferungsflächen, was aus Scherfaltenbildungen durch affine und nichtaffine Deformationen hervorgeht (Abb. 49, 52). Die tektonische Nachbewegung solcher mineralisierter Fugen ist überhaupt häufig. Sie ist durch die besondere Zergleitungs-bereitschaft der sericit- und chloritführenden Schieferungsflächen zu erklären, die sich nicht nur in der Hauptschieferungsfläche, sondern auch in den Transversalschieferungsflächen durch Umschieferung bemerkbar macht.

In diese Problematik herein gehören auch sogenannte Bleichungen und Alterationen des Nebengesteins im Zusammenhang mit Verschieferung und Kluftbildung, die zwar makroskopisch im Aufschluss auffallen (Abb. 53), deren Erklärung aber erst im mikroskopischen Bild sinnvoll ist (Kap. 5.7.6.2.).

Eine weitere, offenbar seltenere Form der Mineralisation eines Fugennetzes haben wir im Schichterkörper V1 innerhalb einer etwa 2–3 m mächtigen Quarzitbank in dem zur monomikten Deformationsbreccie fragmentierten Gestein vorgefunden (Abb. 54). Das Gestein enthält offenbar eine angedeutet schichtige Mineralisation mit Pyrit, Antimonit und Quarz. Der mikroskopische Befund hiezu ist unerlässlich (Kap. 5.7.4.3.).

Abb. 52.

Durch großenteils einschichtige affine Zergleitung in den Hauptschieferungsflächen (= Schichtung) diagonal gestellte, mit Scheelit und Quarz vererzte Zerrkluft-Gangschar in einer Abbauzeche unter dem Erzlager V4 am 9. Lauf.

Die Schichterzkörper und bankungsgebundenen Erzkörper mit Fugenverhelungen wurden grundsätzlich von den Scherklüften der orogenetisch-tektonischen Verformungsphasen betroffen. Dabei erzwang die Zergleitung in den präexistierenden Erzkörpern jeder Art immer eine Schleppung an den Kluftflächen. Die Schleppung erfasst natürlich die teilbeweglichen Mineralaggregate besonders intensiv, weshalb vom Erz insbesondere das ohnehin schon mechanisch deformierte Antimonit Erz für eine Verschleppung in die Scherklüfte und weitere Durchbewegung bis zur Mylonitisierung prädestiniert war. Weitere Details über eventuelle postdeformative Rekristallisationen sind nicht Sache der makroskopischen Beobachtung.



Abb. 54.

Rupturell deformierter antimonit- und pyrithaltiger Chlorit-Sericit-Quarzit (grau, Deformationsbreccie) mit starker sekundärer Verkieselung der Matrix (weiß).
Abbauzeche im Erzlager V1, über 18. Lauf.



Dass aber im Zuge solcher erzdeformierender Aktivitäten außer mechanischer Verschleppung auch chemische Mobilisation und damit noch weitere Fugenkristallisationen z.B. in jungen Fiederklüften und deren Fugennetzen ausgelöst wurden, ergibt sich als logische Folge.

Abb. 53.

Bleichungszonen durch Stoffmobilisation und Wanderung entlang von Zerrfugen im Bereich des Erzlagers V3 (am 9. Lauf).
Chlorit-Hämatitquarzit: grauschwarz; karbonatischer, kieseliges Chlorit-Sericitschiefer: hellgrau; weiß gefüllte Klüfte: Quarz und Karbonat jüngster Generation.
Schichtung = Hauptschieferung, im Bilde schwach nach rechts fallend.



Mit der Zahl von Orogenesen und Metamorphosen verkompliziert sich freilich die gedankliche Auflösung von Bewegungsbildern. Aber wir schließen dieses Kapitel mit der wichtigen Erkenntnis, dass der makroskopisch gewinnbare Eindruck ebenso wie die Beurteilung von Erzkörpern und Tektonik (Kap. 5.6.7.) zwingend für eine prädeformative Anlage ursprünglicher Erzkörper – das sind Schichterzkörper – spricht.

5.7.3. Mikrogefüge der Erzkörper und submikroskopische Details

5.7.3.1. Die Erzparagenese

Einleitend wird die in den bisher bekannten acht (wahrscheinlich 12) Erzlagern makroskopisch bzw. mikroskopisch nachgewiesene Mineralparagenese auf Grund der Erfahrung der Fachkollegen im Bergwerk Woxi und nach unseren mikroskopischen Untersuchungen zur Übersicht gebracht. Bei großzügiger Betrachtung ist zwar die Erzparagenese der wirtschaftlich wichtigen Minerale zumindest sehr ähnlich, aber die Detailuntersuchungen ergeben doch nennenswerte Unterschiede sowie auch Verschiedenheiten im lokalen Schichtaufbau.

Erzlager V 1

Antimonit, Gold, wenig Scheelit; Pyrit, Quarz.

Im Liegenden 2–3 cm grünliche Leitschichte: Sericit-Quarzit-Chloritschiefer, flächig nicht durchwegs anhaltend. Z.T. Antimonit-Derberz, im Erzlager teilweise erzführende Deformationsbreccie; im Liegenden des Erzlagers z.T. Übergang zu 2–3 m mächtiger Netzwerkvererzung; auch im Hangenden bereichsweise Netzwerkvererzung.

Erzlager V 2

Antimonit, Scheelit, Gold; Pyrit, Quarz.

Im Liegenden weiße Quarz-Karbonat-Lage. Über dieser und weiter im Hangenden des Erzlagers je eine Chloritschiefer-Lage mit cm-Ausmaßen; dazwischen rote Hämatitquarzit-Schichte.

Erzlager V 3

Antimonit (z.T. als massiges Erz), stellenweise viel Scheelit; Gold, Pyrit, Quarz, Spuren Kupferkies.

Im Hangenden violetterter Sericit-Quarzit-Schiefer. Gebietsweise im stratigraphischen 10-m-Abstand hangend ein zweites Erzlager.

Erzlager V 4

Antimonit, Scheelit, Gold (7–8 ppm); Pyrit, Bleiglanz, Kupferkies, Arsenkies, Bournonit, Boulangerit, Zinkblende, Tetraedrit, Gersdorffit, Covellin, Quarz, etwas Baryt, Apatit.

Viel Karbonatknollen mit Scheelit. Unmittelbar im Liegenden des Erzkörpers eine Pyritlage. Stellenweise 10 m im Hangenden auch ein zweites Erzlager entwickelt. Dazwischen eine feine grünliche Chloritschieferlage und violetterte Hämatit-Quarzit-Schichte.

Erz bankungsgebunden in Laminæ und diskordant in Zerrklüften, Gängen sowie in netzförmigen Scheelit-Kristallisationen.

Erzlager V 5

Wegen Geringmächtigkeit des Erzlagers in bisherigen Aufschlüssen nicht untersucht.

Erzlager V 6

Wegen Geringmächtigkeit des Erzlagers in bisherigen Aufschlüssen nicht untersucht.

Erzlager V 7

Antimonit, Scheelit, Gold (5 ppm); Pyrit, Arsenkies, Quarz, Karbonat, Baryt.

Scheelit in schichtiger und s-diskordanter Zerrklüftung. In schichtiger Begleitung dunkelgrau-grüner Chlorit-Quarzitschiefer.

Erzlager V 8

Antimonit, Scheelit, Pyrit; z.T. als massiges Antimonit- und Scheelit-Derberz.

Erzlager V 9

Vorläufig nur durch Tiefbohrung nachgewiesen.

„Blinderzkörper“ 1, 2 und 3

Antimonit, wenig Scheelit, Wolframit, Gold; Pyrit, Quarz, Zinkblende-Spuren.

Revier Yuershan

Antimonit, Wolframit, wenig Scheelit, Gold; Pyrit, Quarz. Erzlager derzeit noch ohne lithostratigraphische Zuordnung.

Revier Hongyanxi

Ähnliche Paragenese wie Yuershan.

Das Erz der Lagerstätte Woxi enthält zusammenfassend folgende Erz- und Gangartminerale sowie Oxydationsminerale und gesteinsbildende Minerale:

Antimonit, Scheelit, ged. Gold, Wolframit, Pyrit, Arsenkies, Bleiglanz, Zinkblende, Tetraedrit, Bournonit, Boulangerit, Gersdorffit, Kupferkies, Aurostibit, Goethit, Lepidokrokit, Cuprit, Covellin, Malachit, Azurit, Valentinit, Cervantit, Senarmontit.

Quarz, Calcit, Dolomit, Ankerit, Siderit, Baryt, Apatit.

Hämatit, Lepidokrokit, Goethit, Rutil, Anatas, Titanit, Leukoxen, Turmalin, Zirkon, Sericit, Kaolinit, Chlorit, Pyrophyllit, Semigrafit.

5.7.3.1.1.

Pyrit FeS₂

Wir beginnen die Einzelheiten über die Mineralgefüge mit dem Pyrit. Dieses gerne als „Durchläufer“ bezeichnete Erzmineral ist in den Erzträgergesteinen von Woxi streng genommen kein Fremdmineral. Denn wir haben diese Komponente in den Sedimenten der Lengjiayi- und Banxi-Gruppe als Nebenkomponeute oder akzessorische Komponente beschrieben. Hier geht es aber darum, diesen auch in den Erzkörpern ständigen Vertreter mit überdurchschnittlicher Beteiligung und mit den verschiedenen Ausbildungsformen hervorzuheben.

Ein weiterer Grund, dieses Mineral an den Beginn dieser Betrachtung zu stellen ist der, dass es zu den in der Mobilisierungsreihe reaktionsträgen Vertretern gehört und dadurch infolge relativ weniger Formveränderungen eher eine der primären Kristallisation nahe Kristallgestalt verspricht. Schließlich ist die Suche nach alten, nach ursprünglichen Gefügen eines der wichtigsten Anliegen unserer Grundlagenforschung. Das überwiegend schichtige Auftreten im Großen und die laminierte Anreicherung, sowohl im unmittelbaren Begleitgestein als auch in den Schichterzkörpern, bringt als Anlagerungsgefüge bedeutende Einsicht in die Beurteilung von Ort und Zeit der autigenen Mineralausscheidung.

Der Pyrit ist in unseren Erzlagern weit überwiegend mit Hexaedern und seinen Kombinationen entwickelt. Die Korngrößen schwanken in weiten Grenzen, etwa zwischen < 0,001 und 1 mm, in Ausnahmefällen bis zu 8 mm. Das beruht auf Generationsunterschieden zwischen syn-

Tab. 1.

Mikrosondeanalysen von Pyrit und Gersdorffit der Lagerstätten Woxi, Longshan und Xikuangshan (Elementgehalte in Gew.-%; n.b. = nicht bestimmt).

Lagerstätte	Mineral/Beschreibung	Fe	Co	Ni	Cu	Ag	Au	As	Sb	Te	Se	S	total
Woxi	Pyrit feinlagig	46,43	0,00	0,00	0,13	0,15	0,00	1,09	0,13	0,08	0,12	52,15	100,28
	Pyrit feinlagig	47,22	0,00	0,00	0,00	0,14	0,13	1,39	0,09	n.b.	n.b.	52,31	101,28
	Pyrit feinlagig	45,09	0,00	0,35	0,00	0,21	0,29	0,80	0,00	n.b.	n.b.	50,62	97,36
	Pyrit feinlagig	47,19	0,00	0,00	0,03	0,40	0,00	0,47	0,00	0,08	0,00	53,24	101,41
	Pyrit feinlagig	46,79	0,00	0,00	0,12	0,13	0,05	0,24	0,07	0,00	0,00	53,91	101,31
	Pyrit feinlagig	45,96	0,07	0,00	0,12	0,15	0,26	0,95	0,10	0,00	0,00	52,03	99,64
	Pyrit feinlagig	46,49	0,29	0,00	0,00	0,23	0,15	1,42	0,11	0,17	0,09	52,02	100,97
	Pyrit feinlagig	45,76	0,00	0,00	0,26	0,07	0,00	1,83	0,18	0,39	0,00	51,77	100,26
	Pyrit feinlagig	45,48	0,00	0,00	0,02	0,00	0,04	3,29	0,00	0,84	0,07	50,38	100,12
	Pyrit feinlagig	45,32	0,26	0,00	0,04	0,19	0,00	4,55	0,25	0,20	0,07	49,80	100,68
	Pyrit feinlagig	44,88	0,00	0,14	0,00	0,14	0,23	4,98	0,07	0,02	0,01	49,42	99,89
	Pyrit feinlagig	44,91	0,00	0,07	0,00	0,14	0,00	4,41	0,12	0,00	0,05	50,14	99,84
	Pyrit feinlagig	45,71	0,00	0,03	0,00	0,06	0,24	4,77	0,00	0,14	0,00	49,40	100,35
	Pyrit feinlagig	45,08	0,02	0,06	0,20	0,14	0,30	3,66	0,24	0,16	0,00	50,13	99,99
	Pyrit feinlagig	45,91	0,00	0,12	0,04	0,16	0,12	2,95	0,08	0,10	0,03	49,49	99,00
	Pyrit feinlagig	44,56	0,01	0,03	0,06	0,21	0,01	0,66	0,05	0,03	0,00	53,36	98,98
	Pyrit feinlagig	44,84	0,02	0,29	0,07	0,10	0,29	0,40	0,04	0,22	0,00	53,74	100,01
	Pyrit feinlagig	44,74	0,06	0,00	0,00	0,11	0,04	0,65	0,00	0,00	0,05	53,78	99,41
	Pyrit feinlagig	45,12	0,00	0,00	0,00	0,28	0,28	1,48	0,00	0,00	0,00	52,67	99,83
	Pyrit feinlagig	44,93	0,00	0,00	0,00	0,06	0,00	2,17	0,24	0,23	0,08	52,95	100,66
	Pyrit feinlagig	43,96	0,00	0,04	0,07	0,15	0,00	0,45	0,39	1,41	0,00	53,52	99,99
	Pyrit feinlagig	44,21	0,00	0,04	0,04	0,12	0,03	1,56	0,00	0,59	0,00	53,00	99,59
	Pyrit feinlagig	43,64	0,39	0,38	0,00	0,21	0,31	1,85	0,00	0,00	0,00	53,44	100,02
	Pyrit feinlagig	43,30	0,00	0,26	0,13	0,27	0,28	0,00	0,00	0,19	0,00	55,57	100,00
	Pyrit feinlagig	43,46	0,00	0,00	0,04	0,03	0,14	0,39	0,11	0,06	0,00	55,76	99,99
	Pyrit feinlagig	42,16	0,00	0,44	0,03	0,18	0,48	0,33	0,14	0,71	0,00	54,77	99,24
	Pyrit feinlagig	42,75	0,00	0,00	0,19	0,32	0,00	0,41	0,22	0,00	0,05	55,75	99,69
	Pyrit feinlagig	42,81	0,01	0,17	0,00	0,05	0,40	0,16	0,02	0,15	0,03	55,13	98,93
	Pyrit feinlagig	44,13	0,00	0,00	0,00	0,00	0,13	0,18	0,00	0,25	0,00	55,93	100,62
	Pyrit feinlagig	43,79	0,00	0,03	0,04	0,02	0,09	0,59	0,00	0,12	0,00	55,29	99,97
	Pyrit feinlagig	44,42	0,00	0,00	0,03	0,04	0,31	2,19	0,00	0,11	0,06	53,74	100,90
	Pyrit feinlagig	44,23	0,00	0,00	0,00	0,19	0,41	2,54	0,09	0,00	0,04	53,48	100,98
	Pyrit feinlagig	45,40	0,00	0,33	0,36	0,12	0,00	0,27	0,00	0,06	0,00	55,07	101,61
	Pyrit feinlagig	44,85	0,00	0,05	0,05	0,00	0,13	0,22	0,00	0,00	0,00	54,89	100,19
	Pyrit feinlagig	41,92	0,22	0,06	0,00	0,44	0,16	0,53	0,00	0,00	0,00	56,65	99,98
	Pyrit feinlagig	40,50	0,00	0,40	0,00	0,34	0,38	0,99	0,00	0,00	0,00	56,41	99,02
	Pyrit feinlagig	40,57	0,19	0,00	0,31	0,15	0,00	0,47	0,22	0,29	0,00	57,80	100,00
	Pyrit feinlagig	40,38	0,00	0,00	0,15	0,28	0,07	2,69	0,13	0,12	0,00	56,16	99,98
	Pyrit feinlagig	45,95	0,00	0,00	0,02	0,15	0,29	1,80	0,00	0,00	0,00	52,02	100,03
	Pyrit feinlagig	45,67	0,00	0,46	0,00	0,26	0,00	0,83	0,00	0,09	0,00	52,63	99,94
	Pyrit feinlagig	45,58	0,04	0,00	0,20	0,15	0,00	0,39	0,05	0,25	0,00	53,31	99,97
	Pyrit feinlagig	45,67	0,45	0,06	0,03	0,22	0,16	0,27	0,00	0,00	0,00	53,95	100,81
	Pyrit feinlagig	44,27	0,00	0,13	0,15	0,12	0,28	0,14	0,39	0,22	0,00	53,48	99,18
	Pyrit feinlagig	44,67	0,00	0,00	0,00	0,13	0,25	2,52	0,00	0,00	0,07	52,30	99,94
	Pyrit feinlagig	44,55	0,00	0,00	0,12	0,00	0,32	0,00	0,28	0,26	0,00	54,49	100,02
	Pyrit feinlagig	45,97	0,15	0,00	0,03	0,18	0,00	0,03	0,24	0,27	0,00	53,16	100,03
	Pyrit feinlagig	45,97	0,00	0,00	0,10	0,02	0,00	2,01	0,09	0,00	0,00	52,57	100,76
	Pyrit feinlagig	46,31	0,00	0,00	0,00	0,07	0,09	0,50	0,07	0,09	0,00	53,75	100,88
	Pyrit idioblastisch	43,54	0,08	0,01	0,00	0,15	0,31	0,05	0,09	0,00	0,00	55,80	100,03
	Pyrit idioblastisch	42,08	0,00	0,00	0,58	0,00	0,34	2,82	0,17	0,22	0,01	53,68	99,90
	Pyrit idioblastisch	43,29	0,22	0,00	0,00	0,13	0,48	2,05	0,00	0,00	0,00	53,78	99,95
	Pyrit idioblastisch	45,01	0,00	0,00	0,01	0,14	0,26	0,25	0,00	0,00	0,00	54,29	99,96
	Pyrit idioblastisch	44,91	0,00	0,13	0,00	0,18	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	53,62	98,84
	Pyrit idioblastisch	44,25	0,00	0,00	0,00	0,23	0,44	0,30	0,24	0,00	0,00	54,43	99,89
	Pyrit idioblastisch	44,46	0,00	0,00	0,00	0,04	0,00	0,62	0,13	0,13	0,00	54,42	99,80
	Pyrit idioblastisch	45,27	0,00	0,00	0,15	0,16	0,13	0,16	0,01	0,10	0,00	54,38	100,36
	Pyrit idioblastisch	44,79	0,00	0,35	0,52	0,09	0,03	0,01	0,00	0,15	0,00	54,45	100,39
	Pyrit idioblastisch	45,31	0,07	0,00	0,00	0,00	0,29	0,00	0,14	0,03	0,06	54,14	100,04
	Pyrit idioblastisch	45,01	0,00	0,00	0,18	0,19	0,37	0,16	0,06	0,12	0,00	54,83	100,92
	Pyrit idioblastisch	44,48	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	1,62	0,01	0,09	0,09	53,68	99,97
	Pyrit idioblastisch	44,39	0,20	0,23	0,13	0,21	0,00	0,00	0,00	0,15	0,00	54,22	99,67
	Pyrit idioblastisch	44,83	0,00	0,21	0,42	0,30	0,17	0,23	0,45	0,15	0,00	53,82	100,58
	Pyrit dissiminiert	47,04	0,00	0,00	0,00	0,15	0,11	0,32	0,18	0,49	0,00	53,17	101,46
	Pyrit dissiminiert	45,80	0,05	0,09	0,03	0,19	0,10	0,03	0,41	1,46	0,00	52,57	100,73
	Pyrit dissiminiert	46,16	0,16	0,00	0,00	0,26	0,29	0,99	0,12	0,64	0,00	52,09	100,71
	Pyrit dissiminiert	45,80	0,00	0,40	0,00	0,21	0,02	3,79	0,00	0,00	0,13	50,04	100,39
	Pyrit dissiminiert	45,56	0,00	0,50	0,00	0,12	0,00	0,88	0,23	0,67	0,07	52,07	100,44
Woxi	Pyrit 1 Kern	47,02	0,00	0,00	0,05	0,10	0,00	0,00	0,01	0,00	0,00	52,82	100,00
	Pyrit 1 Rand	46,37	0,00	0,00	0,00	0,25	0,25	3,67	0,17	0,00	0,11	50,40	101,22
	Pyrit 2 Kern	47,30	0,10	0,00	0,04	0,18	0,02	0,46	0,02	0,01	0,00	53,19	101,32
	Pyrit 2 Rand	46,68	0,01	0,08	0,05	0,05	0,18	1,17	0,06	0,11	0,00	52,87	101,26
	Pyrit 3 Kern	47,01	0,00	0,00	0,13	0,07	0,05	1,53	0,20	0,20	0,00	52,32	101,51
	Pyrit 3 Rand	46,44	0,00	0,00	0,06	0,08	0,03	2,84	0,29	0,00	0,00	51,65	101,39
	Pyrit 4 Kern	47,01	0,00	0,00	0,25	0,13	0,03	1,72	0,05	0,00	0,09	52,39	101,67
	Pyrit 4 Rand	46,99	0,00	0,00	0,12	0,20	0,02	2,10	0,00	0,00	0,16	52,14	101,73
	Pyrit 5 Kern	44,33	0,00	0,17	0,00	0,29	0,36	1,01	0,17	0,14	0,00	53,63	100,10
	Pyrit 5 Rand	45,34	0,00	0,03	0,00	0,08	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	54,56	100,01
	Pyrit 6 Kern	42,47	0,00	0,48	0,05	0,00	0,23	2,75	0,00	0,16	0,00	53,99	100,13
Longshan	Pyrit 6 Rand	43,55	0,00	0,00	0,19	0,14	0,00	0,06	0,04	0,31	0,00	55,71	100,00
	Pyrit 7 Kern	46,83	0,07	0,08	0,14	0,03	0,00	1,27	0,02	0,07	0,00	52,56	101,07
	Pyrit 7 Rand innen	46,77	0,12	0,00	0,00	0,00	0,23	1,61	0,00	0,24	0,00	52,52	101,49
	Pyrit 7 Rand außen	46,50	0,07	0,00	0,25	0,14	0,15	0,17	0,11	0,15	0,00	53,31	100,85
	Pyrit 8 Kern	44,92	0,00	0,00	0,16	0,16	0,08	0,05	0,15	0,26	0,00	54,24	100,02
	Pyrit 8 Rand innen	45,29	0,00	0,19	0,00	0,11	0,00	0,21	0,10	0,54	0,00	54,97	101,41
	Pyrit 8 Rand außen	44,71	0,00	0,00	0,21	0,11	0,09	0,50	0,15	0,00	0,01	54,30	100,08
	Pyrit 9 Kern	45,85	0,22	0,23	0,25	0,05	0,12	1,13	0,18	0,08	0,00	52,09	100,20
	Gersdorffit Rand	1,03	23,25	10,91	0,13	0,12	0,11	43,93	0,24	0,06	0,65	20,05	100,48
	Pyrit 10 Kern	46,47	0,20	0,20	0,19	0,29	0,29	0,00	0,11	0,16	0,00	53,49	101,40
	Gersdorffit Rand	1,36	22,00	11,93	0,01	0,00	0,08	44,85	0,39	0,00	0,68	19,93	10

Abb. 55.

Eine Gruppe separierter, sehr unterschiedlich großer Idioblasten in einer Pyrit-Feinschichte.
Vor allem der große Kristall zeigt durch Anlauffarben (Luftätzung) deutlichen Zonarbau. Als Ursache ist ein wechselnder As-Einbau festzustellen.
Pol. Anschliff, 1 Nicol.
Natürl. Größe $3,72 \times 2,48$ mm.

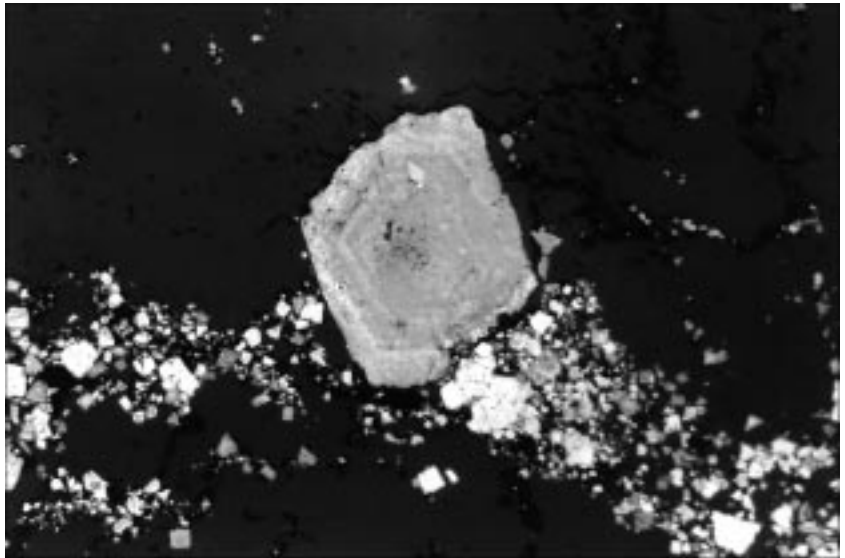


Abb. 56.

Kataklastische Pyrit-Idioblastengruppe einer Feinschichte.
Zonarbau durch Luftätzung sichtbar.
Pol. Anschliff, 1 Nicol.
Natürl. Größe $3,72 \times 2,48$ mm.

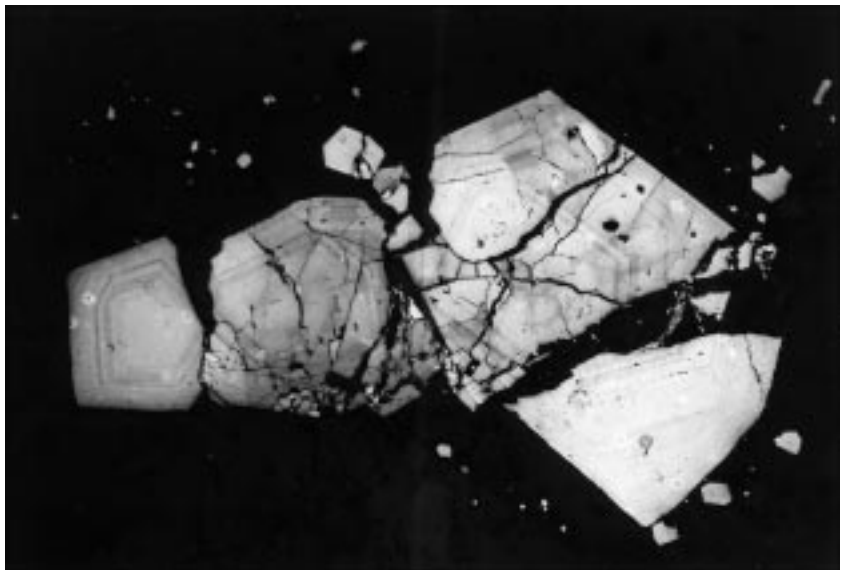
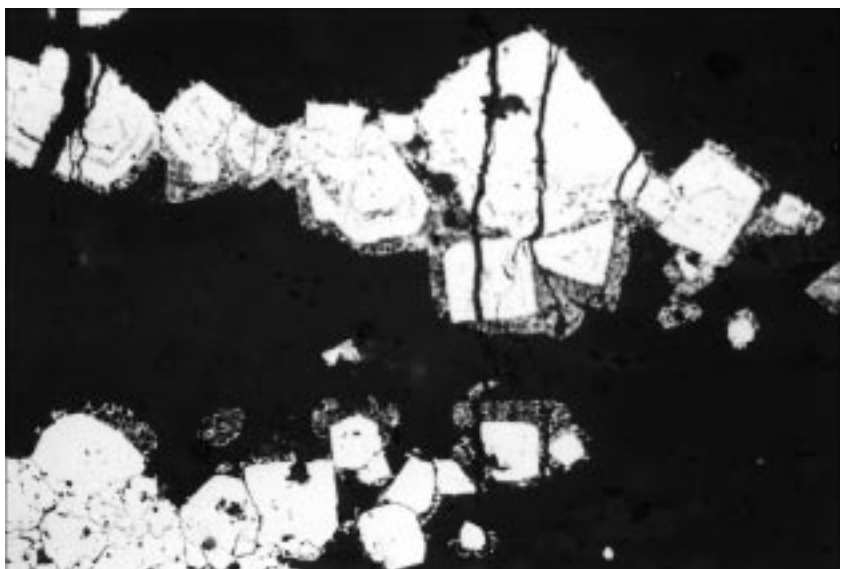


Abb. 57.

Durch Quarzeinschlüsse z.T. zonar gebaute Pyrit-Idioblasten zweier Feinschichten im Quarzit zeigen siebförmige, unscharfe Konturen zu Quarz und Sericit: Wachstumsstationen in der Entwicklung der Pyritkristalle.
Pol. Anschliff, 1 Nicol.
Natürl. Größe $0,93 \times 0,62$ mm.



sedimentären Frühausscheidungen und metamorphogenen Idioblasten in jüngsten Phasen (Abb. 55, 56). Die Konturen sind gewöhnlich glatt und scharf, seltener sind rundkantige Formen und siebförmige Reaktionsgefüge zu den Nachbarkörnern (Abb. 57) sowie noch seltener dendritische Skelettwachstumsformen zu finden. Schichtförmige Aggregatbildungen von Pyrit erreichen in Erzkörpern mitunter mehrere Zentimeter Dicke. Sucht man nach frühen Formen der Entwicklungsreihe, so sind sehr oft Kriställchen in laminarer, manchmal auch raumrhythmischer Folge des mikro- und kryptokristallinen Bereiches zu nennen.

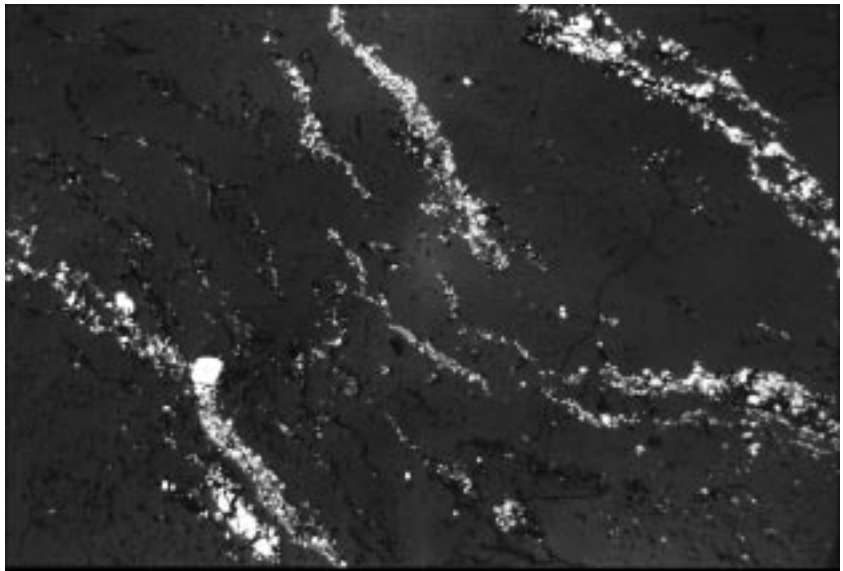
Pyrit repräsentiert mit seinem feinschichtigen Angebot von Einzelkriställchen und dünnen Aggregatlagen den syngedimentären bis metamorphogenen Werdegang nicht nur des Nebengesteins, sondern auch des Erzträgergesteins und der Erzlager (Abb. 58). Somit leiten die

Abb. 58.
Gefaltete Pyrit-Feinschichten in metamorphem Lagerbau in Sericit-Rutil-hältigem Quarzit des Erzlagers 2.

Die mikrokristallinen Pyritkriställchen liegen noch in fast ursprünglicher Anlagerungsposition des Sedimentes. Vereinzelte Idioblasten jüngerer Generation. Pyrit: weiß, Quarz: dunkelgrau, Sericit: schwarz.

Pol. Anschliff, 1 Nicol.

Natürl. Größe 0,12 × 0,8 mm.



laminiierten Pyritausscheidungen aus der Sedimentabfolge in die Abfolge der Erzkörper kontinuierlich-schichtig über. Sie bilden mit dem Auftritt als feinschichtiges Parallelgefüge, mit Schrägschichtung, Diskordanzen, polaren und geopetalen Gefügen und syndiagenetischen Verformungen den idealen Wegweiser für die Deutungsmöglichkeiten der Erzkörper, deren Paragenese bei genetischen Erörterungen wesentlich größere Schwierigkeiten mit sich bringen.

Mitunter sind die idiomorphen Pyritkriställchen zonar gebaut, was in länger gelagerten Polituren durch unterschiedliche Anlauffarben zur Geltung kommt (Abb. 55, 56). Durch Mikrosondeanalysen konnte nachgewiesen werden, dass es sich dabei um zonar wechselnde As-Gehalte handelt. Durch diese Analysen fielen uns As-arme Kerne und As-reiche Säume auf (Tab. 1; Abb. 57). Aber auch As-reichere Kerne und entsprechend As-ärmere Randpartien wurden festgestellt. Im Falle mehrerer sichtbarer Wachstumsstadien ist auch ein mehrmaliger Wechsel im As-Gehalt nachweisbar.

In seltenen Fällen wird Pyrit von einer Co-Gersdorffit-Phase umkrustet. Zu diesem Problem wird in Teil 5.7.3.1.15. berichtet.

Bemerkenswert sind zum Teil As-Gehalte, die bis zu 4,98 Gew.-% reichen (Abb. 60). Weiters fallen Te-Gehalte bis max. 1,46 Gew.-% (Tab. 1) sowie Au-Gehalte bis max. 0,48 Gew.-% (Abb. 61), Ag bis max. 0,44 Gew.-% (Tab. 1) und schließlich Ni bis 0,50 (Abb. 62) und Co bis 0,45 Gew.-% auf (Abb. 63). Die hohen Au- und Ag-Gehalte sind zweifellos nicht auf diadochen Einbau in Gitterpositionen, sondern wohl auf submikroskopische Mineraleinschlüsse zurückzuführen. Pyrit gilt in dieser Lagerstätte als wichtigster Goldträger. MOELLER & KERSTEN (1994) beleuchten das Thema der Au-Akkumulation an Pyrit, Arsenkies und Kupferkies auf Grund von elektrochemischen Experimenten.

Optisch bestimmbare und zonar angeordnete Mineraleinschlüsse bestehen überwiegend aus Sericit und Quarz

Abb. 60.
As-Gehalte in Pyrit
(max. 4,98 Gew.-%, Tab. 1).

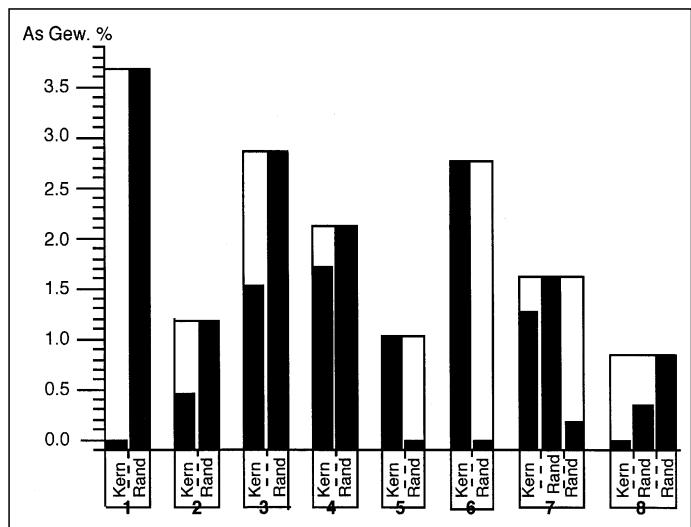


Abb. 59.
Schematisierte As-Verteilung in zonaren Pyriten.
Analysen 1–8 in Tab. 1.

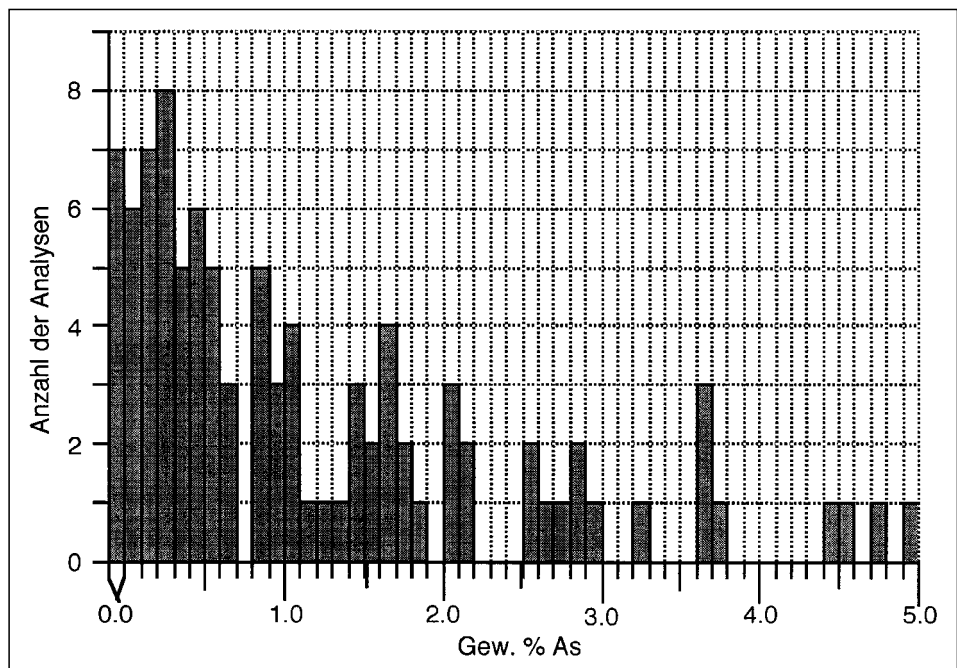


Abb. 61.
Au-Gehalte im Pyrit
(max. 0,48 Gew.-%, Tab. 1).

der krypto- bis mikrokristallinen Korngrößen. Seltener sind andere, ungeordnete Einschlüsse, z.B. Antimonit, Tetraedrit, Kupferkies und ged. Gold. Eine genetisch wichtige Form des Interngefüges ist das *si*-Gefüge (*s*-intern), am besten repräsentiert durch formge-regelte Sericitschüppchen (Abb. 64, 65, 66).

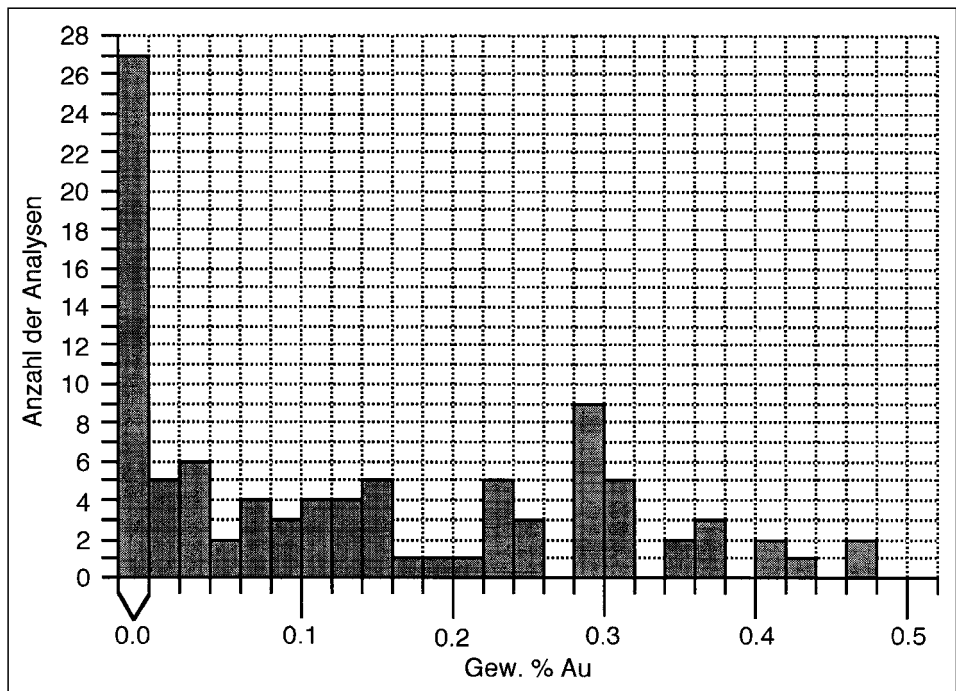
Auch der Pyrit selbst tritt in anderen Erzparagenesen als Interngefüge (*si*) auf, meist in feinlagiger Anordnung.

Die generell häufigste Gefügeform der Pyritanreicherung ist die des Feinlagenbaues mit vielen typischen Varianten sedimentärer authigener Anlagerung. Der Vorgang dieser Pyritanlagerung dürfte ein kombiniert chemischer und mechanischer gewesen sein. Keimbildung und chemische Anlagerung der Bausteine an das Kristallgitter, im Weiteren infolge Einwirkung des Erdschwerefeldes Platznahme der Kriställchen an freien Sedimentbauzonen oder im Nahbereich derselben innerhalb des Schlammmediums, somit also synsedimentäre Vorgänge im weiteren Sinne.

Die mikroskopische Beurteilung des Materials führt zur Annahme, dass zumindest drei Generationen von Pyrit-Kristallisationsphasen vorliegen müssten:

Seltene *ss*-parallele feinst-krustenförmige Aggregate z.B. im Erzkörper V4 bzw. in dessen Nebengesteinsanteilen könnten auf die pseudomorphe in situ-Vererzung eines Bioreliktes, etwa Algen, Bakterien? zurückzuführen sein (Abb. 20). Kryptokristalline Pyrit-Hexaeder mit Ausmaßen von <1–4 µm in Feinschichten des Sedimentes sowie der Erzlagere angereichert, halten wir für die ältesten erhaltenen Pyritgefüge. Diese Kristallite dürften mit ihrer ursprünglichen Kristallform die Metamorphosen überdauert haben.

Zur ältesten, ersten Kristallgeneration zählen aber auch die frühdiagenetischen Idio-blasten. Die chemisch-zonaren Kornaufbaue ohne detritische Interngefüge zählen sehr wahrscheinlich zu den sehr frühen Ausscheidungen, die im sedimentären Milieu einem Stoffwechsel im Kristallaufbau



unterlagen. Hingegen lassen die Interngefüge, insbesondere die *s*-förmigen Interngefüge (*si*), den sicheren Schluss zu, dass während des Wachstums ein umgebendes mineralisches Medium vorhanden war. Am häufigsten sind aus dieser Pelitmatrix die lagig geregelten Sericitblättchen unter Beibehaltung ihrer im Pelit bereits existierenden *ss*-Fläche übernommen worden. Wir beachten aber auch die Möglichkeit der Porphyroblastenbildung in postdiagenetisch-metamorphogenen Phasen der Gesteins-umbildung.

Zonares Pyrit-Interngefüge (*si*) im Kern und reine, einschlossfreie Randzonen von Blasten dokumentieren einen mehrphasigen Wachstumsvorgang. Und siebförmige bzw. dendritische Reaktionsgefüge mit komplizierten Konturen zu Quarz u.a. Neubildungen sprechen für metamorphogen ausgelöstes Kristallwachstum. Diffundierende Fluide konnten zur Sprossung neuer Kristalle sowie

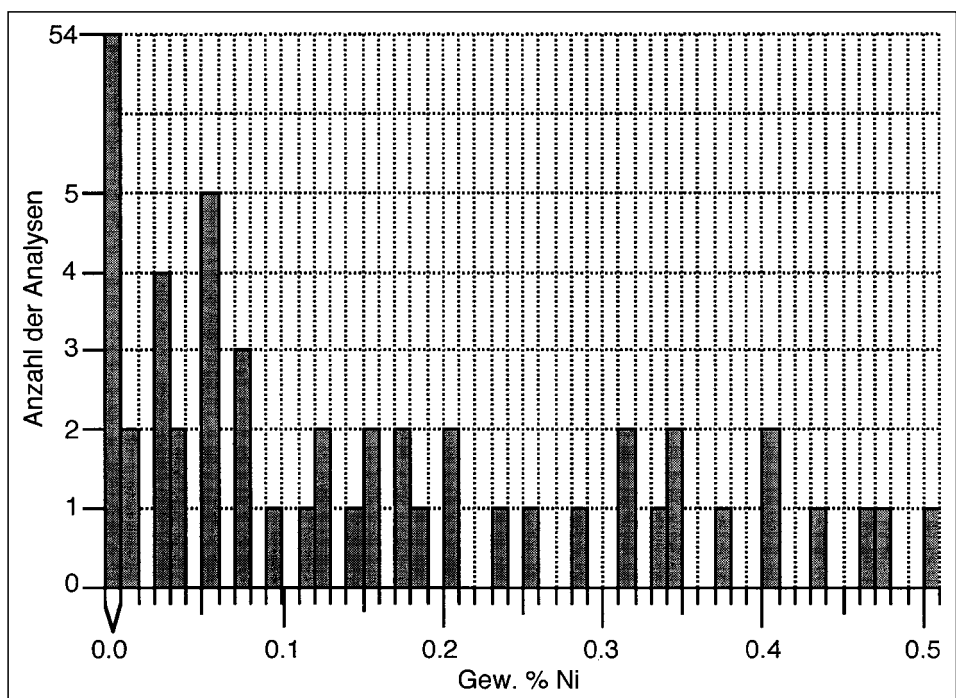


Abb. 62.
Ni-Gehalte im Pyrit
(max. 0,50 Gew.-%, Tab. 1).

Abb. 63.
Co-Gehalte im Pyrit
(max. 45 Gew.-%, Tab. 1).

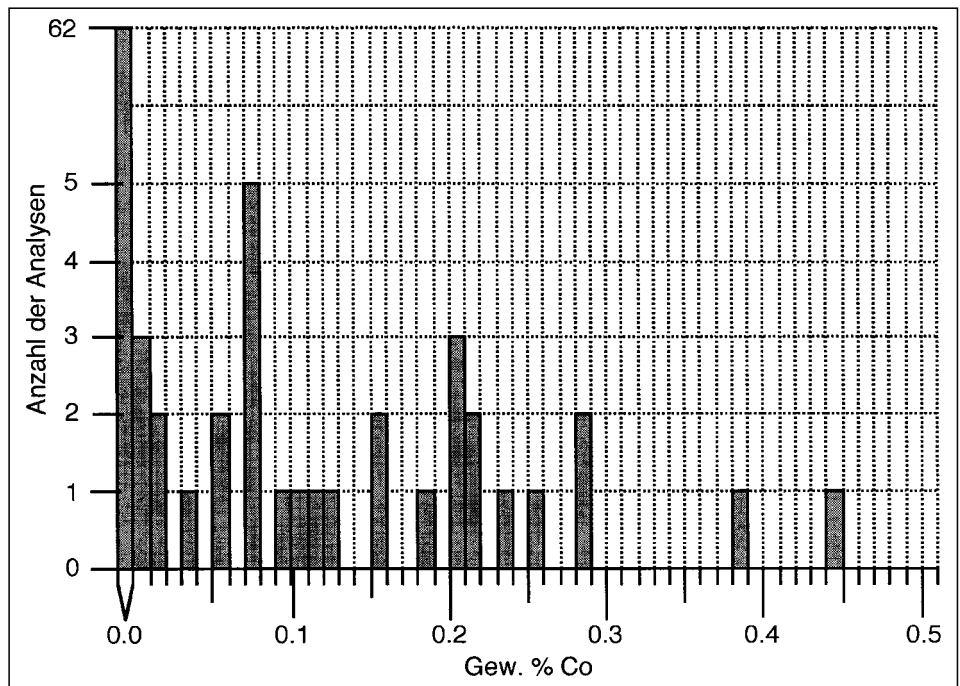


Abb. 64.
Pyritidioblast mit Einschlusssieb aus Quarz, Sericit
(schwarz) und Tetraedrit (grau). Schwaches *si*-Ge-
füge durch Sericitblättchen.
Pol. Anschliff, 1 Nicol.
Natürl. Größe $1,41 \times 1,09$ mm.

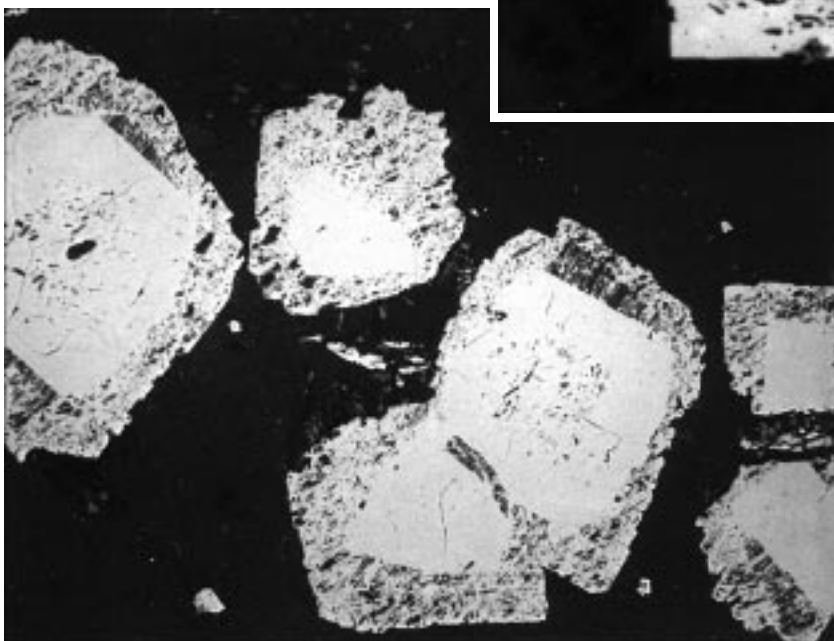
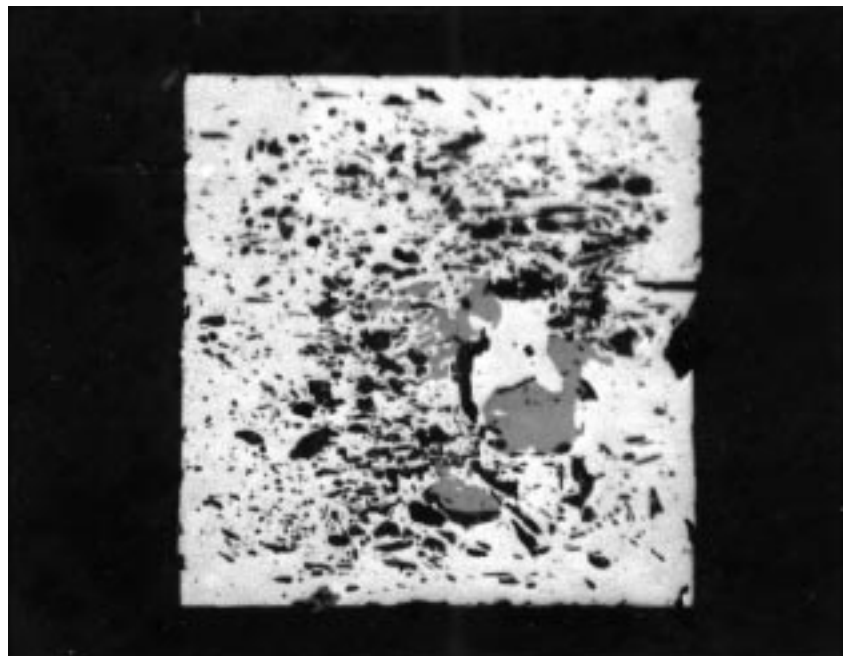


Abb. 65.
Zonare Pyritidioblasten, z.T. mit Interngefüge im
Kern und starker Verunreinigung der Anwachs-
säume durch deutliches Sericit-Quarz-*si*-Gefüge.
Pol. Anschliff, 1 Nicol.
Natürl. Größe $0,93 \times 0,66$ mm.

Abb. 66.

Zonarer Pyritidioblast mit *si*-Gefüge als Relikt der umgebenden Matrix: Sericit, Quarz, Rutil verschiedener Genese.

Begleitgestein im Erzlager V4 (26. Lauf). Pyrit: weiß, Rutil: grau, Sericit: schwarzgrau, Quarz: schwarz.

Pol. Anschliff, 1 Nicol.

Natürl. Größe $0,24 \times 0,16$ mm.

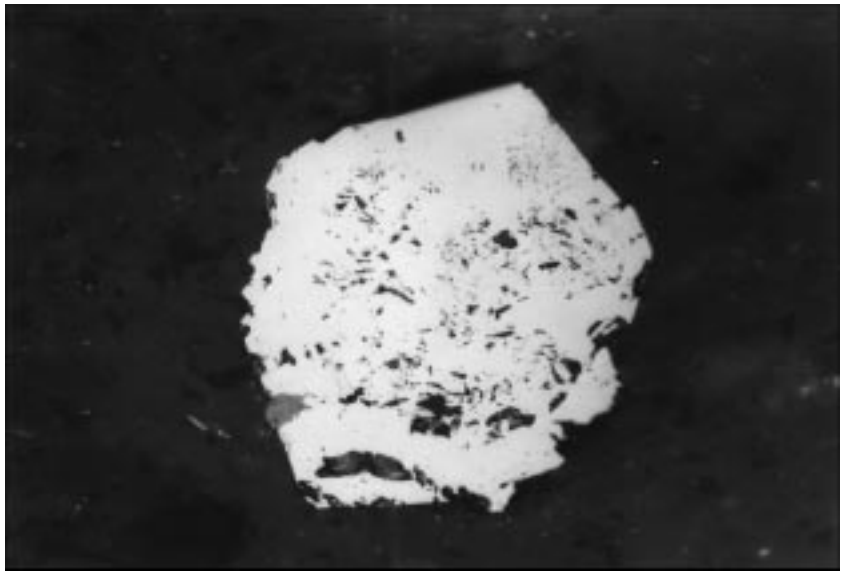
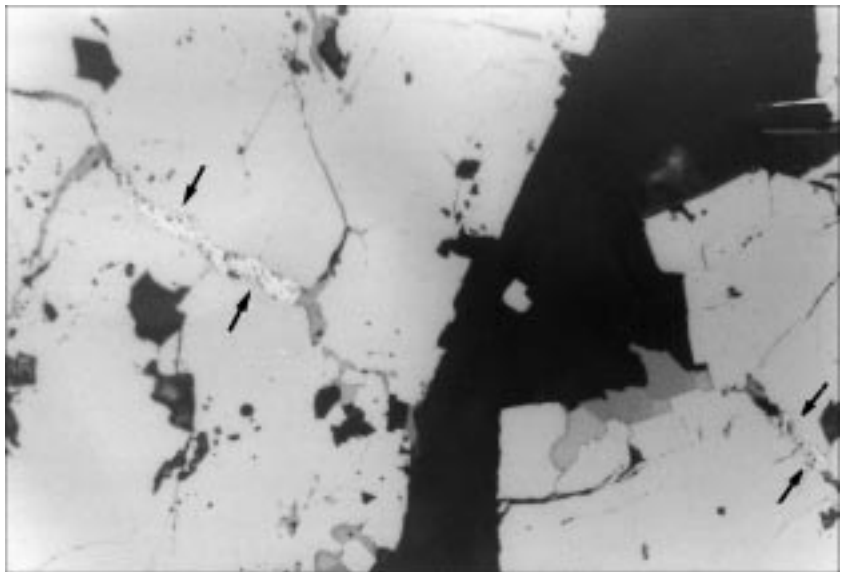


Abb. 67.

Teilweise kataklastisches Pyritaggregat (grauweiß) mit Fugenkristallisationen von ged. Gold (Pfeil), Antimonit (weißgrau) und Quarz (grauschwarz).

Pol. Anschliff, 1 Nicol.

Natürl. Größe $0,24 \times 0,16$ mm.



zum Weiterwachsen älterer Kristalle, vor allem in Vergesellschaftung mit grobkristallinem Quarz und Antimonit führen (Abb. 65).

In mechanisch beanspruchten Teilbereichen ist die Kataklastik der Pyritkristalle und Aggregate auffallend, wovon vor allem große, mittlere und dichtkörnige Kristallite betroffen sind. Zum Teil ist die Zerbrechung nach der (100)-Spaltbarkeit ausgerichtet. Als Zementierung der Mikrofugen im Nebengesteinsmilieu und im Erzträgergestein tritt Quarz, daneben Calcit oder Ankerit in Erscheinung. In den Erzlagern hingegen besteht die Verheilung der Haarrisse darüber hinaus häufig aus Antimonit, auch Scheelit, gelegentlich aus Baryt, Apatit und ged. Gold (Abb. 67). Diese zementierenden Minerale sind grundsätzlich im Nahbereich vorhanden, woraus eine Mobilisierung aus dem unmittelbar umgebenden Mineralbestand ableitbar ist.

Pyrit selbst zeigt gelegentlich im Nahbereich von Erzkörpern in alterierten Nebengesteinen belteropore Platznahme in Form von „freier“ Internkristallisation in Fugen mit reinen, feinkörnig-hypidiomorphen und -idiomorphen Kristallen. Eine Mobilisierung von Pyrit mit wegsamkeitsbedingter Stoffabfuhr in einem laminierten Sediment mit Arsenkies, Quarz, Sericit, Karbonat kommt mikro- und makroskopisch durch eine Entfärbung zur Geltung.

Neben fixer Konturenbildung im Kontakt mit dem Nachbargefüge wurden nur relativ selten Korrosionen an Begrenzungsflächen des Pyrits, u.zw. hauptsächlich durch Antimonit, in wenigen beobachteten Fällen auch durch Tetraedrit identifiziert.

5.7.3.1.2.

Arsenkies FeAsS

Noch mehr als Pyrit ist der Arsenopyrit als „sesshaftes“, chemisch reaktionsträges und mechanisch wenig bewegliches Erzmineral bekannt. Er eignet sich deshalb auch besonders bei der Suche nach primären Erscheinungsspuren. Außerdem stellt er viel mehr als der Pyrit ein echtes Fremdmineral in der Erzparagenese dar, denn er tritt so gut wie ausschließlich in den Erzlagern und in deren unmittelbaren Trägergesteinen auf (Abb. 68).

Weit überwiegend sind flach-pseudooktaedrische Einzelkomponenten, gelegentlich auch Zwillinge (Abb. 69) entwickelt, die meist mit offenem Teilgefüge in Feinschichten gelagert sind. Damit ergibt sich eine, der Pyritanreicherung ähnliche Gefügefazies der Erstanlagerung. Teils erscheinen diese beiden Erzminerale gemeinsam laminar, mit typischem Sedimentgefüge, manchmal mit Verwachsung, teils liegen beide auch feinschichtig getrennt voneinander vor. Aber Arsenkies ist sehr viel seltener.

Die Kriställchengröße unserer Erzproben liegt zwischen $0,01 \times 0,015$, $0,05 \times 0,16$ und $0,02 \times 0,18$ mm, also im Bereich dichtkörniger, fein- bis feinkörniger Klassen, wie Pyrit. Auch Zonarbau und Kataklastik entsprechen bei gemeinsamem Auftreten dem Pyrit. Die bei Pyrit zahlreichen

Abb. 68.
Idiomorphe Arsenkies-Kriställchen (weiß) feinlagig
im Erzquarzit von Yuershan.
Pol. Anschliff, 1 Nicol.
Natürl. Größe 1,87 × 1,33 mm.

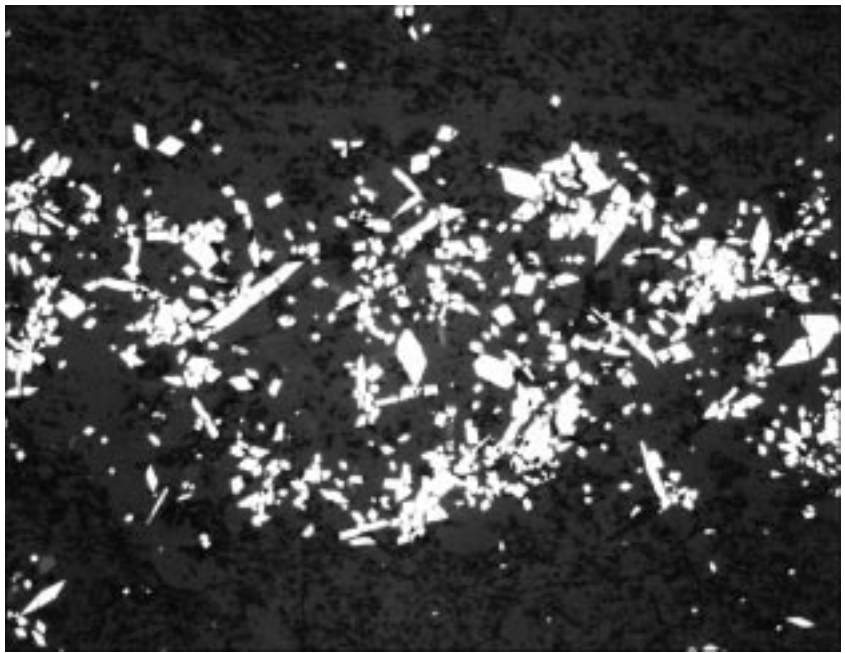
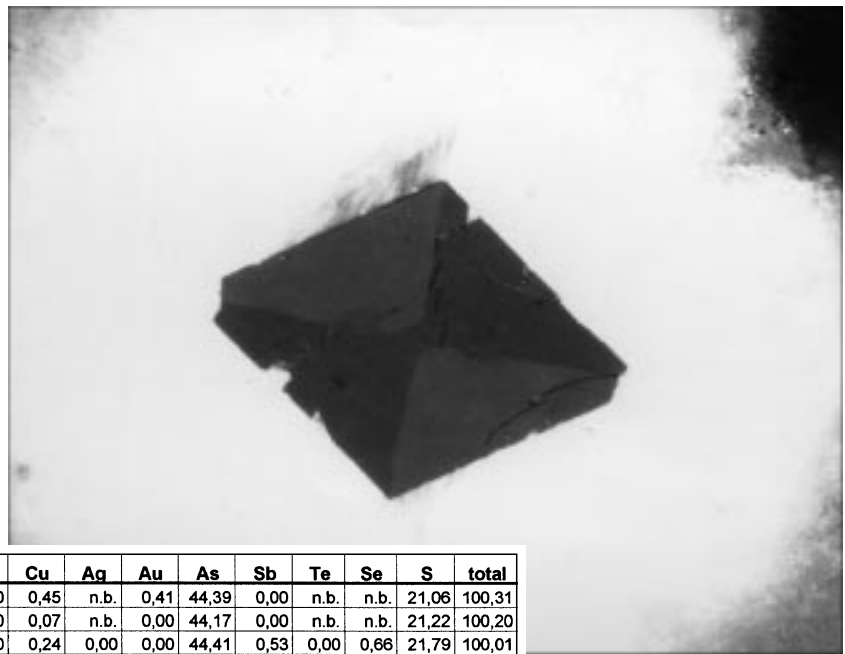


Abb. 69.
Arsenkies mit mimetischem Zwillingsbau („Sand-
uhr-Struktur“) aus vier Individuen.
Pol. Anschliff, 1 Nicol.
Natürl. Größe 0,59 × 0,32 mm.

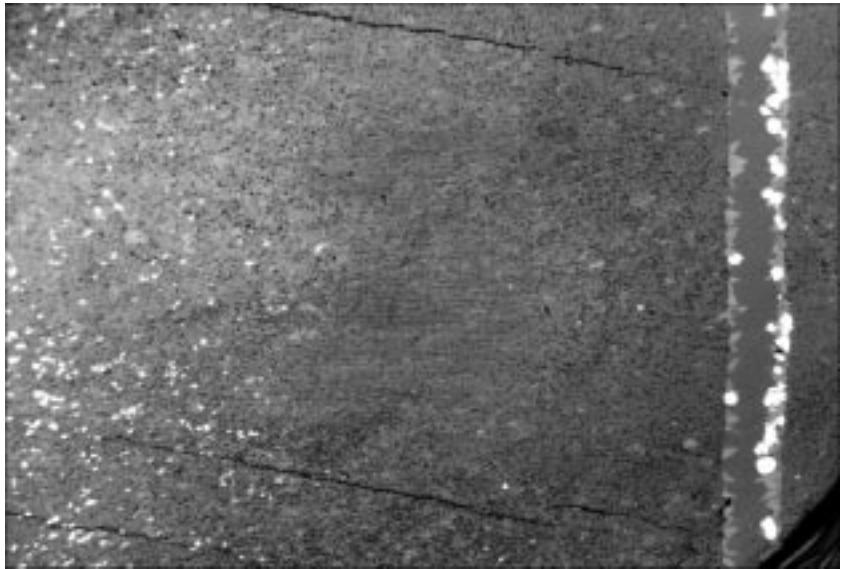


Lagerstätte	Beschreibung	Fe	Co	Ni	Cu	Ag	Au	As	Sb	Te	Se	S	total
Woxi	Arsenkies in Scheelit	33,88	0,12	0,00	0,45	n.b.	0,41	44,39	0,00	n.b.	n.b.	21,06	100,31
	Arsenkies in Scheelit	34,74	0,00	0,00	0,07	n.b.	0,00	44,17	0,00	n.b.	n.b.	21,22	100,20
	Arsenkies mit Pyrit	32,38	0,00	0,00	0,24	0,00	0,00	44,41	0,53	0,00	0,66	21,79	100,01
	Arsenkies mit Pyrit	32,04	0,00	0,36	0,13	0,03	0,07	45,59	0,28	0,11	0,76	21,70	101,07
	Arsenkies mit Pyrit	31,21	0,00	0,29	0,06	n.b.	0,21	46,33	0,27	n.b.	n.b.	21,49	99,86
	Arsenkies mit Pyrit	32,69	0,08	0,00	0,12	n.b.	0,09	45,36	0,40	n.b.	n.b.	21,31	100,05
	Arsenkies mit Pyrit	33,08	0,11	0,15	0,33	n.b.	0,00	45,33	0,16	n.b.	n.b.	20,73	99,89
Longshan	Arsenkies idioblastisch	30,82	0,01	0,09	0,00	0,05	2,41	45,07	0,17	n.b.	n.b.	20,64	99,26
	Arsenkies	32,01	0,06	0,02	0,07	0,00	0,00	45,70	0,19	n.b.	n.b.	20,44	98,49
	Arsenkies	30,91	0,00	0,09	0,15	0,00	1,49	44,73	0,00	n.b.	n.b.	19,79	97,16
	Arsenkies	31,72	0,00	0,15	0,14	0,00	0,51	45,50	0,32	n.b.	n.b.	20,49	98,83
	Arsenkies idioblastisch	31,56	0,01	0,25	0,22	0,00	0,79	45,56	0,24	n.b.	n.b.	20,43	99,06
	Arsenkies in Wollframit	30,81	0,06	0,42	0,09	0,00	1,53	44,42	0,03	n.b.	n.b.	21,04	98,40
	Arsenkies kataklatisch	32,02	0,00	0,00	0,00	0,00	0,30	45,49	0,12	n.b.	n.b.	20,60	98,53
	Arsenkies in Pyrit	33,60	0,28	0,28	0,03	0,00	0,00	45,24	0,12	n.b.	n.b.	21,46	101,01
	Arsenkies kataklatisch	32,21	0,12	0,23	0,00	0,00	0,00	43,91	0,19	n.b.	n.b.	21,32	97,98
	Arsenkies kataklatisch	33,07	0,11	0,18	0,01	0,00	0,42	45,96	0,04	n.b.	n.b.	20,90	100,69
	Arsenkies kataklatisch	33,03	0,12	0,00	0,17	0,00	0,00	45,32	0,03	n.b.	n.b.	20,76	99,43
	Arsenkies kataklatisch	32,59	0,04	0,14	0,13	0,00	0,00	44,92	0,00	n.b.	n.b.	20,77	98,59
	Arsenkies kataklatisch	32,14	0,07	0,31	0,00	0,00	0,00	43,45	0,32	n.b.	n.b.	21,17	97,46
	Arsenkies kataklatisch	33,51	0,05	0,02	0,00	0,00	0,00	44,42	0,23	n.b.	n.b.	21,11	99,34
	Arsenkies idioblastisch	32,31	0,00	0,28	0,03	0,00	2,28	44,95	0,05	n.b.	n.b.	20,60	100,50
	Arsenkies idioblastisch	32,53	0,13	0,00	0,00	0,00	2,08	43,98	0,13	n.b.	n.b.	21,50	100,35
	Arsenkies idioblastisch	32,18	0,00	0,13	0,00	0,00	0,00	45,03	0,00	n.b.	n.b.	20,18	97,52
	Arsenkies	32,83	0,21	0,05	0,00	0,00	0,34	45,70	0,23	n.b.	n.b.	21,75	101,11
	Arsenkies	32,90	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	44,81	0,04	n.b.	n.b.	21,03	98,78
	Arsenkies	32,99	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	45,11	0,20	n.b.	n.b.	20,64	98,94
	Arsenkies	32,77	0,00	0,15	0,16	0,00	0,00	44,99	0,03	n.b.	n.b.	20,31	98,41

Tab. 2.
Mikrosondeanalysen von Arsen-
kies der Lagerstätten Woxi und
Longshan.
Elementgehalte in Gew.-%; n.b. =
nicht bestimmt.

Abb. 70.

Mobilisation von Pyrit und Arsenkies (weiß, ss horizontal) mit Abwanderung des Fe aus dem Fugenbereich (Bleichungszone parallel zur Fuge). ss-diskordante Zerrfuge (rechts, vertikal) wandständig auskristallisiert mit Ankerit (grau), Pyrit (weiß) und Quarz (schwarzgrau). Pol. Anschliff, 1 Nicol. Natürl. Größe 9,33 × 6,22 mm.



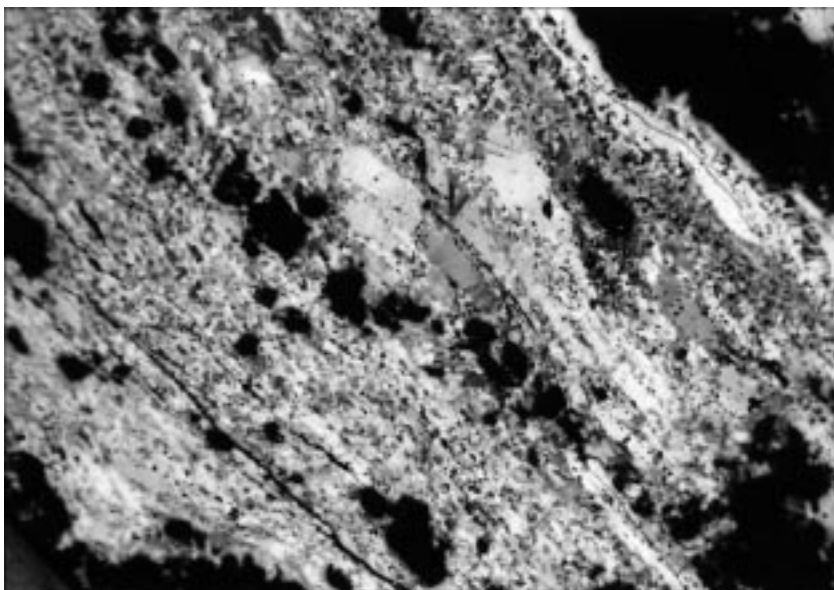
Internegefüge sind bei Arsenkies nicht entwickelt. Aber der Arsenkies selbst bildet Internegefüge vom Typ *si*, z.B. in Quarz und Antimonit. Bemerkenswert ist auch, dass in einem Befund mit Mobilisation und Stoffwanderung von den Teilgefügen Quarz, Dolomit, Ankerit, Pyrit, Arsenkies, zwar beide Sulfide abwandern, aber der Arsenkies als einziger der Paragenese in den neu auskristallisierten Fugenaggregaten nicht vertreten ist (Abb. 70).

Arsenkies ist ebenso wie Pyrit Goldträger in der Lagerstätte. Der Nachweis liegt zumindest für den submikroskopischen Bereich vor (Tab. 2). Die Werte liegen ähnlich wie bei Pyrit. Interessante Erklärungen über die Goldbindung in einigen Sulfidmineralen geben MOELLER & KERSTEN (1994). Die Sb-Werte der analysierten Proben liegen zwischen 0 und 0,53 Gew.-%.

Dieses relativ seltene Erzmineral ermöglicht ebenso wie Pyrit auf der Suche nach Spuren alter Reliktgefüge in den Antimon- und Scheelit-Anreicherungen trotz völlig anderer Korngefügereaktionen wertvolle Aussagen. Arsenkies zeigt also die teilweise Erhaltung der primären Gefügefazies, teilweise mechanisch unversehrt oder syndiagenetisch charakteristisch verformt.

5.7.3.1.3. Antimonit Sb_2S_3

Im Vergleich zu Arsenkies und Pyrit verhält sich der mengenmäßig in der Lagerstätte Woxi dominierende Antimonit als Gefügepartner erwartungsgemäß völlig konträr. Dieses sehr weiche, mechanisch und chemisch mobile Erzmineral bildet auch zufolge seiner formanisot-



tropen spießigen und nadeligen Kristalle ausgeprägt flächige und lineare Korngefüge mit scharfer Tektonitregulung. Die sehr vollkommene Spaltbarkeit und Translatierbarkeit nach (010) und die Druckzwillingslamellierung durch einfache Schiebung fördern die Deformationsbereitschaft ganz enorm. Das kommt in bruchlosen Zergleitungen nach Schieferungsflächen in der Gestaltung von Scher- und Biegegleitfalten in mannigfacher Weise zum Ausdruck. Massige stratiforme Antimonit-Erzbänke mit praktisch monomineralisch geschlossenem kristallinem Gefüge erreichen eine Mächtigkeit von etwa 1,50 m (Abb. 37).

Die Korngrößen schwanken allgemein enorm, allerdings bestehen in den einzelnen Feinlagen der Schichtung meist einheitliche Größen der Kristallite (Abb. 71). Kleinste erhaltene Antimonitkomponenten im geschlossenen Gefüge dichter feinlagiger Packung liegen im mikrokristallinen Bereich, durchschnittlich z.B. mit 10×5, 14×8 µm. Ob diese tatsächlich die erste, ursächliche Kristallbildung repräsentieren bleibt offen. Es könnte ein noch älteres Vorgängerstadium als kristallisierte Phase gefunden werden und natürlich muss die Keimbildungsphase mit den ersten Akkumulationen der Gitterbausteine vorangegangen sein. Die größten Kristallite erreichen in unserem Probenmaterial mit Xenoblasten den grobkörnigen Bereich mit z.B. 6×2,5; 3×3,5; 2×0,25 mm (Abb. 72, 73). Aber dies entspricht sicher nicht der maximalen Größe von Antimonitkristallen dieser Lagerstätte.

Die Frage nach den ursprünglichen und noch erhaltenen Reliktgefügen ist nur mit Vorsicht zu beantworten und nicht etwa allein durch die Korngröße zu beurteilen. Bekanntlich reagieren kristalline Medien

Abb. 71.

Antimonit-Tektonit mit Feinlagenbau durch wechselnde Korngrößen und Kornformen. Die Schieferung des Korngefüges (im Bilde diagonal) entspricht der ursächlichen Schichtung des Erzsedimentes, welche durch junge Quarzkristallite in „alter Position“ auch nach der Verschiebung stofflich noch erhalten ist. Quarz: schwarz; Antimonit: je nach Lage der Kristallite grauweiß bis grauschwarz. Pol. Anschliff, Nicols ×. Natürl. Größe 9,33 × 6,22 mm.

Abb. 72.

Kristalliner Antimonit-Feinlagenbau (diagonal) mit lamellierten und undulösen Xenoblasten zwischen mikrokristallinen Antimonitlaminae.

Schwache postkristalline Verbiegung der Antimonitlamellen durch Quarz-Hindernisse im Zuge der Verschieferung.

Quarz: schwarz; Antimonit: grauweiß bis grau-schwarz.

Pol. Anschliff, Nicols $\times$.

Natürl. Größe 3,72 $\times$ 2,48 mm.

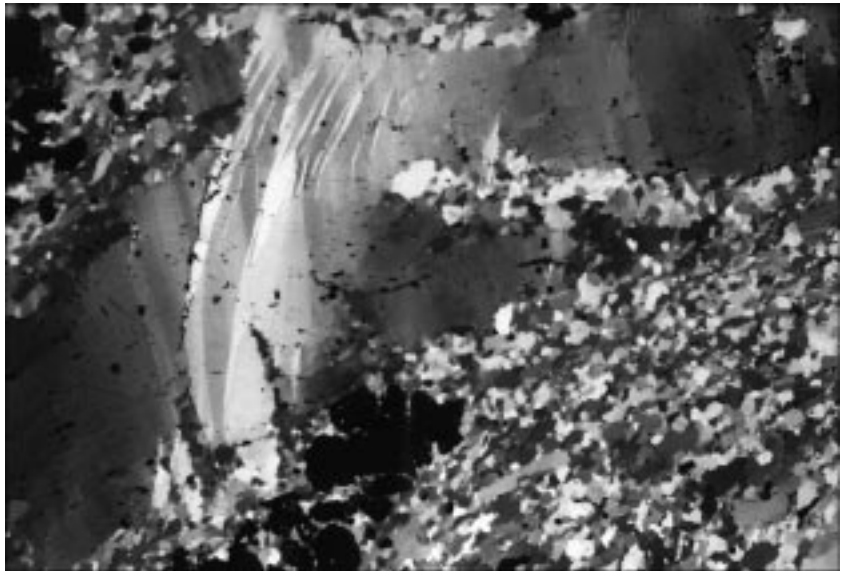


Abb. 73.

Dichtkörniges Antimonit-Rekristallisationsgefüge in postkristallin abermals deformiertem Antimonit-Xenoblasten mit undulös auslöschenden Subindividuen.

Junge Quarzkristallite: schwarz; Antimonit: grau-weiß bis schwarzgrau.

Pol. Anschliff, Nicols $\times$.

Natürl. Größe 9,33 $\times$ 6,22 mm.

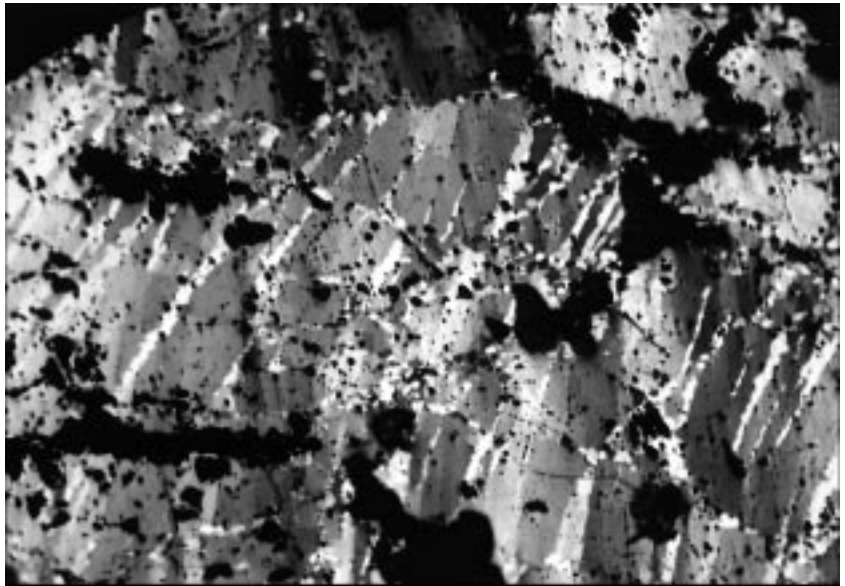
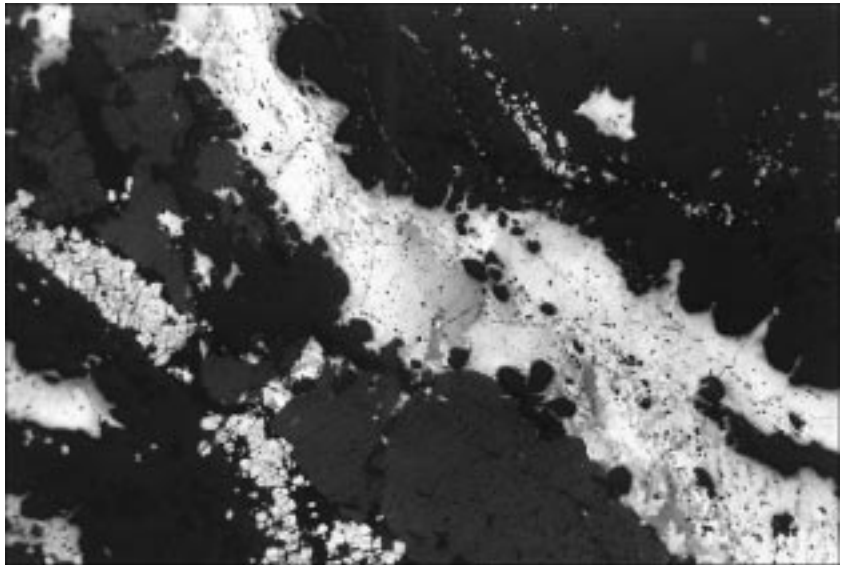


Abb. 74.

Der kristalline Feinlagenbau (diagonal) mit Quarz (schwarz), Scheelit (dunkelgrau), Antimonit (grau-weiß bis weißgrau), Pyrit (grauweiß, links unten und rechts oben) deckt sich mit dem Lagenbau des Schichterzkörpers und der Schichtung des Metasedimentes.

Pol. Anschliff, 1 Nicol.

Natürl. Größe 9,33 $\times$ 6,22 mm.



nach Gitterbeschädigung infolge Deformation mit Rekristallisation, die wieder ein unbeschädigtes Kristallgitter bringt (Abb. 73). In unserem speziellen Fall sind in diesem Zusammenhang vor allem Antimonit und Quarz zu beachten, welche mit Rekristallisationen zu mikro- bis feinkörnigem Gefüge reagierten. Dem versierten Petrographen sollten dabei keine Verwechslungen unterlaufen.

Die Rekristallisationsprodukte in den verschiedenen Scherungsflächen (z.B. s_1 , s_2 , s_3 usw.) und in Mylonitzonen weisen eine Kornfeinheit von etwa 0,01–0,06; 0,05–0,1; 0,03–0,04 mm auf, liegen also ähnlich wie die der teilweise in Laminae noch erhaltenen

alten Reliktgefüge. Es fällt auf, dass statistisch gesehen die Rekristallitate im Allgemeinen keine postkristalline Gitterdeformation etwa durch Druckzwillingbildung oder undulöse Auslöschung erkennen lassen.

Abb. 75.
Lamellierte Antimonit-Xenoblasten in dicht- bis feinkörnigem Antimonit-Tektonit. Schieferung (horizontal) durch gelängte Antimonitkomponenten und Quarzaggregate angedeutet.
Pol. Anschliff, 1 Nicol.
Natürl. Größe $1,87 \times 1,25$ mm.

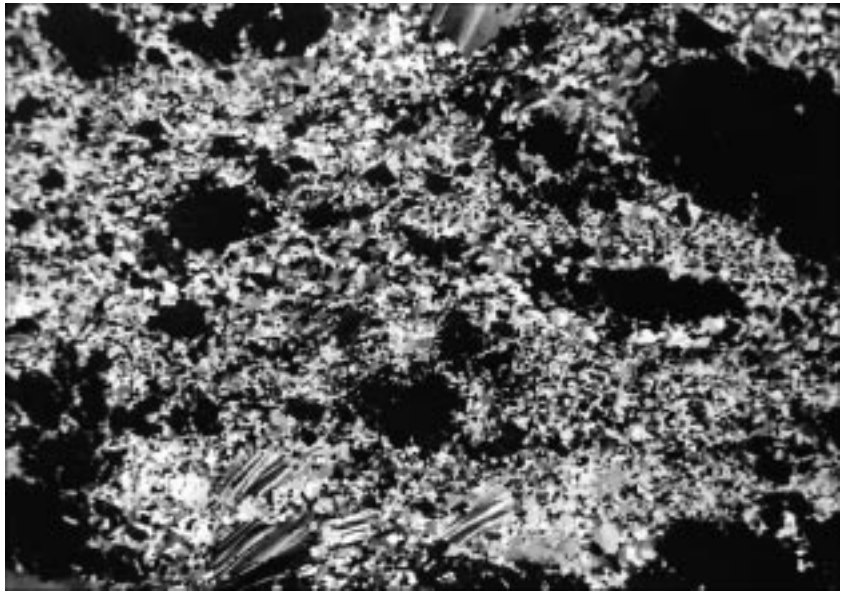


Abb. 76.
Metamorphes Antimonit-Quarz-Kristallinat junger Generationen.
Postkristallin deformiertes Antimonitgefüge (grau-weiß bis schwarzgrau) zwischen Quarzit-Hindernissen (schwarz). Deutliche intragranulare Regelung der Kristallite im geschlossenen Antimonitgefüge mit Verbiegung gelängter Körner (besonders in Bildmitte bis rechts oben).
Pol. Anschliff, Nicols $\times$.
Natürl. Größe $9,33 \times 6,22$ mm.

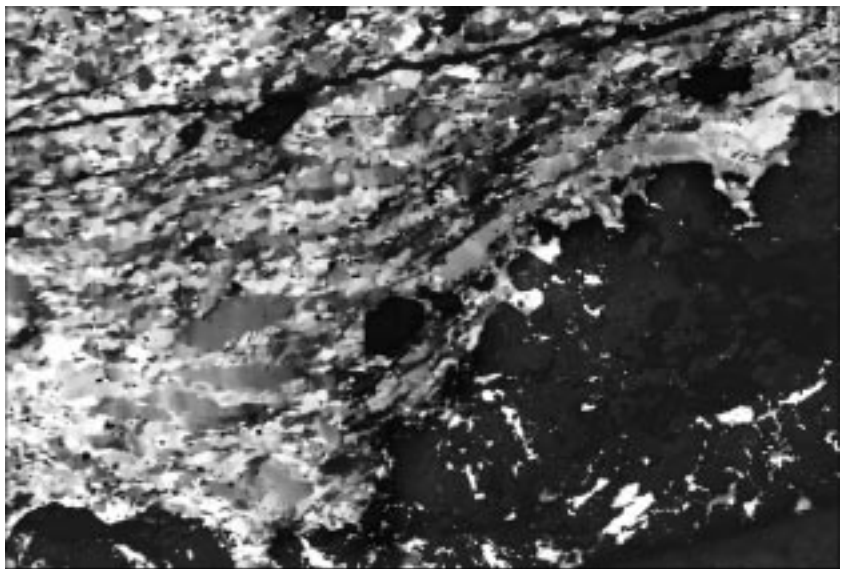
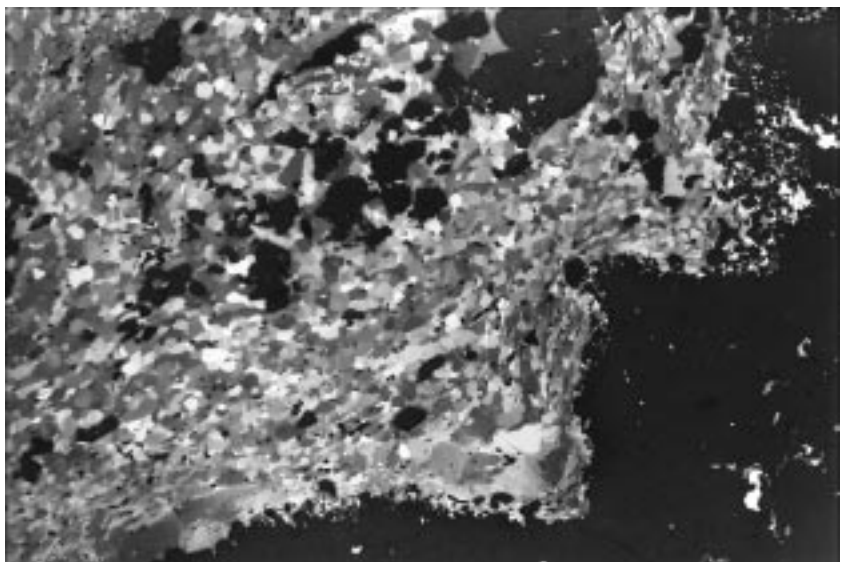


Abb. 77.
Postkristallin gefälteles Quarz-Antimonit-Gefüge jüngerer Kristallgenerationen mit teilweiser Verbiegung von Antimonitkristallen und teilweiser Rekristallisation.
Die durch Quarzkörner (links oben), Quarzitaggregate (rechts unten) und gelängte Antimonitkomponenten angedeutete Schieferungsfläche entspricht lagemäßig (diagonal links unten - rechts oben) außerhalb des Bildes der allgemeinen Schieferung und dem relikten Schichtenaufbau des Erzkörpers.
Pol. Anschliff, Nicols $\times$.
Natürl. Größe $9,33 \times 6,22$ mm.



Die Gefügepartner der Berührungspargenese des Antimonglanzes sind insbesondere Quarz, Pyrit und Scheelit (Abb. 74). Es ist bemerkenswert, dass Antimonit häufig idiomorph-hypidiomorphe Quarzkristalle und dessen Mikrofugen schwach korrodiert. Auch Pyritidioblasten sowie Scheelitkristalle weisen gelegentlich mobilkonturierte Grenzen durch korrodierenden Antimonit auf.

Oft sind Antimonit-Xenoblasten als Abbildungskristallisation in feinkörnigem Antimonitgefüge gewachsen. In solchen Befunden sind also die kleinen relikten Kornvorgänger optisch noch zu identifizieren (Abb. 75). Andererseits sind vor allem die größeren Antimonit-Xenoblasten

Abb. 78.
Überlagerung von Kristallisationen und Deformationen im metamorphen Antimonitgefüge.
Grobkristalline Sammelkristallisation von Antimonit mit Überindividuen, nachfolgende Deformation mit intragranularer Auswirkung (Undulation) und Rekristallisation (besonders linker und unterer Bildteil) in streifenförmig nach Mikroscherflächen angeordneten Feinaggregaten. Abschließend neuerdings postkristalline Verformung, erkennbar an der Verbiegung der rekristallisierten Mikroscherflächen (links vertikal, verschwenkt nach rechts unten).
Pol. Anschliff, Nicols $\times$.
Natürl. Größe $3,72 \times 2,48$ mm.

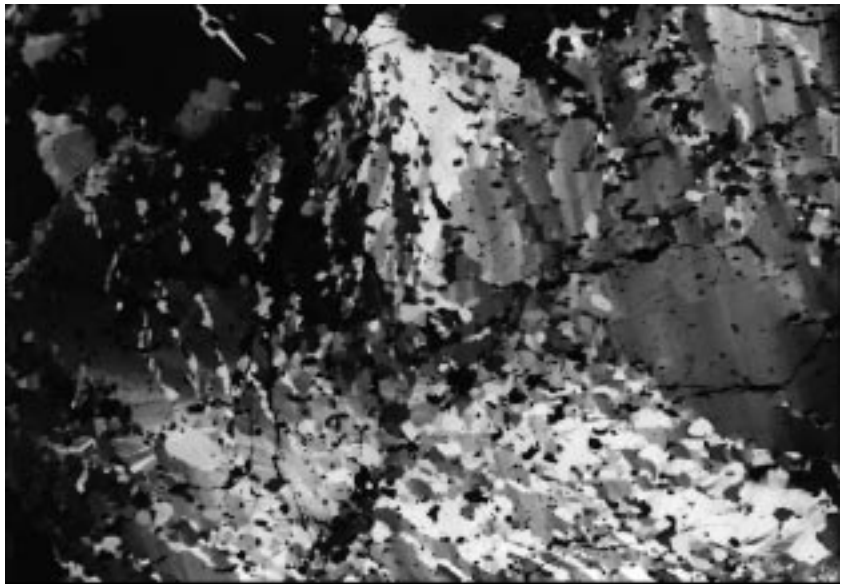
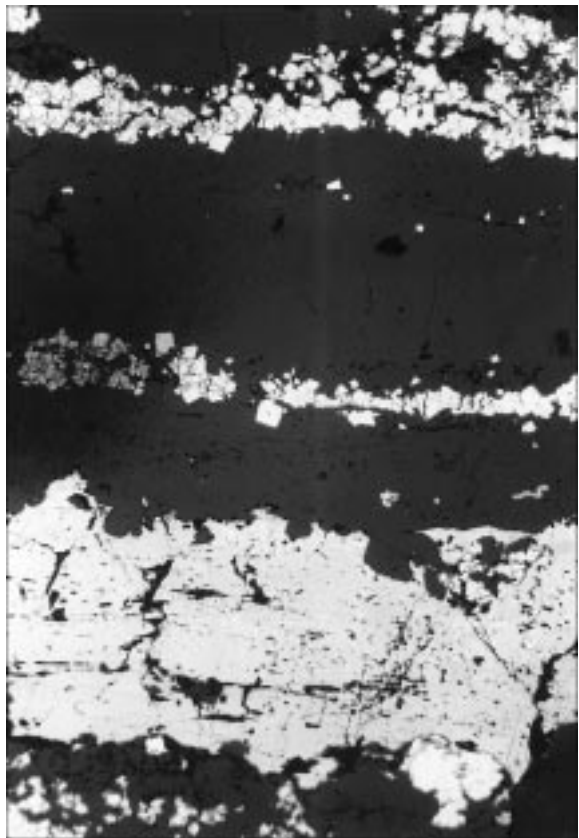
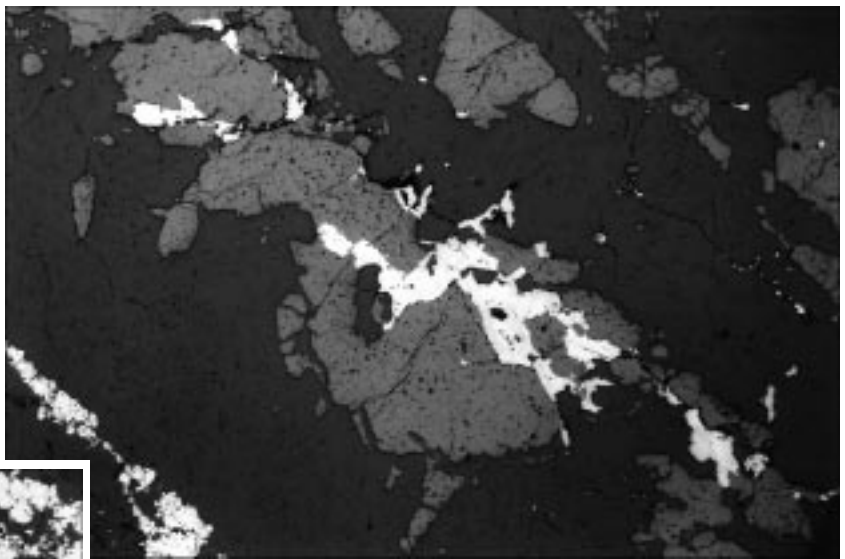


Abb. 79.
Metamorpher Feinlagenbau (diagonal von links oben nach rechts unten) bestehend aus Quarzit (grauschwarz), Scheelit (grau), Antimonit (grauweiß) und Pyrit (weißgrau) als Abbildung der ehemaligen Feinschichtung des Erzsedimentes.
Pol. Anschliff, 1 Nicol.
Natürl. Größe $3,72 \times 2,48$ mm.



(etwa $>0,5$ mm) öfters aus Subindividuen mit der Feinheit z.B. um $0,3-0,4$ mm und $0,75 \times 0,5$ mm, $3 \times 1,5$ mm zusammengesetzt (Abb. 73). Die Korngestalten variieren von isometrisch bis heterometrisch.

Sehr häufig sind Verbiegungen von Komponenten und Fäلتung von Aggregaten, also postkristalline Deformationen ausgeprägt (Abb. 72, 73, 76, 77, 78). Auch postdeformative Kristallisation von Antimonit ist nachweisbar, wonach die komplexen Kristallisations- und Deformationsvorgänge dokumentiert sind. Sogar Kataklase von Antimonitkomponenten und -aggregaten ist in den mechanisch stark durchbewegten Teilbereichen neben starker stetiger Gitterdeformation (Undulation) oft zu beobachten, was in diesem hoch teilbeweglichen Erzmedium überrascht.

Manchmal enthalten andere, klein- bis mittelkörnige Aggregate der Paragenese mikrokristalline, heterometrische, in s zeilenförmig ausgerichtete Antimonitaggregate als *si*; zu erklären als Relikt einer primären sedimentären Feinschichtung (Abb. 79, 80). In

Abb. 80.
Präziser kristalliner Feinlagenbau als Abbildung der ehemaligen Schichtung des Erzsedimentes, bestehend aus Quarzit (schwarzgrau), Antimonit (weiß), Pyrit (grauweiß; unten, mitte, oben), Sericit und Ausbrüche (schwarz). Reichliches Sericit-*si*-Gefüge in Antimonit und Quarz.
Pol. Anschliff, 1 Nicol.
Natürl. Größe $9,33 \times 6,22$ mm.

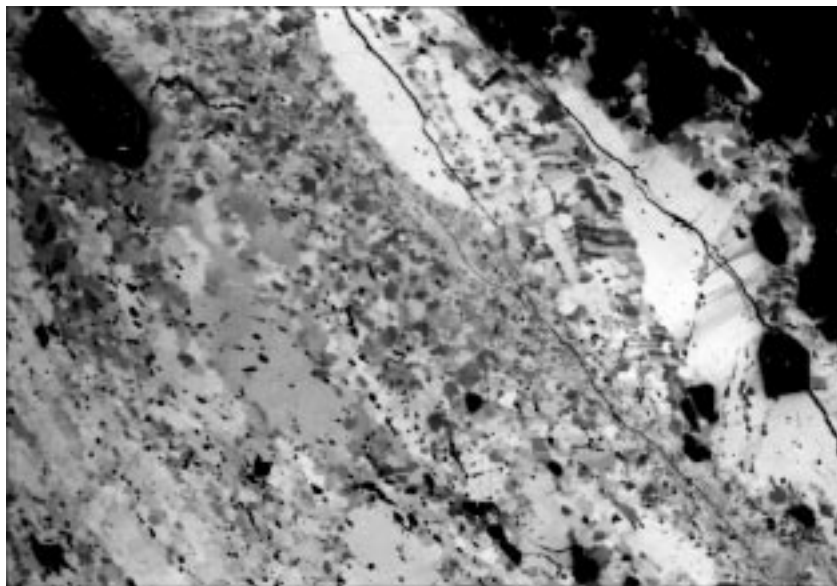


Abb. 81.

Metamorpher kristalliner Lagenbau durch Abbildungskristallisation nach ursprünglich chemisch-sedimentärer Anlagerung von Antimonit und Quarz. Lamination durch Korngrößen- und Korngestalt-Wechsel.

Jüngste Kristallite von (klein- bis mittelkörnigen) Xenoblasten von Antimonit und (fein- bis mittelkörnigen) Hypidioblasten von Quarz (schwarz). Mikrokristalline bis feinkristalline Antimonitaggregate einer relikten frühen Kristallisation.

Mikrokristalline schwarze Partikel: Sericit-Quarz-si-Gefüge in Antimonit.

Pol. Anschliff, Nicols X.

Natürl. Größe $3,72 \times 2,48$ mm.

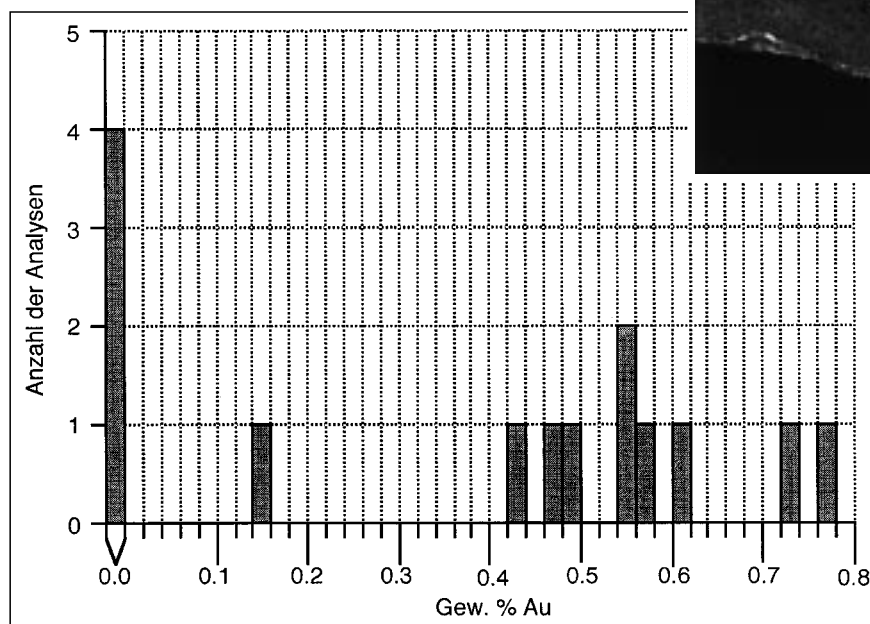
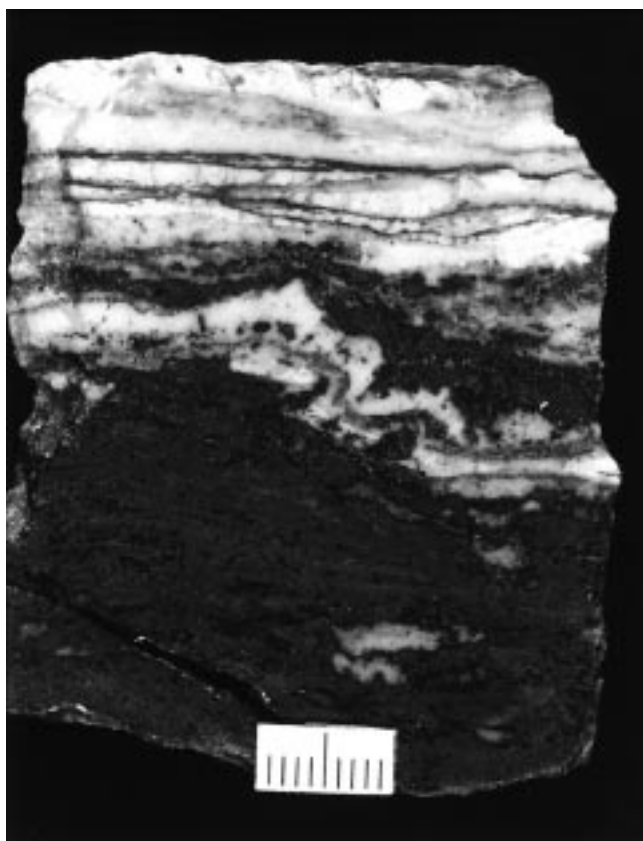
Abb. 82.

Syndiagenetisches Reliktgefüge (obere Bildhälfte) über derbkrystalliner Antimonitlage (grauschwarz) mit Quarz- und Sericit-Rutil-Intergefüge. Scheelit: weiß, und Quarz: grauweiß, mit Rutil-reichen Sericit-Chlorit-Feinlagen. Biegegleitfältelung einer Quarzlage und Fragmentierung der darunter liegenden Scheelitlage. Fortsetzung der reliefausgleichenden, polaren bzw. geopetalen Anlagerung von Antimonit, Sericit, Chlorit, Quarzit, Scheelit usw.

dickeren Antimonitlagen sind feine Wechsellagerungen von Antimonit, Pyrit und Quarz häufig. Im mikroskopischen Verteilungsbereich kann dies auch zu Pyrit-, Quarz- und Sericit-si im Antimonit führen (Abb. 80).

Für erzgenetische Beurteilungen sind neben den vielen Kristallgenerationen mit dem Wechsel von Deformation und Kristallisation in erster Linie die Vergleiche von Sedimentaufbau und Schichterzkörper im mikroskopischen Bild und die gemeinsamen, aber verschiedenen Reaktionen in den Mineralteilgefügen durch metamorphogene Einflüsse von größtem Interesse.

Die normale und daher häufigste Gefügefazies der Antimonitanreicherung im Lagerstättentyp Woxi ist der Lagenbau: verwirklicht in den Erzlagern beim Anblick des



Grubenaufschlusses infolge grob differierender Kristallgrößen des Korngefüges und mit Feinheiten des inhomogenen Parallelgefüges im mikroskopischen Erscheinungsbild mit laminar wechselnden Korngrößen und Korngefügetypen. Derartige Grob- und Feinlagenbaue beherrschen aber nicht nur die quasi-monominerali-

Abb. 83

Antimonit als Goldträger. Goldgehalte im Antimonit der Lagerstätte Woxi.

Mikrosondeanalytik, max. 0,78 Gew.-% (vgl. Tab. 3).

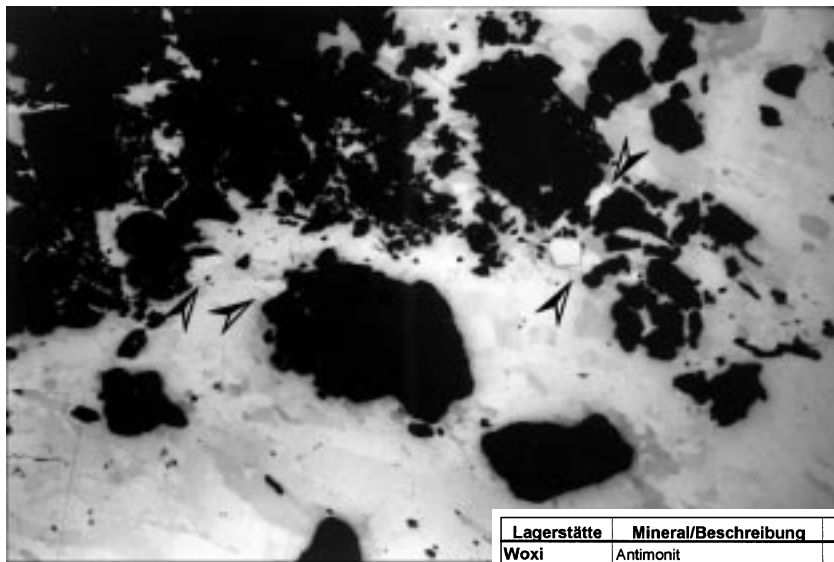


Abb. 84

Antimonit als Goldträger.

Junge, z.T. zu Deformationsbreccie deformierte und von Antimonit korrodierte Quarzkristallite (schwarz) in schieferungsparallel (diagonal: links oben – rechts unten) eingeschaltetem Antimonitkorngefüge (grauweiß bis grau), mit mehreren xenomorphen Goldkörnern (Pfeile). Ein Pyritkristall (grauweiß).

Pol. Anschliff, 1 Nicol.

Natürl. Größe 1,87 × 1,25 mm.

Tab. 3.

Mikrosondeanalysen von Antimonit und ged. Antimon der Lagerstätten Woxi, Longshan und Xikuangshan.

Elementgehalte in Gew.-%; n.b. = nicht bestimmt.

schen Erzlagen, sondern liegen in mannigfaltiger Form auch in alternierender Wechsellagerung mit z.B. Quarzit, z.T. auch mit Scheelit und Pyrit vor (Abb. 38, 39, 40, 41, 45, 74, 79, 80).

Die Körnungsunterschiede der Antimonitlagen reichen vom mikrokristallinen bis zum mittelkörnigen Größenbereich (Abb. 81) und sind in seltenen Fällen nicht nur laminar, sondern auch fein-raumrhythmisch. Diese Aussage wird gestützt durch die gelegentliche Beobachtung von schrägschichtetem Antimonitzerz im Rahmen des Lagenbaues.

Eine weitere Stütze für die Deutung der lagigen Antimonitanreicherungen aller Größenbereiche als sedimentäre Gefügerelikte bilden die verschiedenen Verformungen wie Biegefallen und Scherfallen, gemeinsam mit dem begleitenden Sericit-Chlorit-Quarzit (Abb. 82), weiters raptuelle Fragmentierung bis zur Mylonitisierung. Diese alle haben die relikten Gefüge des Lagenbaues betroffen, wobei natürlich erst im einzelnen unterschieden werden muss, ob diese Formungen bezogen auf das heute vorliegende Erzkorngefüge etwa schon syndiagenetisch bzw. metamorphogen, unter Berücksichtigung der zeitlich verschiedenen orogenen Deformationen vor-, syn- oder nachkristallin erfolgt sind.

Neben Pyrit und Arsenkies ist Antimonit einer der Goldträger (Tab. 3; Abb. 83, 84). Die relativ hohen Au-Gehalte, nach unseren Analysen bis max. 0,78 Gew.-%, dürften durch submikroskopische Einschlüsse verursacht sein. Die für die genetische Diskussion über Antimonit interessanten Spurenelemente wie Se, Tl, Bi, Hg konnten nach der Mikrosondeanalytik nicht nachgewiesen werden.

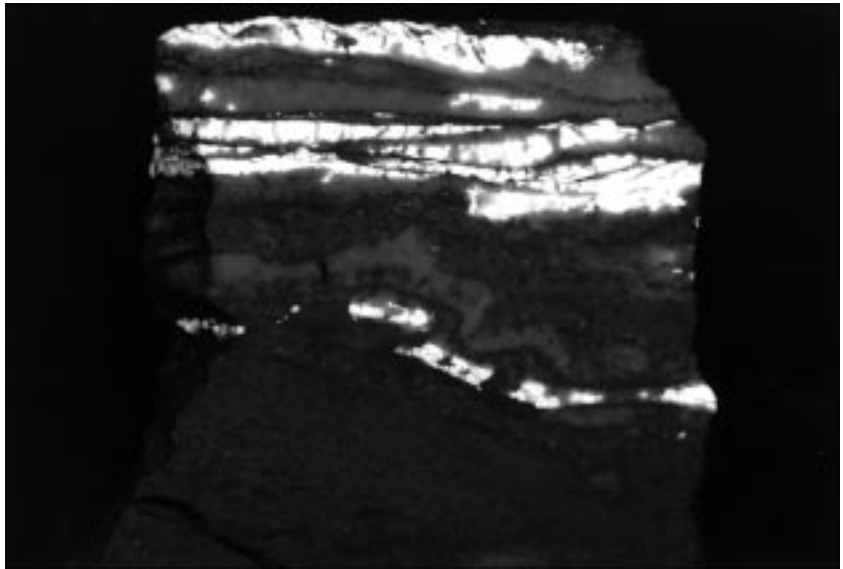
Zusammenfassend steht für uns außer Zweifel, dass es sich bei diesen Antimonit-Parallelgefügen um eine aus der

Lagerstätte	Mineral/Beschreibung	Sb	As	Fe	Co	Ni	Cu	Ag	Au	S	total
Woxi	Antimonit	72,23	0,00	0,00	0,00	0,62	0,18	0,01	0,00	27,46	100,50
	Antimonit	72,97	0,00	0,00	0,04	0,00	0,06	0,10	0,00	26,82	99,99
	Antimonit	71,81	0,00	0,10	0,10	0,17	0,02	0,00	0,00	26,81	99,01
	Antimonit	72,68	0,00	0,06	0,01	0,06	0,00	0,00	0,54	26,74	100,09
	Antimonit	71,72	0,09	0,27	0,00	0,00	0,39	0,04	0,78	26,71	99,91
	Antimonit	72,39	0,00	0,00	0,00	0,00	0,20	0,14	0,57	27,08	100,38
	Antimonit	72,25	0,00	0,03	0,00	0,12	0,10	0,00	0,49	27,27	100,26
	Antimonit	72,48	0,00	0,10	0,00	0,21	0,00	0,16	0,43	27,08	100,46
	Antimonit	72,87	0,00	0,00	0,06	0,00	0,11	0,00	0,60	26,81	100,45
	Antimonit	72,09	0,04	0,00	0,07	0,11	0,44	0,03	0,72	26,53	100,03
	Antimonit	72,89	0,01	0,06	0,07	0,07	0,08	0,06	0,16	26,86	100,26
	Antimonit	72,07	0,00	0,09	0,00	0,00	0,32	0,15	0,55	26,80	99,98
	Antimonit	72,55	0,00	0,00	0,31	0,06	0,00	0,00	0,00	27,21	100,13
	Antimonit	72,32	0,00	0,23	0,00	0,28	0,21	0,22	0,48	26,62	100,36
Longshan	Antimonit mit Au	72,46	0,13	0,03	0,00	0,03	0,10	0,00	0,00	27,26	100,01
	Antimonit	71,87	0,10	0,00	0,14	0,23	0,00	0,00	0,00	27,02	99,36
	Antimonit mit ged. Antimon	72,59	0,14	0,03	0,00	0,29	0,00	0,00	0,00	27,41	100,46
	Antimonit mit ged. Antimon	72,68	0,03	0,00	0,01	0,12	0,03	0,00	0,00	26,95	99,82
	Antimonit mit ged. Antimon	72,99	0,03	0,00	0,00	0,36	0,34	0,00	0,00	27,16	100,88
	Antimonit	71,94	0,08	0,36	0,00	0,20	0,05	0,00	0,38	27,24	100,25
	Antimonit	72,43	0,00	0,00	0,08	0,01	0,22	0,00	0,47	26,79	100,00
	Antimonit	72,34	0,07	0,09	0,11	0,05	0,09	0,00	0,62	26,62	99,99
	Antimonit in Wolframit-Fuge	71,10	0,10	0,47	0,00	0,10	0,00	0,00	0,02	27,26	99,05
	Antimonit in Wolframit-Fuge	71,85	0,15	0,00	0,08	0,00	0,12	0,00	0,27	26,93	99,40
	Antimonit in Wolframit-Fuge	71,46	0,11	0,16	0,08	0,26	0,29	0,00	0,36	27,36	100,08
	Antimonit in Wolframit-Fuge	70,31	0,04	0,21	0,04	0,07	0,00	0,00	0,49	26,97	98,13
	Antimonit	72,90	0,00	0,00	0,07	0,00	0,00	0,00	0,00	27,02	99,99
	Antimonit	71,29	0,01	0,19	0,29	0,00	0,21	0,00	0,00	26,72	98,71
	Antimonit	71,23	0,15	0,00	0,15	0,13	0,00	0,00	n.b.	26,41	98,07
	Antimonit	73,26	0,06	0,16	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	26,53	100,01
	Antimonit	72,30	0,08	0,00	0,10	0,16	0,13	0,00	0,35	26,87	99,99
	Antimonit	72,67	0,00	0,00	0,13	0,44	0,02	0,00	0,00	26,74	100,00
	Antimonit	72,36	0,33	0,00	0,03	0,02	0,05	0,00	0,17	27,06	100,02
		Sb	As	Fe	Bi	Te	Cu	Ag	Au	S	total
	ged. Antimon	97,90	0,19	0,19	0,35	0,15	0,21	0,00	0,37	0,25	99,61
	ged. Antimon	96,42	0,15	0,52	0,45	0,00	0,33	0,03	0,63	0,71	99,24
	ged. Antimon	100,00	0,00	0,00	0,61	0,35	0,00	0,00	0,46	n.b.	101,42
	ged. Antimon	98,83	0,11	0,15	0,59	0,00	0,00	0,00	0,45	n.b.	100,13
	ged. Antimon	99,99	0,05	0,05	0,48	0,00	0,00	0,00	0,53	n.b.	101,10
	ged. Antimon	97,05	0,00	0,04	0,41	1,20	0,31	0,14	0,63	n.b.	99,78
	ged. Antimon	97,08	0,00	0,16	0,00	0,44	0,00	0,30	0,54	n.b.	98,52
Xikuangshan		Sb	As	Fe	Co	Ni	Cu	Ag	Au	S	total
	Antimonit-Aggregat	72,29	0,00	0,01	0,00	0,00	0,19	0,05	0,68	26,72	99,94
	Antimonit-Aggregat	72,93	0,00	0,00	0,14	0,00	0,14	0,00	0,36	26,62	100,19
	Antimonit-Aggregat	72,45	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,07	0,54	26,81	99,87
	Antimonit-Aggregat	72,15	0,02	0,00	0,00	0,15	0,00	0,00	0,54	26,68	99,54
	Antimonit-Aggregat	71,84	0,09	0,05	0,24	0,38	0,33	0,16	0,43	26,75	100,27
	Antimonit-Aggregat	72,19	0,00	0,00	0,10	0,28	0,32	0,07	0,40	26,73	100,09
	Antimonit dissiminiert	71,95	0,00	0,26	0,08	0,00	0,13	0,00	0,58	27,26	100,26
	Antimonit dissiminiert	72,38	0,00	0,12	0,19	0,38	0,17	0,07	0,60	26,31	100,22
	Antimonit dissiminiert	71,67	0,07	0,37	0,00	0,00	0,00	0,30	0,69	27,38	100,48
	Antimonit dissiminiert	72,49	0,04	0,07	0,00	0,38	0,00	0,00	0,57	26,38	99,93
	Antimonit	72,29	0,13	0,06	0,25	0,01	0,03	0,00	0,48	26,59	99,84
	Antimonit	72,65	0,00	0,00	0,05	0,01	0,00	0,20	0,41	26,78	100,10
	Antimonit	72,01	0,03	0,05	0,00	0,48	0,00	0,09	0,58	26,97	100,21
	Antimonit	72,72	0,00	0,29	0,00	0,12	0,00	0,00	0,00	26,92	100,05
	Antimonit	72,42	0,00	0,00	0,00	0,00	0,06	0,00	0,37	27,07	99,92
	Antimonit	72,45	0,01	0,00	0,38	0,00	0,04	0,00	0,30	26,85	100,03
	Antimonit	72,21	0,02	0,20	0,00	0,14	0,00	0,00	0,67	27,03	100,27
	Antimonit feinlagig	71,63	0,17	0,40	0,00	0,35	0,00	0,05	0,88	27,25	100,73
	Antimonit feinlagig	71,68	0,04	0,07	0,07	0,37	0,00	0,07	0,58	27,45	100,33
	Antimonit feinlagig	71,46	0,02	0,18	0,00	0,00	0,20	0,07	0,56	27,66	100,15
	Antimonit feinlagig	72,09	0,10	0,00	0,00	0,45	0,18	0,05	0,88	26,30	100,05

Abb. 85.

Parallel- und schräggeschichtete, z.T. zu Schollen fragmentierte Scheelitfeinlagen mit Unkonformitäten zwischen Quarzit- und Antimonitlagen (analog Abb. 82).

Großanschliff im kurzwelligen UV-Licht: bläulich-weiße Lumineszenz des Scheelits, im Bilde weiß.



ersten Entstehungsphase eines Sedimentes erhaltene, also relikte, Gefügefazies handelt, deren detailliertes Korngefüge selbst aber zum Großteil einer oder mehrerer jüngerer metamorphen Kristallisationsphasen entstammt. Der überwiegende Anteil des Antimonits in Erzlagern ist durch Umkristallisationen, also Abbildungskristallisation, nämlich „jüngerer Antimonit nach älterem Antimonit“ entstanden.

Wir haben mit Antimonit also einen Gefügepartner im Erz, der hinsichtlich der angereicherten Menge, seiner chemischen, physikalischen und mineralogischen Eigenschaften von den schon erwähnten Erzmineralen Pyrit und Arsenkies sehr stark abweicht. Sein Auftreten im Schichterverband mit verschiedenen sedimentähnlichen und -analogen Strukturen aber ist trotzdem mit den hier entwickelten Sedimentgefügen von Pyrit und Arsenkies vergleichbar. Antimonit liegt mit vier, wahrscheinlich fünf Generationen vor.

5.7.3.1.4. Scheelit CaWO_4

Das zweite nutzbare Erzmineral der Lagerstätte bringt bezüglich seiner Aussagekraft für die Genese der Anreicherung und Weiterentwicklung bis in den heutigen kristallinen Zustand die ungünstigsten Voraussetzungen mit. Zwar ist die schichtige lagerstättenbildende Anreicherung in den meisten der bisher in Woxi bekannten Erzlagern gegeben, die Bankungsgebundenheit von Scheelit-vererzten Zerrklüftscharen im Großen ein wichtiges Argument, die nicht so auffällig verbreiteten Scheelit-Feinlagenbau in Paragenese mit Pyrit, Quarzit, Karbonat und auch mit Antimonit bis in den Mikrobereich sichergestellt, aber: Scheelit ist ein zu grobspätigen bis granoblastischen Gefügen neigendes Mineral, welches dem Forscher so gut wie keine Chancen für das Erkennen feinstkörniger Kristallite lässt, die zum Nachweis primär-synsedimentärer Anreicherung erforderlich wären.

Die in Lager- und Klüfterzen vorherrschende Kristallform ist xenomorph, seltener hypidiomorph mit anscheinend pyramidalen Flächen, wobei im Schicht- bzw. Feinschichtverband des Erzes weniger dichtkörnige <0,02 mm-kleine, separierte Einzelkristalle als vielmehr lagige krusten- und linsenförmige Aggregate und vor allem xenomorph-tafelige Großkristalle am häufigsten sind. Die immer in den ss- = s-Flächen ausgerichteten Kristalltafeln, häufig in Form schollenförmig fragmentierter xenomorpher Kristalle, va-

riieren zwischen $0,5 \times 0,02$ und etwa 20×4 mm (Abb. 82, 85, 86, 87, 88). Die kleinsten Fragmente, z.T. Friktionsdetritus zerbrochener Kristallschollen weisen etwa $0,03-0,1$; $0,5 \times 0,02$ mm auf. Die Position der feinen Scheelitkrusten folgt zwar gewöhnlich der Feinschichtung und auch den Rupturen, aber die Größe und Gestalt der Einkristalle verrät metamorphogene Kristallite, und die häufige Katakklase derselben spricht für eine Scheelit-Deformationsbreccie.

Öfters weisen die plattenförmigen Scheelitkristalle eine Chagrinstruktur auf, die an eine ursprünglich dichte Packung von isometrischen Kleinkriställchen der Körnung $0,01-0,02$ mm erinnert (Abb. 89). Randlich begrenzende hypidiomorphe Kriställchen mit anscheinend pyramidalem

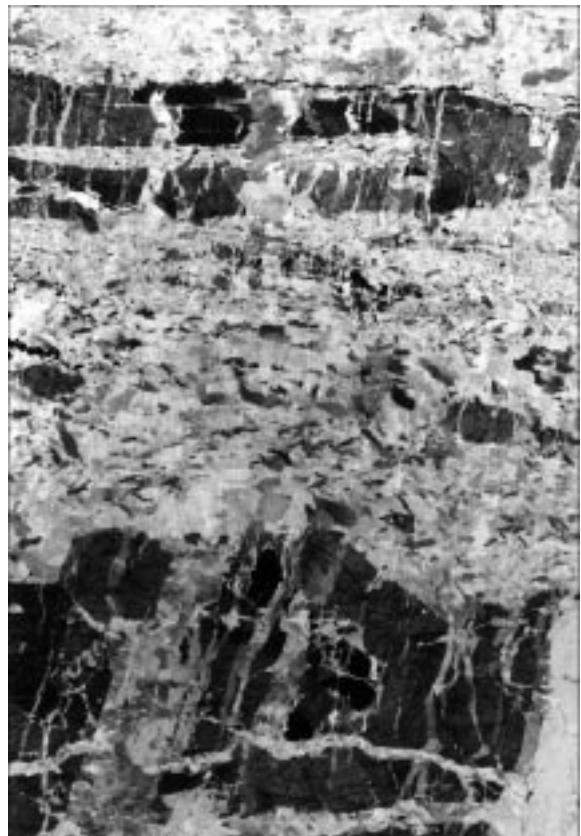


Abb. 86.

Rupturell deformierter Scheelit-Quarzit mit Feinlagenbau.

Metamorphogene Abbildungskristallisation nach primär-sedimentären Quarzit-Scheelit-Pyrit-Feinschichten. Scharfe Regelung der zu oblonger Form deformierten Quarzkörner (weiß bis grau); Schieferung (s) horizontal; sammelkristallisierte tafelige, undulöse Scheelitkristalle (II s) (grau bis grauschwarz); Pyrit: sehr feinkörnige, suturförmig angeordnete s-parallele Aggregate. Scharf konturierte, postkristalline Mikro-Zerrfugenschar (fast s) führte zur Fragmentierung des metamorphen Erzes (besonders deutlich im Scheelit). Postdeformative Fugenverheilung mit Quarz sowie im Scheelit mit Quarz und Calcit.

Dünnschliff, Nicols x.

Natürl. Größe 24×16 mm.

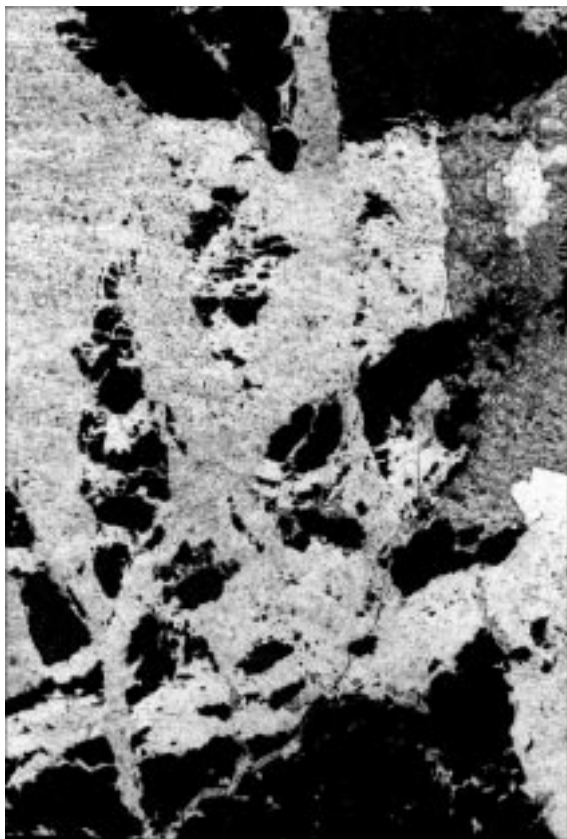


Abb. 87.

Mechanisch und durch Lösungsangriff total zerstörte s-parallele Scheelit-Großkristall-Kruste (im Bilde horizontal, schwarz). Quarzit (grauweiß), stark pigmentiert, mit diskreter vertikaler Streifung infolge pigmentfrei verheilter Mikrozerrfugen. Calcit-Großkristalle (linker oberer Bildrand, grau, und links Mitte) als Verheilung einer Scheelit-ruptur. Quarz verdrängt Scheelit, Calcit verdrängt Quarz. Dünnschliff, 1 Nicol. Natürl. Größe $3,33 \times 2,22$ mm.

Habitus derselben Größe scheinen dies zu bestätigen (Abb. 90).

Eine Unterscheidung von verschiedenen Scheelitgenerationen mit Einsatz kurzwelligen UV-Lichtes, wie dies andernorts, z.B. in den Ostalpen möglich ist (HÖLL, 1975), gelang in Woxi nicht. Alle Scheelite dieser Lagerstätte lumineszieren hellblau, was für gleichartigen Chemismus spricht.

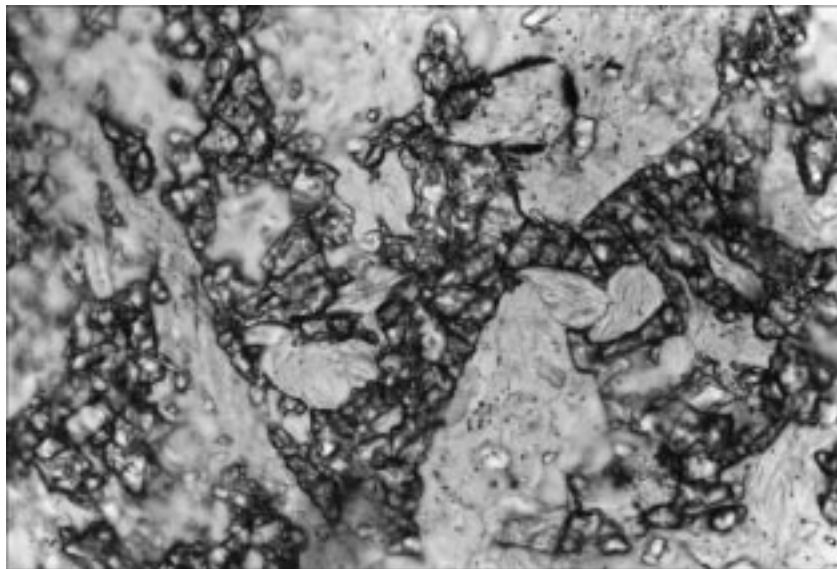


Abb. 89.

In vereinzelten Fällen geben krustenförmige, s-parallele Scheelit-Großkörner Details ihrer Zusammensetzung zu erkennen: mikrokristalline Subindividuen eines „Vorgängergefüges“, alle zum selben xenomorphen Scheelitkristall gehörend (kräftiges Relief infolge hoher Lichtbrechung), hier in inniger Verwachsung mit Quarz (grauweiß). Dünnschliff, 1 Nicol. Natürl. Größe $0,36 \times 0,24$ mm.



Abb. 88.

Mikroskopischer Ausschnitt aus dem feingeschichteten Erzlager V7: Synmetamorphe Scheelit-Deformationsbreccie. Rupturell nach Zerrfugen beschädigte und metasomatisch von Quarz verdrängte s-parallele Scheelitkruste (grauschwarz), horizontaler krustenförmiger Großkristall. Zum Unterschied von der Fugenkristallisation zeigt die s-parallele Quarzitlage deutliche Tektonitregelung mit intragranularer Korndeformation, die zur Streckung der Quarzkörner geführt hat. Am oberen Bildrand bezeugt eine Pyrit-reiche (schwarze) Sericit-Chlorit-Feinlage die Orientierung der ehemaligen, in den metamorphen Lagenbau übernommenen sedimentären Schichtung. Dünnschliff, 1 Nicol. Natürl. Größe 32×21 mm.

Aus dem Mineralchemismus (Tab. 4; Abb. 91, 92) lassen sich weder räumlich-regional noch gefügemäßig signifikante Trends erkennen. Zu einem ähnlichen Ergebnis gelangt man auch auf mineralogischem Wege über die Korngefügegestaltung in der letzten Kristallisationsphase.

Die häufige Vergesellschaftung des Scheelits mit Ankerit und Dolomit, seltener Calcit, impliziert die Vermutung, dass in manchen dieser Fälle auch metasomatischer Platztausch mit der Verdrängung „Scheelit nach Karbonat“ in der Form einer Abbildungs-metasomatische vorliegen könnte. Einige Befunde sprechen sehr dafür. Als Interngefüge im Scheelit sind Quarz, Baryt, Apatit, Pyrit, Arsen-

Abb. 90.

Feinlagige, mit Quarz wechsellagernde Scheelitkrusten in Form grobkristalliner, sammelkristallisierter xenomorpher Kristalle (im Bild horizontal) bestehen manchmal aus mikrokristallinen bis dichtkörnigen, hypidiomorphen Subindividuen, die alle zum selben Tafelkristall gehören und gemeinsam, z.T. undulös auslöschen.

Scheelit (starkes Relief, hohe Lichtbrechung!), Quarz: weißgrau, feinlagig und als offenes Internegefüge in Scheelit.

Dünnschliff, 1 Nicol.

Natürl. Größe $1,41 \times 0,94$ mm.

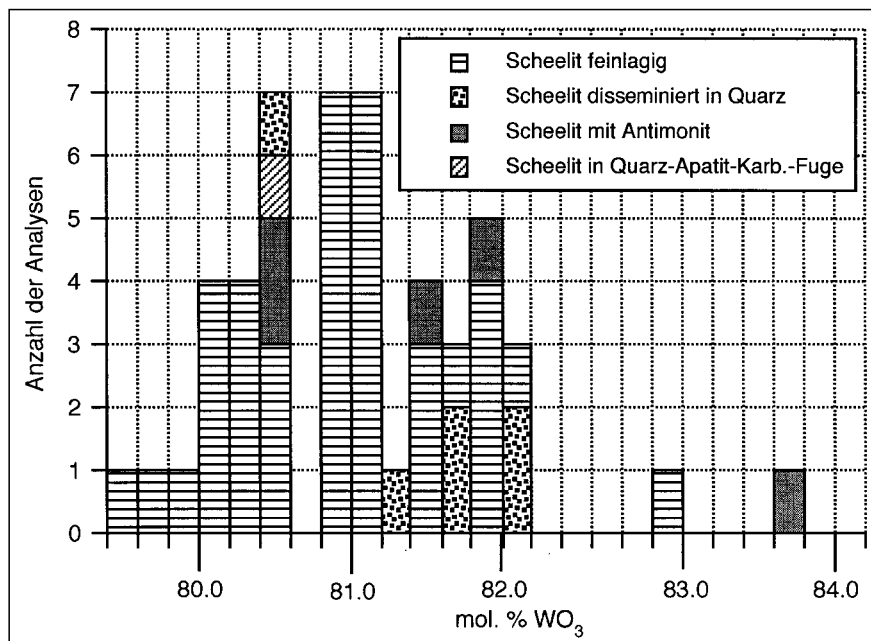
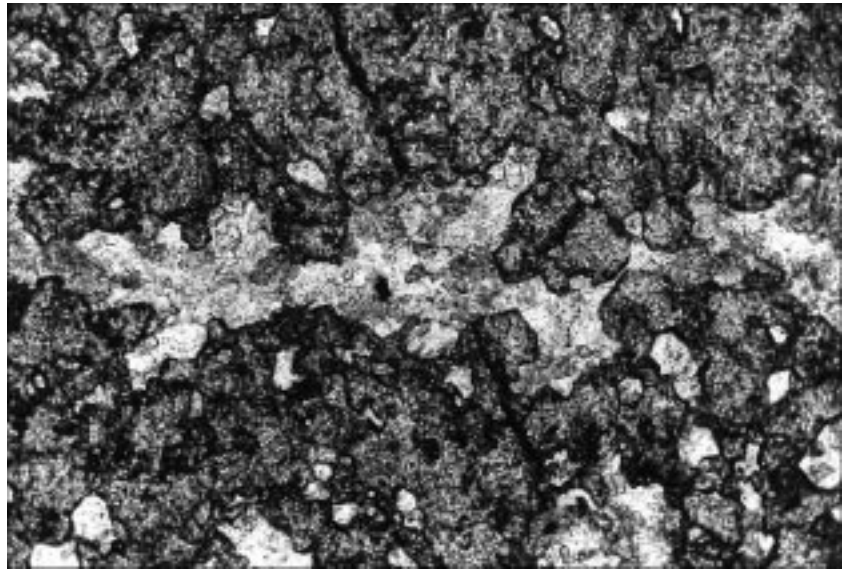


Abb. 91.

WO₃-Gehalte in verschiedenen Scheelitkristallisaten.

Mikrosondeanalytik, vgl. Tab. 4.

Theoretischer WO₃-Gehalt 80,60 %.

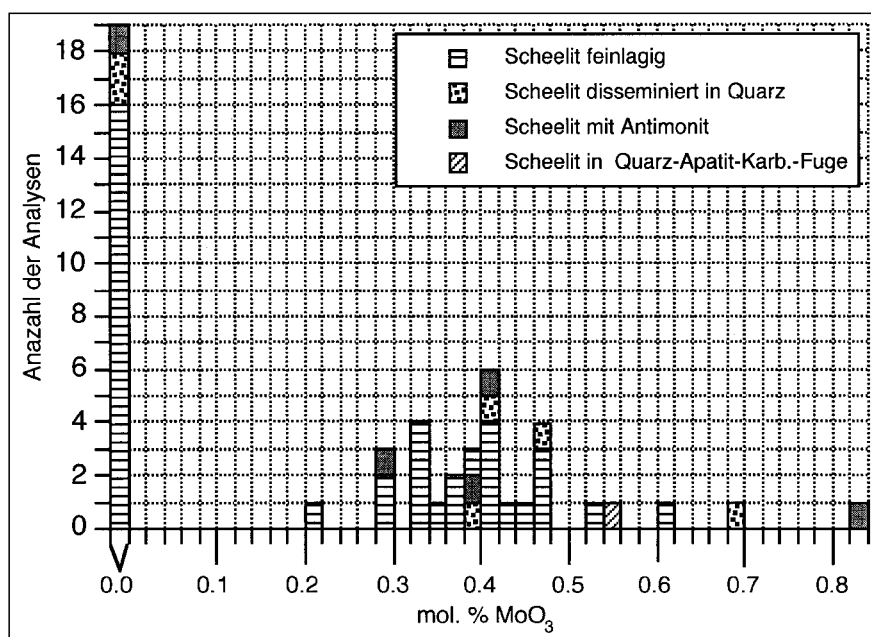


Abb. 92.

MnO₃-Gehalte in verschiedenen Scheelitkristallisaten.

Mikrosondeanalytik, vgl. Tab. 4.

Theoretischer MnO₃-Gehalt bis 10 %.

Tab. 4.

Mikrosondeanalysen von Scheelit und Wolframit der Lagerstätten Woxi und Longshan. Elementgehalte in Gew.-%; n.b. = nicht bestimmt.

kies, Antimonit und Sericit zu beobachten. Auch die aussagewichtigen *si*-Gefüge, z.B. durch mikrokristallinen Quarz, sind erhalten.

Die tektonische Durchbewegung des Erzes hat den Scheelit miterfasst. Deformationsfolgen sind die Kataklyse in Schollen und in feinkörnigen isometrischen Friktionsdetritus. Korrespondierende Fragmentkonturen kennzeichnen oft das begonnene Wegdriften voneinander bzw. das Verlagern der Bruchstücke in das Nachbarmilieu, z.B. Quarzit (Abb. 85, 87, 88, 93). Eine häufige Folge der intergranularen Gitterdeformation ist die deutlich undulöse Auslöschung im optischen Bild (Abb. 94). Mikrorupturen in Scheelit sind am öftesten mit Quarz zementiert (Abb. 86, 87, 88, 95). Aber auch andere Mineralpartner des Milieus, wie Pyrit, Ankerit, Dolomit und Calcit (Abb. 96) können hinzukommen. Die im Erzverband entstandene Fragmentierung hat zum genetischen Typ der Deformationsbreccie geführt. In sichergestellten Beispielen handelt es sich zweifellos um eine „synmetamorphe Deformationsbreccie“, was durch das umgebende grobkörnig umkristallisierte Milieu (z.B. Quarzit) beweisbar ist. Aber auch bereits syndiagenetische Fragmentierung erscheint als wahrscheinlich (Abb. 82, 85, 97, 98).

Die Verwachsungen des Scheelits mit verschiedenen Quarzgenerationen lassen den Schluss zu, dass im Erz zumindest drei Scheelit-Generationen vorliegen müssten. In den jungen, grobkristallinen Erzkristalliten sind auf Grund verschiedentlich mobilkonturierter Korngrenzen im Rahmen vieler mehrdeutiger Beobachtungen folgende gegenseitige Korrosionen nachweisbar: Sehr häufig greift Quarz die Scheelitgrenzen an, aber auch der umgekehrte Fall liegt vor; weiters korrodiert auch Antimonit als junge Kristallisation den Scheelit. Eine offenbar jüngste Quarz-Scheelit-Verwachsung besteht z.B. aus einer 5 mm starken, derbkristallinen Scheelitkruste in s-flüchtig auskristallisierten Quarzpalisaden.

Zusammenfassend sprechen die überwiegenden mineralogischen und petrographischen Gefügebilder der bedeutenden Erzkomponente Scheelit entweder für mehrdeutige oder für metamorphogene Kristallisation. Zwar erweist sich die häufig grobkörnige Kristallisation überwiegend als prädeformativ entstanden, aber zweifelsfreie Aussagen für eine syndiagenetische Ausscheidung

Lagerstätte	Mineral/Beschreibung	Ca	Sr	Ba	Mn	Fe	Cu	Sb	Mo	W	O	total
Woxi	Scheelit feinlagig	13,74	0,00	0,39	0,10	n.b.	0,42	0,36	0,00	64,16	20,16	99,33
	Scheelit feinlagig	13,68	0,00	0,05	0,00	n.b.	0,31	0,39	0,43	64,63	20,43	99,92
	Scheelit feinlagig	13,72	0,00	0,32	0,07	n.b.	0,00	1,11	0,40	65,95	20,55	102,12
	Scheelit feinlagig	13,45	0,00	0,00	0,06	n.b.	0,09	0,72	0,00	63,65	22,03	100,00
	Scheelit feinlagig	13,65	0,00	0,35	0,00	n.b.	0,00	0,01	0,00	63,84	22,16	100,01
	Scheelit feinlagig	13,16	0,00	0,00	0,00	n.b.	0,38	0,23	0,00	64,37	22,15	100,29
	Scheelit feinlagig	12,61	0,00	0,08	0,00	n.b.	0,00	0,00	0,00	65,16	22,06	99,91
	Scheelit feinlagig	12,69	0,00	0,00	0,00	n.b.	0,11	0,23	0,00	64,92	22,05	100,00
	Scheelit feinlagig	12,57	0,68	0,01	0,00	n.b.	0,35	0,24	0,00	64,19	21,99	100,03
	Scheelit feinlagig	13,37	0,00	0,48	0,19	n.b.	0,24	0,02	0,00	63,57	22,10	99,97
	Scheelit feinlagig	13,43	0,02	0,00	0,08	n.b.	0,19	0,00	0,28	63,78	22,22	100,00
	Scheelit feinlagig	12,97	0,00	0,72	0,00	n.b.	0,00	0,79	0,33	63,58	22,02	100,41
	Scheelit feinlagig	12,95	0,00	0,72	0,00	n.b.	0,00	0,79	0,33	63,50	21,62	99,91
	Scheelit feinlagig	12,96	0,00	0,72	0,00	n.b.	0,00	0,79	0,33	63,52	21,76	100,08
	Scheelit feinlagig	12,63	0,00	0,56	0,03	n.b.	0,07	0,16	0,33	64,19	22,06	100,03
	Scheelit feinlagig	12,55	0,00	0,40	0,00	n.b.	0,04	0,42	0,34	63,63	21,85	99,23
	Scheelit feinlagig	13,49	0,00	0,47	0,03	n.b.	0,00	0,00	0,41	63,87	22,33	100,60
	Scheelit feinlagig	12,57	0,00	0,00	0,00	n.b.	0,00	0,00	0,42	64,15	21,97	99,11
	Scheelit feinlagig	12,66	0,00	0,02	0,00	n.b.	0,00	0,10	0,61	64,12	22,10	99,61
	Scheelit feinlagig	12,85	0,00	0,30	0,05	n.b.	0,63	0,00	0,00	64,10	22,07	100,00
	Scheelit feinlagig	12,62	0,00	0,00	0,00	n.b.	0,00	0,42	0,00	64,96	22,00	100,00
	Scheelit feinlagig	12,83	0,00	0,00	0,00	n.b.	0,00	0,57	0,00	64,62	21,99	100,01
	Scheelit feinlagig	13,35	0,00	0,00	0,18	n.b.	0,00	0,77	0,00	63,60	21,99	99,89
	Scheelit feinlagig	12,74	0,00	0,33	0,01	n.b.	0,10	0,00	0,38	64,30	22,13	99,99
	Scheelit feinlagig	12,65	0,00	0,00	0,05	n.b.	0,34	0,00	0,39	64,38	22,15	99,96
	Scheelit feinlagig	12,90	0,00	0,62	0,03	n.b.	0,24	0,37	0,42	63,00	21,95	99,53
	Scheelit feinlagig	12,75	0,00	0,30	0,05	n.b.	0,00	0,00	0,46	64,30	22,15	100,01
	Scheelit feinlagig	13,40	0,00	0,67	0,19	n.b.	0,00	0,00	0,47	64,49	22,55	101,77
	Scheelit feinlagig	12,83	0,00	0,15	0,00	n.b.	0,60	0,42	0,47	63,25	22,04	99,76
	Scheelit feinlagig	13,95	0,00	0,31	0,17	n.b.	0,33	0,00	0,36	64,15	20,06	99,33
	Scheelit feinlagig	13,69	0,00	0,14	0,00	n.b.	0,00	0,00	0,00	64,26	20,10	98,19
	Scheelit feinlagig	13,95	0,00	0,50	0,00	n.b.	0,00	0,25	0,00	64,86	19,73	99,29
	Scheelit feinlagig	13,85	0,66	0,20	0,02	n.b.	0,60	0,27	0,00	64,29	20,11	100,00
	Scheelit feinlagig	13,78	0,00	0,00	0,00	n.b.	0,00	0,57	0,00	64,65	19,91	98,91
	Scheelit feinlagig	13,70	0,00	0,33	0,17	n.b.	0,72	0,06	0,21	64,87	20,23	100,29
	Scheelit feinlagig	13,64	0,00	0,75	0,18	n.b.	0,00	0,00	0,29	63,43	19,95	98,24
	Scheelit feinlagig	14,10	0,00	0,00	0,00	n.b.	0,00	0,62	0,45	64,39	20,67	100,23
	Scheelit feinlagig	13,51	0,00	0,00	0,00	n.b.	0,00	0,32	0,53	63,68	20,01	98,05
	Scheelit in Qz-Fuge	13,85	0,00	0,05	0,29	n.b.	0,44	0,14	0,36	63,81	19,86	98,80
	Scheelit in Qz-Fuge	13,66	8,78	0,61	0,01	n.b.	0,48	0,85	0,00	54,04	20,30	98,73
	Scheelit disseminiert	13,64	0,00	0,00	0,00	n.b.	0,00	0,09	0,00	64,84	20,38	98,95
	Scheelit disseminiert	13,50	0,00	0,00	0,00	n.b.	0,15	0,06	0,00	64,52	20,27	98,50
	Scheelit disseminiert	13,78	0,00	0,19	0,06	n.b.	0,11	0,01	0,26	64,83	20,25	99,49
	Scheelit disseminiert	13,87	1,47	0,00	0,00	n.b.	0,00	0,00	0,27	63,77	20,82	100,20
	Scheelit disseminiert	13,87	0,00	0,09	0,19	n.b.	0,00	0,00	0,32	65,04	20,95	100,46
	Scheelit disseminiert	13,93	0,00	0,00	0,12	n.b.	0,01	0,37	0,45	65,11	20,61	100,60
	Scheelit disseminiert	13,64	0,00	0,00	0,00	n.b.	0,00	0,09	0,00	64,84	20,38	98,95
	Scheelit mit Antimonit	14,04	0,00	0,00	0,12	n.b.	0,00	0,00	0,00	66,68	19,94	100,78
	Scheelit mit Antimonit	13,71	0,31	0,00	0,00	n.b.	0,24	0,00	0,19	63,80	20,44	98,69
	Scheelit mit Antimonit	13,88	0,00	0,00	0,02	n.b.	0,00	0,00	0,26	63,82	20,19	98,17
	Scheelit mit Antimonit	13,95	0,19	0,29	0,13	n.b.	0,19	0,01	0,28	65,02	19,94	100,00
	Scheelit mit Antimonit	13,99	0,00	0,23	0,10	n.b.	0,08	0,05	0,55	64,68	20,14	99,82
	Scheelit mit Antimonit	13,64	0,00	0,00	0,00	n.b.	0,00	0,09	0,00	64,84	20,38	98,95
	Wolframit von Hongyanxi	0,15	0,00	0,06	6,19	12,08	0,00	0,00	0,34	60,54	21,30	100,64
	Wolframit von Hongyanxi	0,00	0,00	0,08	5,58	12,35	0,00	0,00	0,29	61,09	21,27	100,66
	Wolframit von Hongyanxi	0,14	0,68	0,01	7,81	10,48	0,10	0,00	0,60	59,27	21,26	100,35
	Wolframit von Hongyanxi	0,06	1,49	0,00	7,41	11,21	0,35	0,00	0,47	58,04	21,14	100,17
	Wolframit von Hongyanxi	0,00	0,00	0,11	5,78	12,29	0,13	0,00	0,33	60,81	21,29	100,74
	Wolframit von Hongyanxi	0,03	0,00	0,00	8,50	9,73	0,00	0,00	0,43	60,45	21,27	100,41
	Wolframit von Yuershan	0,04	n.b.	0,25	5,29	12,96	0,00	0,16	0,30	60,01	21,12	100,13
	Wolframit von Yuershan	0,03	n.b.	0,00	5,64	12,75	0,00	0,16	0,47	59,84	21,17	100,06
	Wolframit von Yuershan	0,01	n.b.	0,11	4,41	13,83	0,10	0,00	0,00	61,03	21,22	100,71
	Wolframit von Yuershan	0,00	n.b.	0,18	5,28	13,15	0,00	0,00	0,49	60,28	21,31	100,69
	Wolframit von Yuershan	0,01	n.b.	0,00	5,00	12,99	0,00	0,16	0,00	60,44	20,96	99,56
Longshan		Co	Ni	Ag	Mn	Fe	Cu	Sb	Mo	W	O	total
	Wolframit	0,00	0,11	0,00	1,18	16,75	0,31	0,11	n.b.	61,45	21,36	101,27
	Wolframit	0,03	0,01	0,00	1,17	16,63	0,37	0,00	0,45	62,53	21,35	102,54
	Wolframit	0,00	0,07	1,84	8,15	12,62	0,33	0,02	n.b.	56,06	20,63	99,72
	Wolframit	0,00	0,00	0,66	3,07	14,56	0,46	0,00	n.b.	60,74	20,92	100,41
	Wolframit	0,00	0,00	1,14	5,59	15,07	0,00	0,21	n.b.	56,99	20,82	99,82
	Wolframit	0,11	0,11	0,58	6,75	14,55	0,00	0,00	n.b.	56,58	20,91	99,59
	Wolframit	n.b.	n.b.	n.b.	1,93	15,82	n.b.	0,00	0,00	52,31	29,94	100,00
	Wolframit	n.b.	n.b.	n.b.	1,95	15,65	n.b.	0,51	0,00	52,43	29,46	100,00
	Wolframit	n.b.	n.b.	n.b.	1,78	15,62	n.b.	0,00	n.b.	52,70	29,90	100,00

von Wolfram und die Erstanlage des Scheelits sind wegen der extremen Neigung zu Grobkornbildung, allein durch Scheelitgefüge, schwierig zu erbringen. Aber gerade diese Erkenntnisse lassen auch die makroskopischen Beobachtungen unter neuen Aspekten erscheinen.

Für eine ursprüngliche, im weiteren Sinne syndiagenetische Anlage sprechen nämlich manche Gefügebefunde, wie die nachweislich syndiagenetische Zerbrechung von Scheelitkrusten (Abb. 82, 85, 97, 98), weiters polar-geope-

Abb. 93.

Metamorpher Feinlagenbau (horizontal) mit Scheelit (schwarz – grau – grauschwarz) zwischen zwei dünnen Pyritlagen (schwarz), begleitet von Feinquarzit (grauweiß, oben und unten).

Kataklastischer bis mylonitisierter, plattenförmiger Scheelit-Großkristall (mit undulöser Auslöschung), Verheilung der Fugen mit Dolomit, Calcit und Quarz. Akzessorisch: Baryt (rechts unten) und Apatit-Einzelkristalle. Eine Suture begleitet als *si* im Quarzit die untere Pyritlage.

Dünnschliff, 1 Nicol.

Natürl. Größe 3,33 × 2,22 mm.

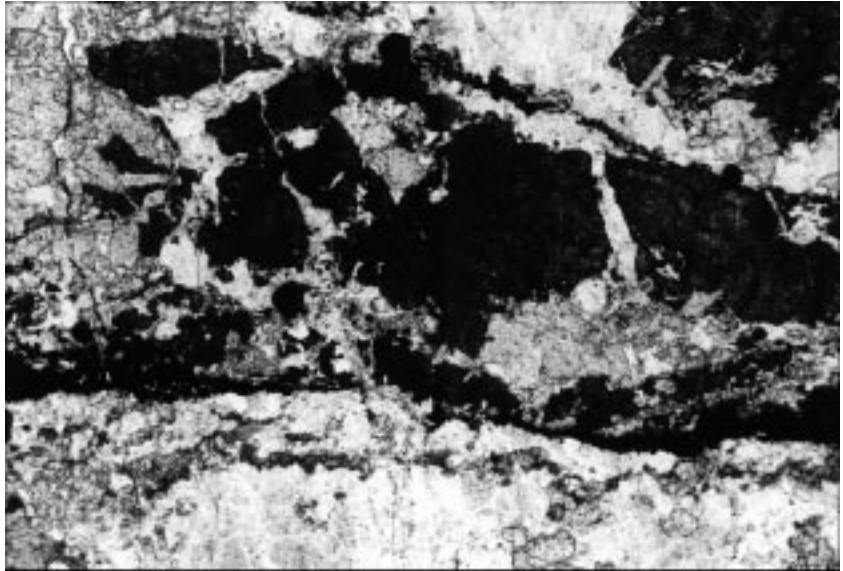


Abb. 94.

Rupturell und intergranular deformierte Scheelit-Großkristalle mit undulöser Auslöschung (grau, hohe Lichtbrechung: starkes Relief!) mit Quarz-Internegefüge (weiß bis grau, undulöse Auslöschung).

Dünnschliff, Nicols +.

Natürl. Größe 3,33 × 2,22 mm.

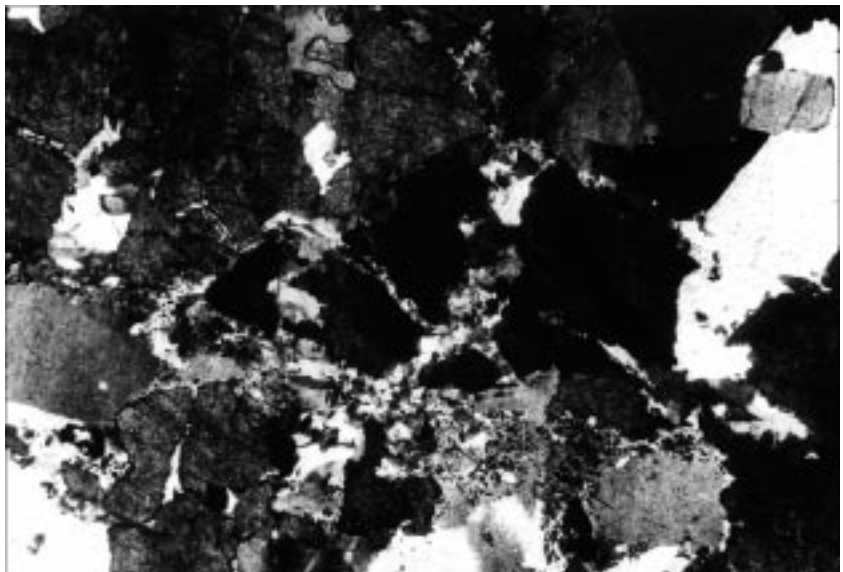
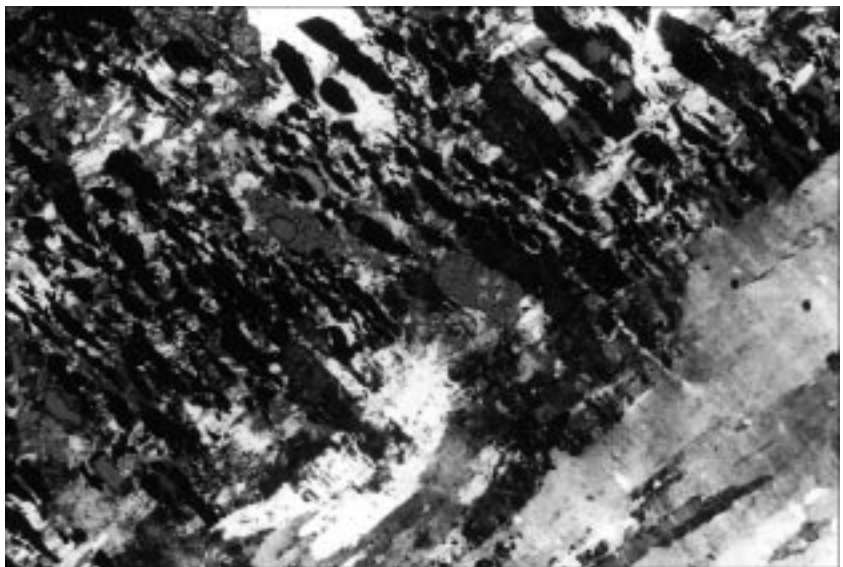


Abb. 95.

Scheelit-Großkristall (schwarz, grauschwarz, links) und grobkristallines, scharf geregeltes Tektonit-Quarzitgefüge (diagonal: links unten - rechts oben). Schieferung (s) entspricht der Mikro- und Makroschichtung, Mikro-Zerrfugenschar s deformiert vor allem Scheelit; Fugen mit Quarz, Dolomit und Ankerit verheilt.

Dünnschliff, Nicols ×.

Natürl. Größe 3,33 × 2,22 mm.



tale Gefüge (Abb. 82, 85, 97, 99), laminierte, z.T. gefaltete Dolomit-Ankerit- und Scheelit-Abfolgen (Abb. 95, 96), Antimonit-Quarzit-Scheelit-Feinschichten (Abb. 97) und alternierende Mikrofolgen von Pyrit, Quarz, Scheelit und Antimonit (Abb. 100).

5.7.3.1.5.

Wolframit (Mn,Fe)WO₄

In der Mineralparagenese der Erzkörper in den Revieren Yuershan und Hongyanxi tritt Scheelit zurück. Wir konnten in den wenigen gesammelten Proben nur Wolframit (Mn,Fe)WO₄ nachweisen. Es handelt sich dabei um idio-

morphe, dicktafelige bis nadelige, 0,1–0,2 mm breite und bis 0,8 mm lange Mischkristalle der Ferberit FeWO₄-Hübnerit-MnWO₄-Reihe (Abb. 101), die in feinen Gängchen und Rissen des Nebengesteins vermutlich wohl als Mobili-

Abb. 96.

Schieferungs-(= schicht-)parallele Scheelitkrusten lassen einander überholende Deformations- und Kristallisationsteilbewegungen erkennen. Detail aus metamorphem Erzlager mit kristallinem Feinlagenbau Scheelit (schwarzgrau bis schwarz, starkes Chagrin) – Quarzit (je nach Kornlage weiß bis dunkelgrau). Undulöse Auslöschung in Scheelit und Quarz infolge intragranularer mechanischer Beanspruchung einer metamorphen Kristallgeneration. Kataklase durch Mikrozerrfugen – vor allem in „starren“ tafeligen Scheelit-Grobkristallen und Verheilung mit Calcit (weißgrau, lamelliert) und Quarz. Spuren der Zerrfugenschar in den Quarzitlagen durch pigmentfreie Streifen erkennbar. Dünnschliff, Nicols +. Natürl. Größe 3,33 × 2,22 mm.

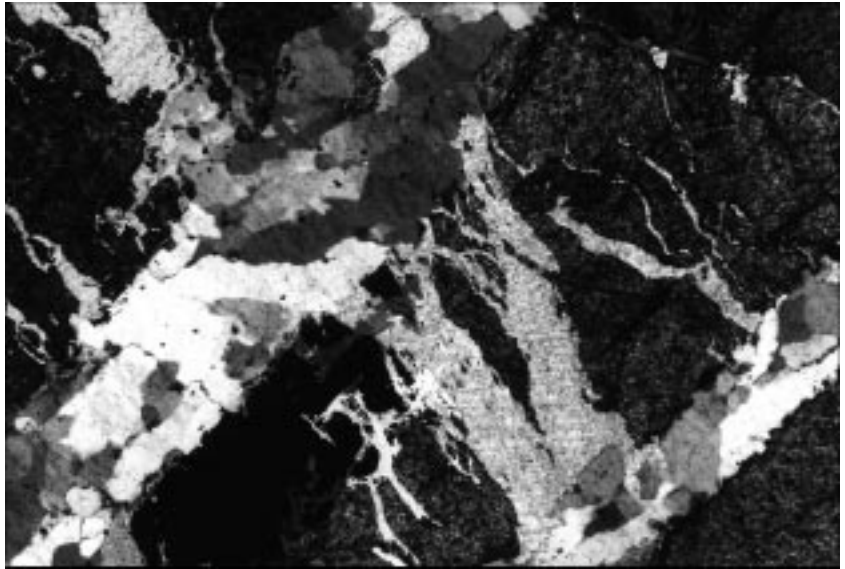


Abb. 97.

Deformierter Scheelit-Laminit mit Sedimentationsrelikten. Scheelit: schwarzgrau; Quarzit: (detritischer und authigener Quarz) grauweiß; Ankerit-Blasten: weißgrau (in Quarz und Scheelit); pyritreicher Sericit-pelit: grau (feinlagig). Geringe Dislokation des unteren krustenförmigen Scheelit-Großkristalls (mit Quarzit-Ankerit-Intergefüge si) an Mikroscherfuge, hingegen ungestörte polare Fortsetzung der chemischen und mechanischen Sedimentation (im oberen Bildteil, Geopetalgefüge). Jüngste Mikrozerrfugen mit vorwiegend Scheelit, daneben Quarz und Karbonat jüngster Kristallgeneration verheilt. Dünnschliff, 1 Nicol. Natürl. Größe 27 × 18 mm.

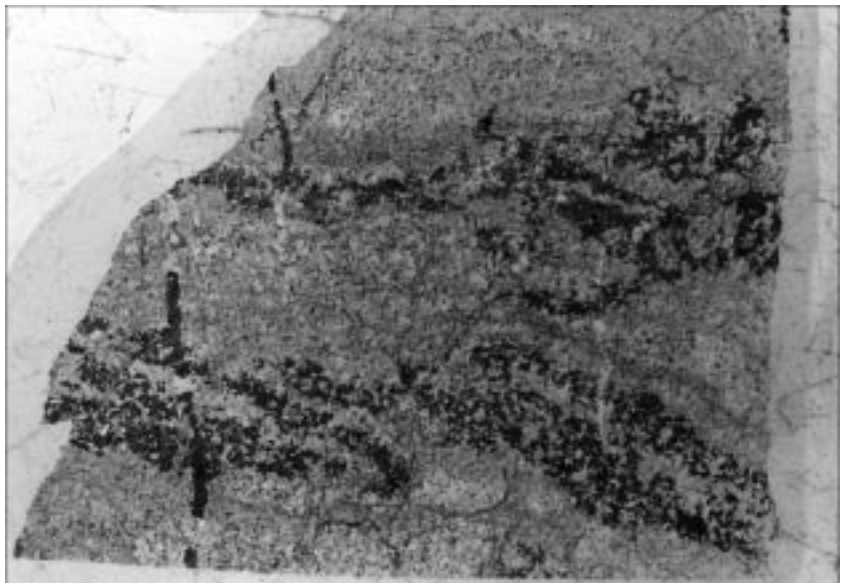
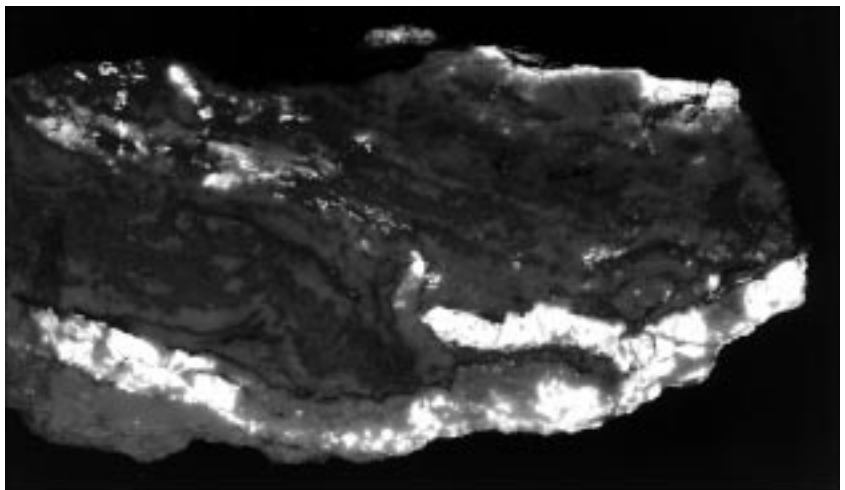


Abb. 98.

Syndiagenetische Fältelung im feinlagigen Antimonit-Scheelit-Quarzit (mit Pyrit-Sericit-Zwischenfilmen), dadurch Fragmentierung von Scheelitlagen, erosiv-gekappte Faltenoberfläche mit ungestörter geopetaler Fortsetzung der chemischen und mechanischen Anlagerung. Metamorphes Erz aus Erzlager V8, bestrahlt mit kurzwelligem UV-Licht. Scheelit-Lumineszenz bläulichweiß, im Bilde weiß (vgl. Abb. 46).



sate eines primären Stoffbestandes kristallisiert sind. Die $MnWO_4$ -Gehalte der analysierten Wolframitkristalle liegen mit einer Ausnahme alle über 75 mol-%, wobei in den Wolframiten des Erzkörpers Yuershan die $MnWO_4$ -Gehalte nachweisbar höher liegen als in jenen des Erzkörpers Hongyanxi (Tab. 4; Abb. 102). Im alten Bergbaugebiet von Xi'an und Liangshuijing (über 10 km ESE von Woxi) gelang im quarzitischem Pyrit-Scheelit-Wolframit-Erz der Fund von feinschichtig angereicherter Wolframit (Abb. 103).

5.7.3.1.6. Ged. Gold Au

Das Edelmetall Gold stellt das dritte Wertelement der Lagerstätte Woxi dar. Begreiflicherweise steht diese wirtschaftlich für die Provinz Hunan und China sehr wichtige Komponente im Vergleich zu Antimonit und Scheelit hin-

Abb. 99.
Geopetale chemische Scheelitanlagerung (dunkelgrau) in karbonatreichem, sericitischem Kiesel sediment: Scheelit-Quarzit als Nebengestein des Erzkörpers V4.
Dünnschliff, Nicols +.
Natürl. Größe 20 × 13 mm.

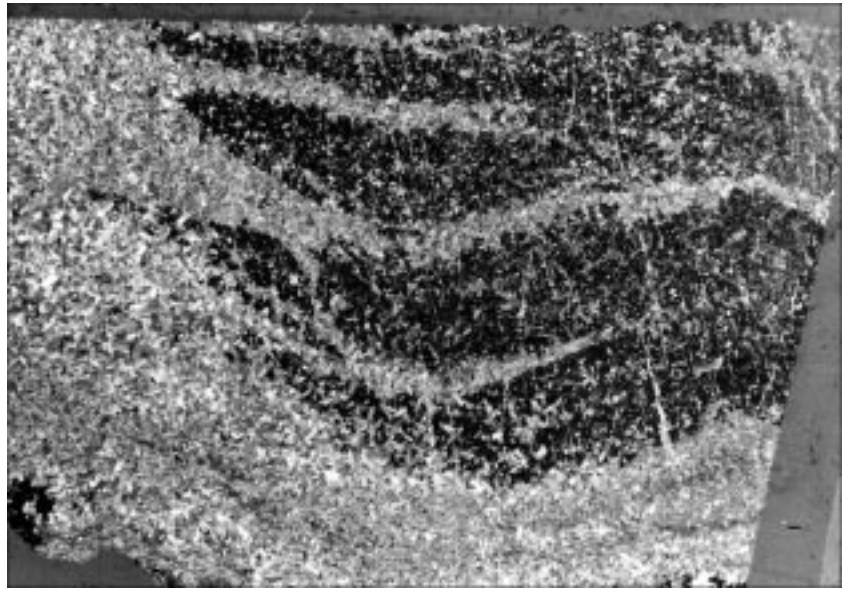


Abb. 100.
Metamorpher Feinlagenbau mit wechselnder Folge von Pyrit, Scheelit, Fein-quarzit, Quarzit, Sericit und Chlorit, als Relikt eines ehemaligen schichtigen Gefüges im Erzkörper V4.
Synmetamorphe Scheelit-Mikrodeformationsbreccie. Pyrit (schwarz, Feinlagen unten und oben); Scheelit (grauschwarz, schwarzgrau, Feinlage unten und darüber zwei tafelige Grobkristalle); Quarz (weiß bis grau); akzessorisch Baryt und Apatit. Zerrfugenschar mit auffälliger Fragmentierung besonders der tafelligen, nach s ausgerichteten Scheelit-Grobkristalle, und metasomatischer Angriff auf Scheelitkonturen. Fugenverheilung durch Calcit (grau) und durch junges Quarzkristallinat, welches dem des Lagenbaues entspricht, mit Ausnahme des mikrokristallinen bis dichtkörnigen Feinquarzits (unten zwischen Pyrit- und Scheelit-Feinlage).
Dünnschliff, Nicols ×.
Natürl. Größe 3,33 × 2,22 mm.

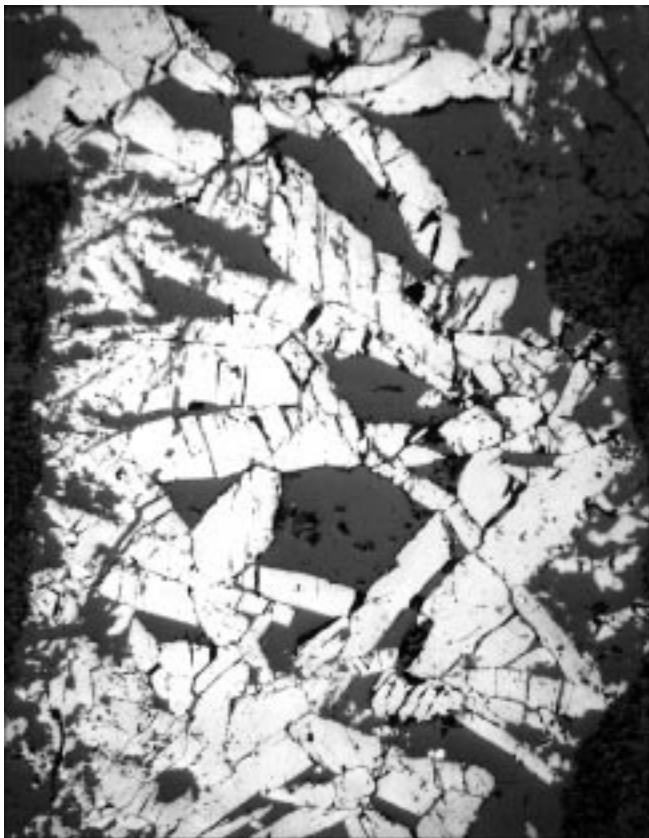


Abb. 101.
Wolframit-Quarzgängen im Erz von Hongyanxi mit wandständig gewachsenen, nach (100) tafelig-linsigen Wolframitkristallen, z.T. mit charakteristischem Querbruch.
Pol. Anschliff, 1 Nicol.
Natürl. Größe 3,73 × 2,65 mm.

Abb. 102.
MnWO₄-Gehalte in Wolframitkristallen der Mischreihe Ferberit (>75 mol.-% FeWO₄) – Hübnerit (>75 mol.-% MnWO₄).
Mikrosondeanalytik (vgl. Tab. 4).

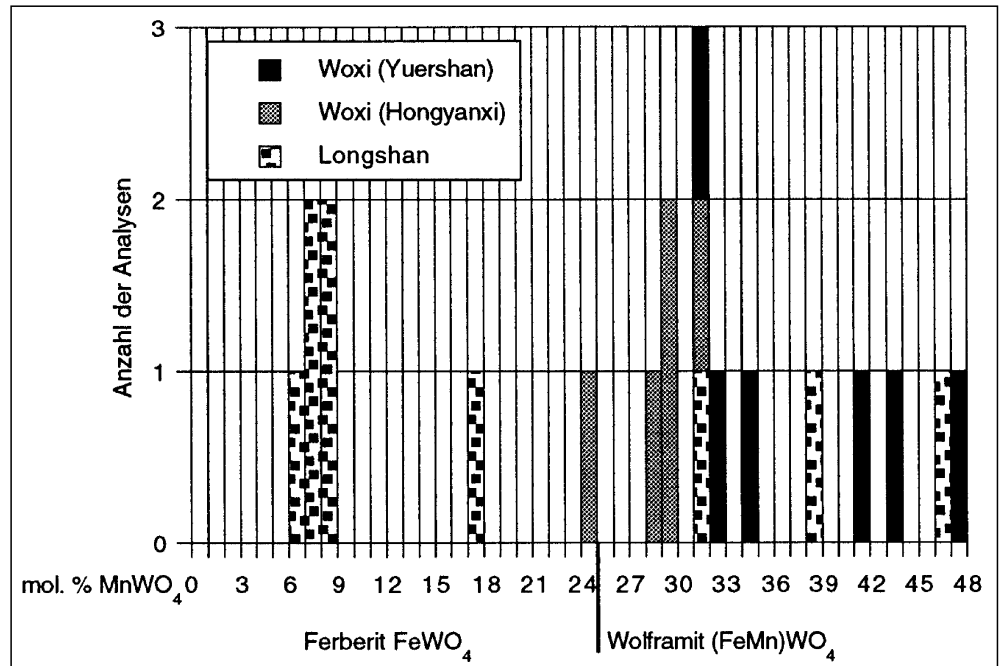
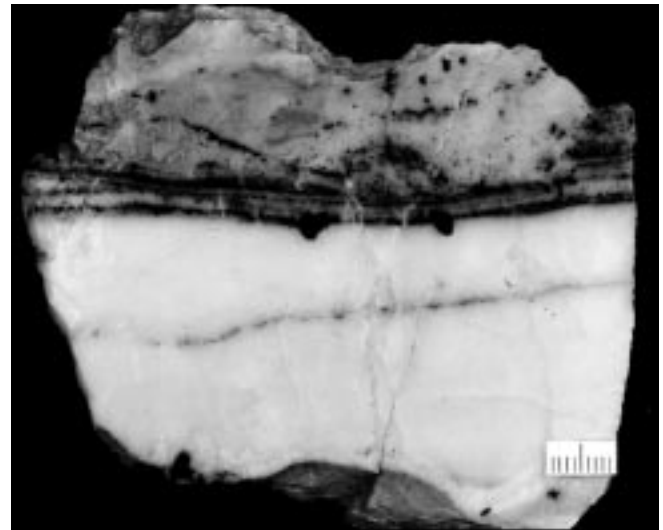
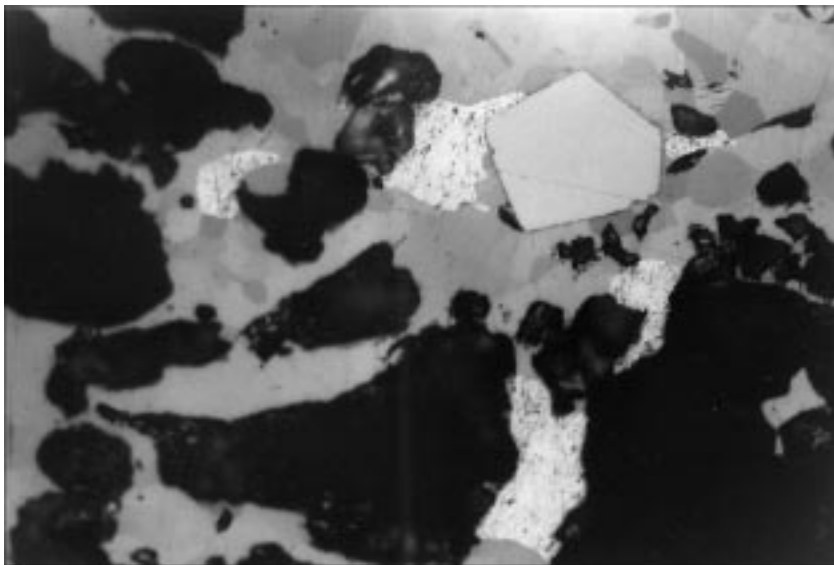


Abb. 103.
Relikte feinschichtig sedimentärer Ausfällung von Wolframit (schwarz) im Quarzit des alten Bergbaugesbietes von Liangshuijing (in der Abfolge mit Pyrit, Scheelit, Ankerit, Sericit; nicht im Bildausschnitt).

sichtlich seines gestaltlichen, mengen- und gefügemäßigen Auftretens in einem völligen Gegensatz.

Gold ist in allen bisher abgebauten Erzlagerstätten enthalten. Die Verteilung ist allerdings unregelmäßig. Für die Lager V1 und V4 werden Haufwerksgehalte bis 7–8 ppm angegeben, für das Lager V7 ist ein durchschnittlicher Wert von 5 ppm genannt. Im „Field Trip Guidebook“ (1994) sind sogar Durchschnittswerte für die Lagerstätte mit 8,27 ppm erwähnt.

Nur in sehr seltenen Fällen kann man hier das gediegene Gold freisichtig erkennen. Hingegen kommt das Mineral im polierten Anschliff u.d.M. doch relativ oft mit seiner auffallenden, intensiv goldgelben Reflexionsfarbe in Form sehr feiner Körnchen ins Blickfeld. Es handelt sich um Korngrößen wie z.B. 0,085×0,02; 0,075×0,025; 0,075×0,01 sowie 0,015 und 0,003 mm. Es sind mikrokristalline bis dichtkörnige, nicht figurierte Einzelkörnchen,



die in Teilbereichen auch zu Gruppen gehäuft sein können (Abb. 67, 84, 104, 105). Diese Goldpartikel sind am häufigsten als Einschluss in Pyrit und Antimonit zu beobachten, weiters in Quarz und Sericit. Im hierfür prädestinierten Arsenkies haben wir kein ged. Gold gesehen. Auffällig ist sein Auftreten auch in Mikrorissen kataklastischer Pyritidioblasten (Abb. 67).

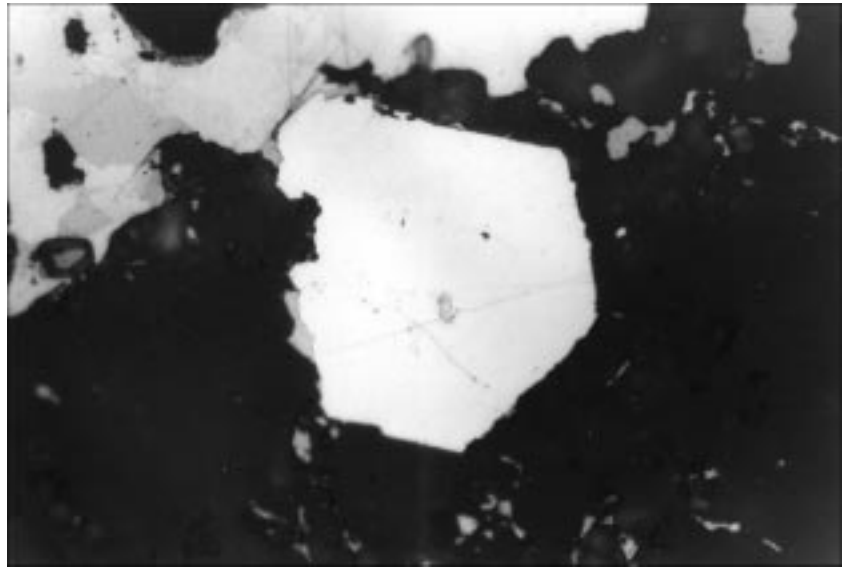
In diesem Zusammenhang bringen experimentelle Untersuchungen von MOELLER & KERSTEN (1994) über die elektrochemische Akkumulation von Au an Sulfide bemerkenswerte Ergebnisse im Vergleich mit den natürlichen Anreicherungen.

Von großem Interesse ist natürlich die Goldsuche mit der Mikrosonde im sub-

Abb. 104.
Antimonit (verschieden grau, Reflexionspleochroismus) als Träger von ged. Gold (grauweiß) in der Paragenese mit Pyrit (weißgrau, Idioblast) und Quarz (schwarz).
Pol. Anschliff, 1 Nicol.
Natürl. Größe 0,37 × 0,25 mm.

Abb. 105.

4 µm kleines Goldkörnchen (grauweiß) als Einschluss in Pyritheimblasten (weißgrau) neben Antimonitschlus. Antimonit: grau, Quarz: schwarz. Pol. Anschliff, 1 Nicol.
Natürl. Größe 0,24 × 0,16 mm.



Tab. 5.

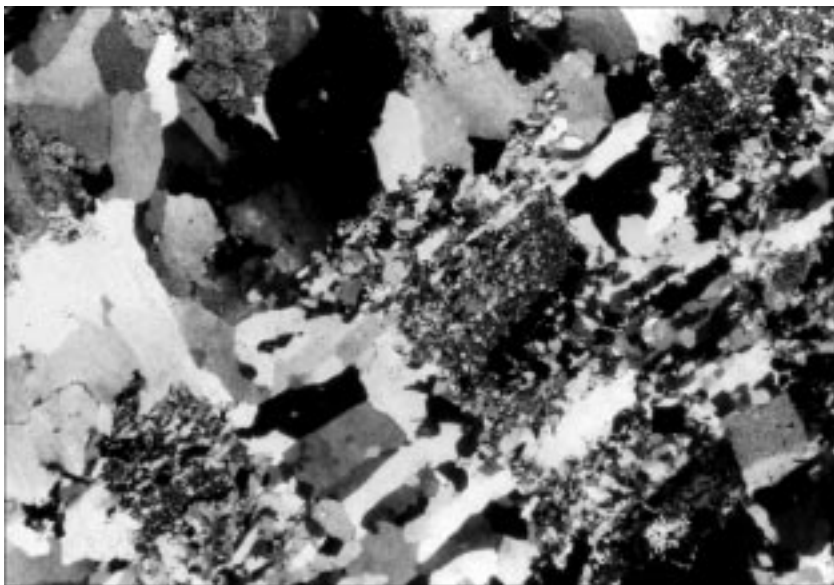
Mikrosondeanalysen von ged. Gold der Lagerstätten Woxi und Longshan.
Elementgehalte in Gew.-%; n.b. = nicht bestimmt.

Lagerstätte	Beschreibung	Au	Ag	Pd	Cu	Fe	Sb	Te	Se	V	S	Al	total
Woxi	Au in Qz	100,00	0,02	n.b.	n.b.	n.b.	n.b.	n.b.	n.b.	0,06	n.b.	0,67	100,75
	Au in Qz	97,87	0,25	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,30	0,05	0,00	0,79	99,26
	Au in Qz	98,77	0,38	n.b.	0,00	0,25	0,11	0,00	0,00	0,06	0,18	0,10	99,85
	Au in Qz	95,58	0,45	0,02	0,00	1,03	1,01	0,53	0,35	0,10	0,65	0,05	99,77
	Au in Qz	95,29	0,07	0,02	0,00	1,28	0,48	0,00	0,34	0,00	0,58	0,05	98,11
	Au in Qz	96,35	0,00	0,00	0,00	1,04	0,16	0,05	0,21	0,04	0,39	0,04	98,28
	Au in Qz	98,43	0,00	0,00	0,04	0,81	0,16	0,19	0,15	0,00	0,22	0,00	100,00
	Au in Qz	95,05	0,24	0,00	0,00	0,46	1,98	0,00	0,15	0,00	1,13	0,18	99,19
Longshan	Au mit Qz, Stb	96,65	0,00	0,00	0,23	0,39	1,11	0,00	0,27	0,00	0,01	n.b.	98,68
	Au mit Qz, Stb	93,50	0,23	0,00	0,00	0,57	1,31	0,00	0,20	0,18	0,00	0,93	96,92
	Au mit Qz, Stb	98,62	0,00	0,00	0,00	0,46	0,48	0,00	0,13	0,27	0,02	0,72	100,70
	Au mit Qz, Stb	91,82	0,00	0,00	0,00	0,93	3,02	0,19	0,20	0,00	0,00	0,86	97,02
	Au mit Qz, Py	98,43	0,00	0,00	0,02	1,71	0,18	0,00	0,00	0,00	0,00	0,63	100,97
	Au mit Qz, Stb	97,65	0,00	0,05	0,00	0,21	1,67	0,00	0,27	0,00	0,00	n.b.	99,85
	Au	97,64	0,00	0,00	0,00	1,07	0,00	n.b.	n.b.	0,08	0,14	0,39	99,32
	Au	90,80	0,00	0,29	0,00	0,40	6,95	0,00	n.b.	0,04	0,13	0,37	98,98
	Au	97,24	0,29	0,00	0,18	1,33	0,96	0,05	0,17	0,00	0,08	0,48	100,78
	Au	99,25	0,00	0,00	0,03	0,23	1,62	0,00	0,12	0,00	0,09	0,68	102,02
	Au	95,86	0,00	0,00	0,00	0,27	0,65	0,21	0,08	0,13	0,12	0,10	97,42

mikroskopischen Bereich von Wirtsmaterialien. Der mitunter auffallend hohe Au-Gehalt in Pyrit (Tab. 1, Abb. 61) aber auch in Antimonit (Tab. 3, Abb. 83), dürfte wohl auf submikroskopische Einschlüsse zurückzuführen sein. Die Ag-Gehalte im Gold liegen zwischen 0 und 0,45 Gew.-% (Tab. 5). Der Reinheitsgrad beträgt nach dem „Field Trip Guidebook“ (1994) 977–999,5 ‰. Über die auffallende gehäufte regionale Verteilung der Au-Anreicherungen in der Provinz Hunan berichten MA, D.S. & LIU, Y.J. (1992) bzw. MA, D.S. & LEHMANN (1994; unsere Abb. 27).

5.7.3.1.7. Quarz SiO₂

Wir ziehen das wichtigste Begleitmineral (Lagerart, Gangart) als den konstanten Begleiter des Erzes in allen



Erzkörpern an die nächste Stelle unserer Betrachtung. Gegenüber dem Auftreten von Quarz in den nicht verzerrten Sedimentabfolgen mit detritischen und authigenen Bestandteilen besteht in den Erzkörpern eine zusätzliche, besondere Anreicherung authigenen Quarzes. Man könnte auch von einer Einkieselung des sericit-pelitischen Sedimentes im synsedimentären Stadium sprechen.

Neben den üblichen sedimentbildenden Quarzanteilen und -typen, wie detritische Partikel und feinquarzitische

Aggregate in Vergesellschaftung vor allem mit Sericit und Chlorit, aber auch mit authigenem Karbonat, Pyrit und detritischen Schwermineralen, fallen in den schichtigen Erzkörpern Quarzkristallite verschiedener Generationen, Korngrößen und -gestalt sowie unterschiedlichen Anlagerungsgefüges auf (Abb. 106). Der

Abb. 106.

Geschlossene Quarzkristallite verschiedener Korngrößen und Korngestalten bilden den metamorphen Lagenbau als Abbildungskristallisation einer ehemaligen Schichtung (im Bild diagonal). Älteste Quarzgeneration mikrokristallin, beidseits begleitet von dicht- bis feinkörniger Quarzitlage und in der beidseitigen weiteren Folge palisadenförmige klein- bis mittelkörnige Wachstumsgefüge mit Quarz-c Anwachsfläche, ebenso in s-diskordanten Zerrfugen mit Wachstumsregelung Quarz-c Kluftwand.
Dünnschliff, Nicols +.
Natürl. Größe 4,89 × 3,26 mm.

schichtige Aufbau der Erzlager wird mit der Begleitkomponente Quarz noch verdeutlicht und im Mikrodetail des Schichtenaufbaues sogar durch laminaren Korngrößenwechsel, gestaltlichen Wechsel der Kristallite und verschiedene Gefügeregelung noch bestätigt.

Die feinstkörnigen Quarzgefüge bestehen aus xenomorphen Körnern der mikrokristallinen Klasse (4–8 µm) und stellen nach dem Erscheinungsbild in Laminae mit geschlossenen monomineralischen, und offenen Teilgefügen zusammen mit Sericit und Chlorit zweifellos ein sehr früh entstandenes, also altes, authigenes Produkt dar (Abb. 107). Wir konnten keine Anhaltspunkte für noch weitere Vorgängergefüge dieses Feinquarzits finden, halten es jedoch für möglich, dass es sich hier bereits um ein sehr altes Sammelkristallit eines fröhdiagenetischen Sedimentstadiums handelt. Bezüglich der genetischen Veränderungen ist an Peptisation und Wiederanlagerung, mit eventueller Konzentrationsverschiebung durch Diffusion, meist mit Kornvergrößerung verbunden, zu denken.

Feinlagenbaue mit laminarem Wechsel etwa in den Korngrößenbereich 0,04–0,07 mm könnte man auf Grund dieses Korngefüges rein intuitiv ebenfalls noch in dieselbe Quarzgeneration stellen.

Wichtig ist es aber zu wissen und zu erkennen, dass analog den Antimonit-Rekristallisaten auch bei Quarz die sogenannten rekristallisierten „Mörtelquarze“ (SANDER,

1950, 1970) in Scherzonen bekannt sind (Abb. 108). Der versierte petrographische Forscher wird bei der Identifizierung dieser ebenfalls feinkörnigen Quarzaggregate (um 0,03–0,1 mm) nicht in Verlegenheit kommen.

Unter der Vielzahl von Quarzgefügen in den Erzkörpern halten wir den kristallinen Feinlagenbau für das genetisch ausdrucksvollste. In dieser Sicht ist das gemeinsame Auftreten im engen Verbands mit sämtlichen hier vertretenen Erzmineralen in Form von inhomogenen Parallelgefügen als relikte Schichtung und ihren sedimentären Varianten besonders aussagekräftig (Abb. 86, 100, 107, 109). Im Quarzteilegefüge selbst fällt in zahlreichen Variationen die Entwicklung zu weiteren fein-, mittel- und grobkörnigen (etwa bis 10 mm) Kristalliten sehr häufig als laminares Flächengefüge auf. Diese Gefügevarianten beweisen verschiedene Stationen von Umkristallisaten und demnach von Mineralgenerationen.

Manchmal sind Quarzit-Lagenbaue vom mikrokristallinen Stadium über Korngrößen von 0,04 bis 0,15 mm, weiter über 0,3 mm bis in den mm-Bereich, ja bis zu Palisadengefügen und zu 10-mm-xenomorphkörnigem Grobquarzit entwickelt. Eine weitere Quarzkorn-Variante bilden Typen von Subindividuen, die größere Kristalle zusammensetzen.

Die Deformationen der Quarzgefüge sind größtenteils als postkristallin einzustufen. Zum Teil ist es die Kataklyse, die natürlich in den größeren hypidiomorphen und idiomorphen Kristalliten am deutlichsten zur Geltung kommt. Die Anwesenheit hoch teilbeweglicher Mineralaggregate in der Paragenese wie Antimonit, Glimmer, Chlorit bringt

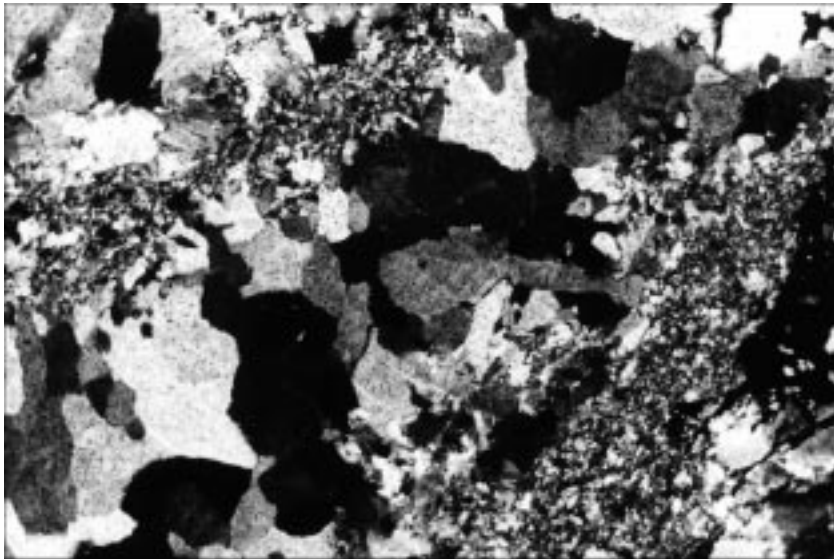


Abb. 107.
Metamorpher Quarzlagenbau (diagonal) im Erzkörper V3.
Mit Ausnahme des Antimonits (opak, schwarz, entlang des rechten Bildrandes) geschlossenes Quarzgefüge. Relikte mikrokristalline Laminae repräsentieren die ältesten erhaltenen Quarzkristallite. Die feinkristallinen sammelkristallisierten Aggregate der drei Quarzitlagen lassen undulöse Auslösung infolge intragranularer mechanischer Beanspruchung erkennen.
Dünnschliff, Nicols +.
Natürl. Größe 3,33 × 2,22 mm.

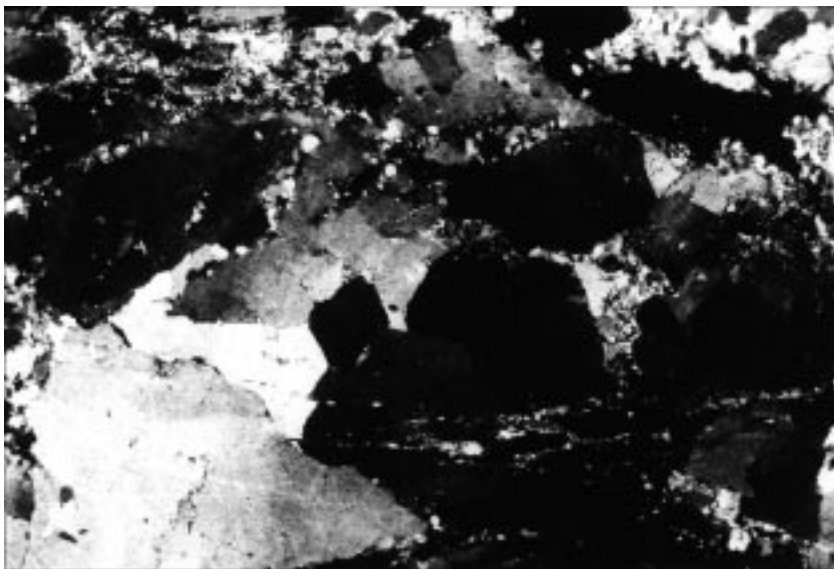


Abb. 108.
Metamorphes Antimonit-Quarzit-Gefüge im Erzlager V3 mit jungen Quarzkristalliten: mittelkörnige Hypidioblasten und Xenoblasten verschiedener Drehlagen (daher grauschwarz bis weiß), postkristallin intragranular beschädigt (undulöse Auslösung!). Antimonit (schwarz, in Mikronetzwerk, rechts oben).
In Mikroscherfflächen des Erzgefüges feinstkörnige Rekristallisation (besonders deutlich unten rechts, horizontal).
Dünnschliff, Nicols ×.
Natürl. Größe 18 × 12 mm.

Abb. 109.

Metamorpher Feinlagenbau mit Antimonit, Pyrit und Quarz verschiedener Kristallisationsstadien. Am wenigsten verändert sind die mikrokristallinen Quarzlagen (mitte, unten). Idiomorphkörniger Pyrit (schwarz). Pyrit begleitet die sericitische Feinquarzitlage. Antimonit besetzt ein Mikrofugennetz intergranular im Quarzit. Dünnschliff, Nicols ×. Natürl. Größe 1,85 × 1,25 mm.

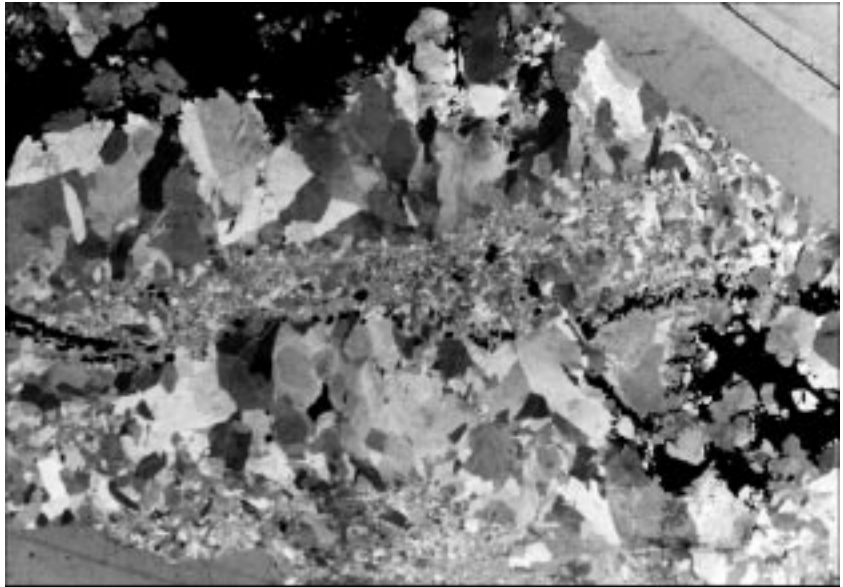


Abb. 110.

Im Zuge mehrerer Deformationen und Kristallisationen entstand der hier dargestellte Ausschnitt einer Quarz-Mikrodeformationsbreccie in der Matrix Antimonit. Kataklastische Quarz-Blasten (schwarz) und Aggregate wurden durch die Verschiebung in Fragmente zerlegt, z.T. verdriftet und die Konturen von rekristallisiertem Antimonit (grauweiß bis grau, Reflexionspleochroismus!) korrodiert. Diese Deformationen und Kristallisationen sind im Rahmen der vielseitigen Entwicklung der Lagerstätte einer jungen Phase zuzuordnen. Pol. Anschliff, 1 Nicol. Natürl. Größe 1,87 × 1,25 mm.

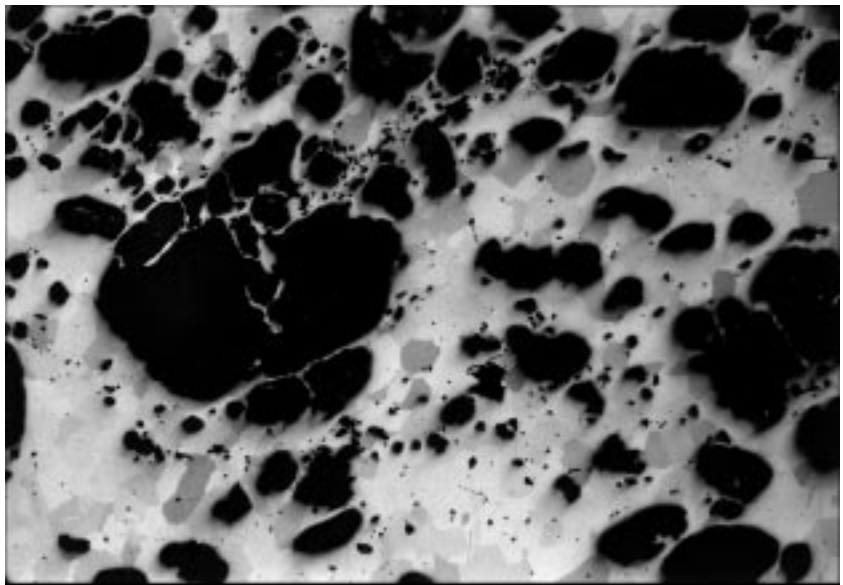
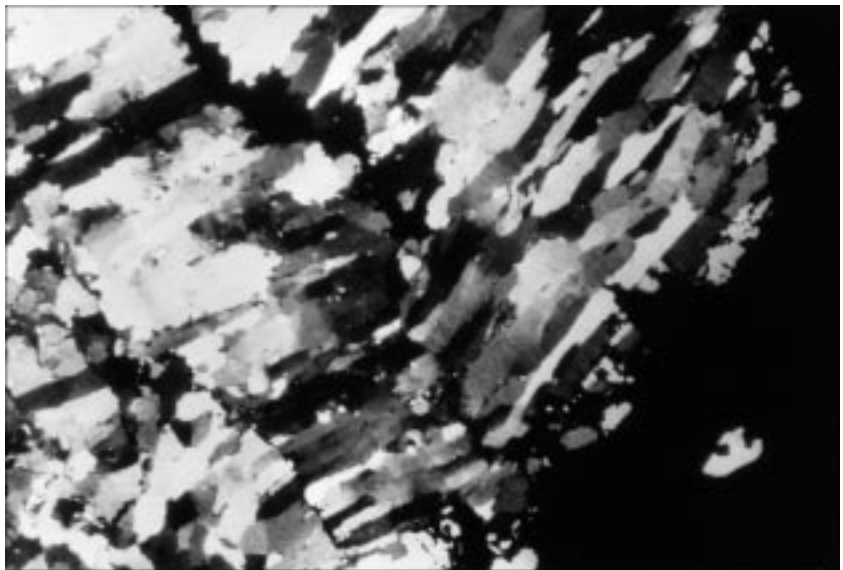


Abb. 111.

Postdeformative Kristallisation in einem Quarz-Antimonit-Tektonit. Antimonit: schwarz (opak!), geschlossenes Gefüge einer Antimonit-Feinlage (rechts unten, s diagonal von links unten nach rechts oben) mit unscharfen Konturen durch Antimonit-Mikrofugennetz im Quarzit. Gestreckte, scharf nach s geregelte Quarzkomponenten (je nach Schnittlage weiß bis schwarz). Die jüngste Quarzkristallisation erfolgte erst nach der geringen Verbiegung des Quarzits. Dünnschliff, Nicols +. Natürl. Größe 4,89 × 3.26 mm.



bringt natürlich eine bevorzugte Verformungsbereitschaft in das Erz. So kommt es häufig zu den fragmentierten Quarzkristallaggregaten (Abb. 110).

Weitere Merkmale für mechanische tektonische Durchbewegung sind Gitterdeformationen in fast sämtlichen Quarzgefügen. Also auch Feinquarzite zeigen unter dem Mikroskop im Durchlicht undulöse Auslöschung und diese Beobachtung ist bis in den grobkristallinen Bereich zu machen

(Abb. 108). Auch große, wachstumsgeregelte Palisadenaggregate zeigen zum Teil solche deformative Gitterstörungen. Gitterstörungen sind aber auch Ausgangspunkte für die schon erwähnte feinstkörnige Rekristallisation in

Form von Mörtelquarz, so besonders in Gleitflächen des Gefüges.

Natürlich sind die Ausheilungen der Mikrofugen von Quarz, Pyrit, Scheelit durch nachfolgende, also postkinematische Kristallisation von Quarz, Antimonit, aber auch von Karbonat, Baryt, Gold erfolgt. Auch rein mechanische Einschleppung, etwa von Antimonit in die Fugen ist oft zu beobachten. Synkinematische Kristallisation ist fallweise an pigmentfreien Verheilungen von feinsten Rupturen durch Quarz in Quarzit zu belegen.

Tektonit-Teilgefüge von Quarz sind in manchen Fällen s-paralleler Gleitbeanspruchung deutlich form-ge-regelt durch die Ausbildung von z.B. 2–3 mm großen, gelängten xenomorphen Quarzindividuen: eine Folge des Zusammenwirkens von Verformung und Umkristallisation belteropor nach den s-Gleitflächen (Abb. 111, 112).

Zonarbau an idiomorphen und hypidiomorphen Kristallen ist ähnlich wie bei Pyrit in Form von stationär eingebauten Interngefügen in Abb. 113 z.B. durch Fluideinschlüsse sowie durch *si*-Gefüge ausgebildet, welche durch die Übernahme von Sericit aus dem Schieferungsnachbargefüge entstanden. Außerdem fällt oft auf, dass das Sericit-*si*-Gefüge nicht den ganzen Kristall durchzieht, sondern nur auf den Kernbereich beschränkt ist. Der Außenrand erscheint dann als einschlussfreier Saum.

Quarkristalle und Kristallisate jüngster Generationen kommen im Rahmen der Erzparagenese in allen möglichen Erz- und Begleitmineralen vor: in Antimonit, Scheelit, Pyrit, Karbonat, so wie auch umgekehrt in den jungen Quarkristallisaten Einschlüsse von Scheelit, Antimonit, Pyrit, Gold, Sericit und anderen vorkommen. Junge Idio-blasten sind aber nicht etwa allein durch ihre relative Korngröße zu erkennen. Sie sind auch in dichtkörniger, fein- und feinkörniger Quarzmatrix mit kleineren Kristalliten entwickelt.

Im Rahmen der Konturenbildungen zwischen den Mineralen des Erzes fallen neben fixer Konturierung auch auf: einerseits die verdrängenden Angriffe von Antimonit und Ankerit auf Quarz, andererseits aber auch die Konturenmodifikation durch Angriff von Quarz auf Scheelit, Antimonit und Ankerit.

Diese überwiegend auf junge und jüngste Kristallisate bezogenen Beobachtungen über gegenseitige Verdrängungen sind zweifellos interessant für minerogenetische Überlegungen in den Erzkörpern, jedoch kommt ihnen keine Bedeutung bei der Beurteilung der primären Metallanreicherung, also der eigentlichen Lagerstättenentstehung zu.

Zusammenfassend kann Quarz mit seinen diskreten Feinquarzit-Laminae, dem oft deutlichen sekundär-

kristallinen Feinlagenbau mit passiver Gefügeregelung (Tektonitregelung) und zahlreichen Wachstumsgefügen schon für sich allein als aussagekräftiges Begleitmineral bezeichnet werden, das aber in Verbindung mit den Gefügepartnern im Erz zu einer weitgehenden Erklärung der Entstehung und Weiterentwicklung der

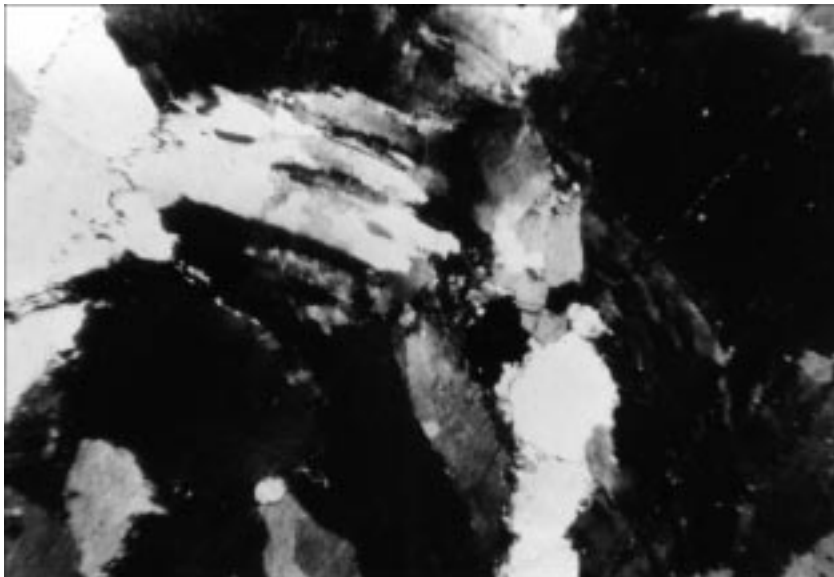


Abb. 112.
Mikrodetail aus einem Antimonit-Pyrit-Quarzit-Erz-lager (V4).
Dieser grobkristalline Quarzit wurde postkristallin verbogen. Dies bezeugen schwach verbogene Kristalle mit undulöser Auslöschung (links und unten) sowie feinstkörnige Rekristallisate (Bildmitte). (Quarz: je nach Drehlage der Körner weiß, grau bis schwarz).
Dünnschliff, Nicols +.
Natürl. Größe 2,6 × 1,7 mm.



Abb. 113.
Grobkörniges Scheelit-Quarz-Kristallinat mit Dolomit-Kristallisation in Haarrissen (rechts unten und Mitte).
Scheelit: grauschwarz, Quarz: grauweiß; Zonarbau durch Mineralpigmente und Flüssigkeitseinschlüsse.
Dünnschliff, Nicols +.
Natürl. Größe 3,33 × 2,22 mm.

Lagerstätte Auskunft geben kann. Man gewinnt den Eindruck, dass vier bis zu fünf Quarzgenerationen vorliegen dürften.

5.7.3.1.8. Karbonate

An Karbonaten sind Dolomit, Calcit und Fe-hältige Varianten vertreten, davon insbesondere Ankerit. Alle sind authigener Herkunft und durch Ausfällung im in Entstehung begriffenen Sediment bzw. Erz, also durch chemische Internanlagerung entstanden. Des weiteren sind die zahlreichen Kristallite in Mikrorupturen und in Klüften der postdiagenetischen Phasen anzuführen.

Der optische Eindruck im Durchlicht und Auflicht führt zu dem Schluss, dass außer den Standardvertretern Calcit, Dolomit und Ankerit eine Vielzahl von Kristalliten mit variierenden optischen Parametern, aber mit allgemein niederem Fe-Gehalt vorliegen dürften. Eine Ausnahme bilden Gangart-Karbonate im wolframitreichen Erzlager von Hongyanxi, wo auch „Siderit“ in Form der Fe-Mg-Mischphase Pistomesit in Erscheinung tritt.

5.7.3.1.8.1. Dolomit $\text{CaMg}(\text{CO}_3)_2$ Ankerit $\text{CaFe}(\text{CO}_3)_2$

Diese Karbonatmischphasen bevorzugen, so wie schon von den Begleitsedimenten her bekannt, die Rhomboe-

derform der Kristallisation, die mit unterschiedlichen Qualitäten zur Geltung kommt (Abb. 114). Es sind häufig Ididoblasten und Hypidioblasten der Korngrößen zwischen etwa 0,04 und 3 mm. Dasselbe gilt auch für die nicht so häufigen Xenoblasten, die sogar an die 4 mm erreichen. Bezüglich der Verteilung kommt klar eine bevorzugt schichtige, oder besser feinschichtige Anreicherung zur Geltung (Abb. 115), was aber nicht grundsätzlich die einzige Gefügeform darstellt. Eine gewisse Ähnlichkeit zur Pyritverteilung fällt auf. Einer laminaren Pyritanreicherung steht manchmal eine homogene Ankeritanreicherung gegenüber. Ebenso gibt es den umgekehrten Fall. Und auch getrennt alternierendes inhomogen-schichtiges Auftreten ist zu beobachten. Neben der Ausbildung separierter Blasten kommen auch Verwachsungen zu Aggregaten vor, die dann linsenförmig und dünnzeilenförmig die Schichtlage präsentieren. Auch von der Größe der Blasten her auffallende feinschichtige Anordnung fällt bisweilen auf.

Die häufigste Deformationsform ist die Gitterbeschädigung, welche im Durch- und Auflicht an der oft deutlich undulösen Auslöschung zu erkennen ist. Diesfalls liegt zweifellos eine präkinematische Kristallisation vor. Die mechanische Beanspruchung des Erzgefüges im Allgemeinen, aber des Ankerit-Teilgefüges im Besonderen ist an jenen ss- und s-parallelen Ankeritfeinlagen bestätigt,

die aus oblongen xenomorphen Körnern, z.B. der fein- und feinkörnigen Kornklassen (um $0,7 \times 0,07 - 0,3 \times 0,03$ mm) bestehen. Sie repräsentieren typische Tektonitgefüge. Auch Kataklyse ist zu beobachten.

Optisch fällt im Durch- und Auflicht ein rhomboedrischer Zonarbau durch Wechsel vor allem der Brechungsindizes bzw. des Reflexionsvermögens auf. Untersuchungen mit der Mikrosonde ergaben beträchtliche Variationen im che-

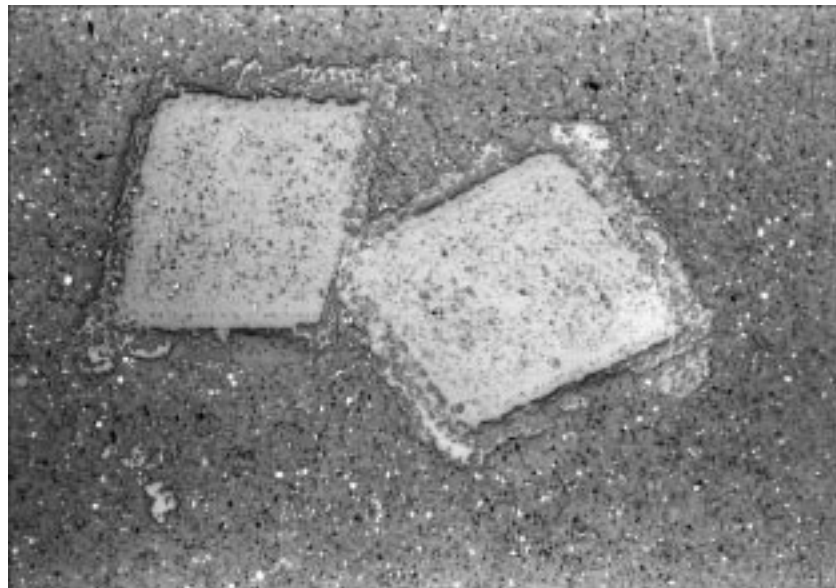


Abb. 114.

Zwei Ankerit-Idioblasten mit angedeutet zonarem Intergefüge von Sericit und Quarz sowie mit siebförmigem Anwuchssaum durch vermehrte Aufnahme der Sericit-Quarz-Matrix des Hämatit führenden Sericitquarzit-Sedimentes.

Hämatit-Pigment: weiß.

Pol. Anschliff, 1 Nicol.

Natürl. Größe $1,87 \times 1,25$ mm.

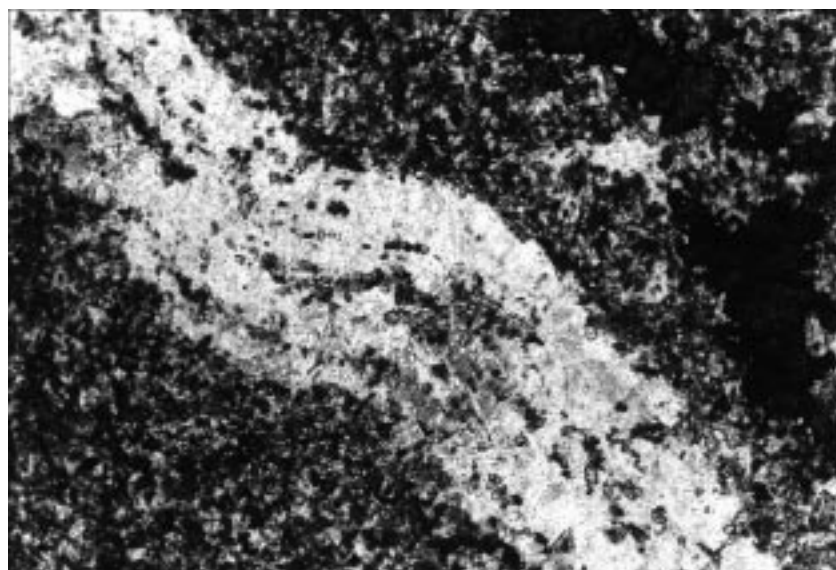


Abb. 115.

Metamorpher Feinlagenbau mit Quarzit, Chlorit, Sericit, Pyrit, Scheelit und Ankerit, als Relikt der ehemaligen Feinschichtung im Erzlager V4.

Quarzit: grauweiß (mitte, diagonal) mit feinspätig-idiomorphen Ankerit-Rhomboederchen in Laminæ angeordnet. Chlorit, Sericit, Pyrit, Ankerit: feinkörnig grauschwarz – weiß; Quarz: grauweiß. Derb-kristalline Scheelitkruste: grauschwarz, links unten.

Dünnschliff, 1 Nicol.

Natürl. Größe $3,33 \times 2,22$ mm.

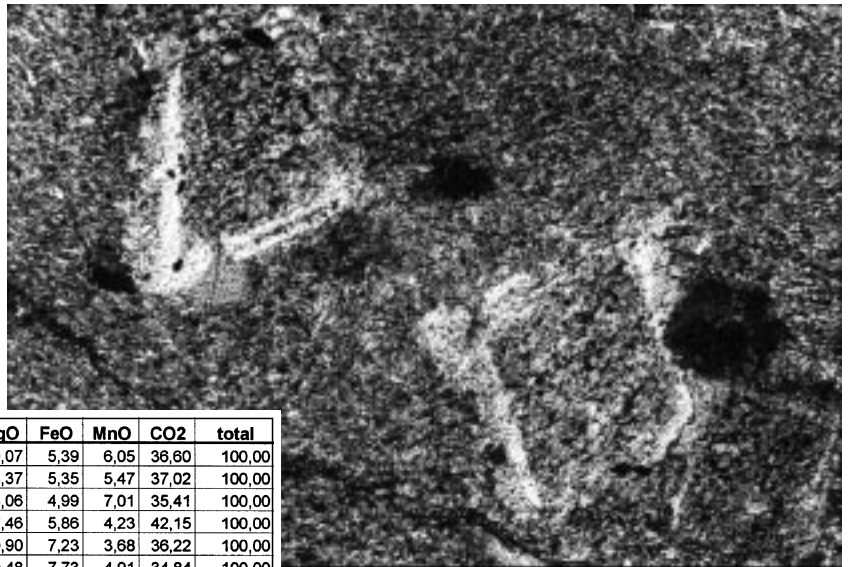
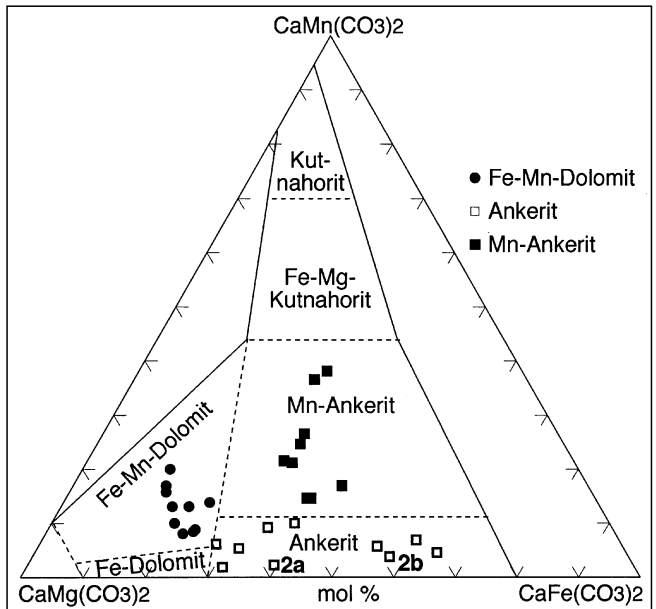
Abb. 116.

Ankerit-Kutnahorit-Diagramm modifiziert nach RÖSLER (1981). Die analysierten Dolomite und Ankerite der Gangart und des Nebengesteins (Tab. 6) fallen in die Mischkristallbereiche von Fe-Mn-Dolomit, Ankerit und Mn-Ankerit. Die Analysen 2a (Fe-Mn-ärmerer Kern) und 2b (Fe-Mn-reicherer Rand) stammen von einem deutlich zonaren Ankeritkorn.

mischen Mineralaufbau. Die Schwankungen im Fe-Mn-Ca-Mg-Gehalt der in der Abfolge sogar benachbarten Kriställchen sprechen für eine syndiagenetisch-sedimentäre Bildung. Mikrosondeanalysen an Mineralen der Dolomit-Ankerit-Mischreihe ergeben, dass auf Grund großer Schwankungen im Mineralchemismus Fe-Mn-Dolomite, Ankerite und Mn-Ankerite vorliegen (Abb. 116, Tab. 6). Auffallend sind häufig zonare Ankerite mit sowohl Fe-Mn-ärmeren Kernbereichen als auch Fe-Mn-ärmeren Rändern.

An Interngefügen sind zonare Einlagerungen weit verbreitet (Abb. 117). Als Beispiel sei stationärer Einbau von Quarz und Sericit angeführt. Dabei bleiben diese Kristallverunreinigungen häufig auf den Kristallkern beschränkt. Der Außensaum erscheint dann rein, einschlussfrei. Eine besondere, aber häufige Form des Interngefüges ist die Anordnung der Einschlüsse als *si* (*s*-intern), mit und ohne Lagedifferenz zum umgebenden *se*-Gefüge (*s*-extern) der Matrix (Abb. 117).

Eine besondere Stellung nehmen Ankerit-Blasten im Hämatit führenden rötli-



Tab. 6.

Mikrosondeanalysen von Dolomit, Ankerit, Siderit und Calcit der Lagerstätte Woxi.

Mineral	Beschreibung	CaO	MgO	FeO	MnO	CO ₂	total
Fe-Mn-Dolomit	Xenoblast ohne Hämatit-Interngefüge	32,89	19,07	5,39	6,05	36,60	100,00
Fe-Mn-Dolomit	Xenoblast ohne Hämatit-Interngefüge	33,79	18,37	5,35	5,47	37,02	100,00
Fe-Mn-Dolomit	Xenoblast mit Hämatit-Interngefüge	34,53	18,06	4,99	7,01	35,41	100,00
Fe-Mn-Dolomit	Idioblast im Begleitgestein	30,30	17,46	5,86	4,23	42,15	100,00
Fe-Mn-Dolomit	Idioblast im Begleitgestein	32,97	19,90	7,23	3,68	36,22	100,00
Fe-Mn-Dolomit	in Quarz-Apatit-Feinlage	33,04	19,48	7,73	4,91	34,84	100,00
Fe-Mn-Dolomit	Idioblast im Begleitgestein	30,20	16,81	6,79	2,49	43,71	100,00
Fe-Mn-Dolomit	in Scheelit-Quarz-Feinlage	33,67	19,55	7,90	2,83	36,05	100,00
Fe-Mn-Dolomit	in Scheelit-Quarz-Apatit-Fuge	35,07	17,89	7,99	2,85	36,20	100,00
Fe-Mn-Dolomit	als Nebengesteinszement	31,41	19,07	8,69	3,20	37,63	100,00
Fe-Mn-Dolomit	in Scheelit-Feinlage	36,28	16,51	7,69	4,53	34,99	100,00
Ankerit	Xenoblast ohne Hämatit-Interngefüge	32,48	18,97	10,66	2,32	35,57	100,00
Ankerit	in Quarz-Feinlage	24,57	13,50	8,26	0,53	53,14	100,00
Ankerit	Idioblast im Nebengestein	32,75	17,86	11,92	1,96	35,51	100,00
Ankerit 2a	Zonarer Idioblast, Kern	31,04	15,45	13,50	0,74	39,27	100,00
Ankerit 2b	Zonarer Idioblast, Rand	27,25	8,89	17,26	1,20	45,40	100,00
Ankerit	Idioblast	28,05	7,26	19,77	1,39	43,53	100,00
Ankerit	in Quarz-Arsenikies-Fuge	31,83	14,97	14,78	3,73	34,69	100,00
Ankerit	in Pyrit-Quarz-Feinlage	23,06	7,61	13,59	1,41	54,33	100,00
Ankerit	in Quarz-Arsenikies-Fuge	32,19	7,58	18,09	2,09	40,05	100,00
Ankerit	als Nebengesteinszement	23,13	16,90	8,20	2,16	49,61	100,00
Mn-Ankerit	in Scheelit-Quarz-Feinlage	32,34	12,95	11,37	7,71	35,63	100,00
Mn-Ankerit	in Scheelit-Quarz-Apatit-Fuge	33,07	12,93	12,06	7,67	34,27	100,00
Mn-Ankerit	in Quarz-Apatit-Feinlage	32,90	9,40	9,40	7,10	41,20	100,00
Mn-Ankerit	in Pyrit-Quarz-Feinlage	32,61	11,39	12,32	4,66	39,02	100,00
Mn-Ankerit	in Scheelit-Quarz-Feinlage	29,13	8,89	9,62	12,06	40,30	100,00
Mn-Ankerit	als Nebengesteinszement	32,14	11,51	11,81	9,63	34,91	100,00
Mn-Ankerit	in Pyrit-Quarz-Feinlage	31,81	11,17	12,45	4,57	40,00	100,00
Mn-Ankerit	in Scheelit-Quarz-Feinlage	30,55	9,15	11,37	14,23	34,70	100,00
Mn-Ankerit	in Scheelit-Quarz-Apatit-Fuge	31,38	11,62	16,24	6,36	34,40	100,00
Siderit	Hongyanxi	0,20	14,00	42,70	1,30	41,80	100,00
Siderit	Hongyanxi	0,27	13,50	43,30	1,30	41,63	100,00
Siderit	Hongyanxi	0,22	11,00	46,90	1,00	40,88	100,00
Siderit 1a	zonar, Kern, Hongyanxi	0,16	12,90	42,70	2,90	41,34	100,00
Siderit 1b	zonar, Rand, Hongyanxi	0,16	18,80	36,80	1,10	43,14	100,00
Calcit	in Scheelit-Feinlage	51,90	0,40	1,40	3,10	43,20	100,00
Mn-Calcit	in Scheelit-Feinlage	47,50	0,10	0,10	9,40	42,90	100,00

Abb. 117.

Zonare Ankerit-Dolomit-Idioblasten mit *si*-Gefüge.

Die Verdrehung des *si* gegenüber *se* erklärt sich aus der syndiagenetischen Verknüpfung der aus Sericit, Chlorit, Hämatit und Quarz bestehenden Pelitmatrix.

Dünnschliff, Nicols ×.

Natürl. Größe 1,41 × 0,94 mm.

chen Nebengestein z.B. des Erzkörpers V7 ein. Es handelt sich einerseits um krypto- bis mikrokristallinen Hämatit in den Kernbereichen der zonalen Ankeritblasten, in denen auch Interngefüge von Quarz und Sericit aufscheinen. Andererseits sind auch etwas größere Kristallite von Hämatit sowohl im violett-rötlichen Nebengestein als auch in den Idioblasten enthalten. Die feine Hämatitpigmentierung im Kern wirkt sich u.d.M. im Auflicht durch deutliche rötliche Innenreflexe in den Idioblasten aus (Abb. 118).

Eine wahrscheinlich sehr junge großkörnige Kristallisation fällt in Form von Palisaden auf, z.T. zusammen mit Quarz. Stellenweise sind die typischen wachstumsgeregelten Gefüge als bipolare Kristallrasen ausgebildet. Als Wegsam-

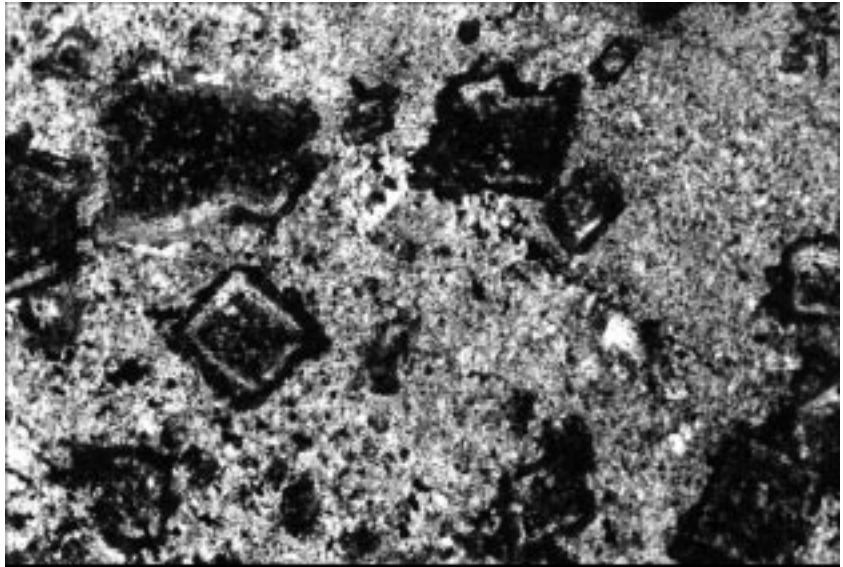
Abb. 118.

Zonar mit Hämatit-Pigment gefüllte Ankerit-Dolomit-Idioblasten in purpurrot-schwarzgrauem Sericit-Chlorit-Hämatit-Quarzitschiefer speichern als Relikt das krypto- bis mikrokristalline Hämatitpigment als Interngefüge, welches durch fluidmobilierte Stofftauschprozesse aus dem Pelitmilieu weitgehend weggelöst wurde.

„Bleichung“ im Erzlager V7.

Dünnschliff, 1 Nicol.

Natürl. Größe $3,33 \times 2,22$ mm.



keit für diese flächenförmigen Internauscheidungen sind die bevorzugte Auflösung gewisser s-Flächen sowie s-diskordante Haarrisse zu erkennen.

Auf Grund der bevorzugten Anreicherung solcher Fe-hältiger Karbonatkriställchen in sedimentären Feinschichten des Begleitgesteins und des Erzes ist

das ursächliche genetische Auftreten in einem frühen Stadium der Diagenese, in einem noch wassereichen, der externen Bauzone des Sedimentes nahen Bereich anzunehmen. Dafür spricht auch die teils fixe, teils mobile Konturenbildung zu den Nachbarmineralen.

Bisweilen fällt die Verdrängung der Karbonate durch Quarz auf. - Andere Fälle machen den Angriff des Karbonats auf Quarz- und Scheelit-Grenzen deutlich. Auch Begegnungsformen der Kristalle, die zu siebförmigen unscharfen Konturen führten, sind ausgebildet.

Sowohl die separierten Kriställchen als auch die s-parallelen Aggregate vermitteln den Eindruck, dass in der Schichte häufig nur eine Generation von Ankerit-Dolomit-Komponenten entstanden und erhalten ist. Es scheint allerdings, dass die häufig mineralverunreinigten Kristallkerne und die sauberen einschlussfreien Rinden als zeitlich-genetisch verschiedene Stadien des Kristallwachstums zu verstehen sind. Darüberhinaus sind natürlich die Fugen- und Kluftkristallite einer oder mehreren jüngeren Kristallisationsgenerationen zuzuordnen. So kommen insgesamt mindestens drei zeitlich getrennte Ankerit-Dolomit-Kristallisationen in Betracht.

5.7.3.1.8.2. Calcit CaCO_3

Das Calciumkarbonat tritt in den Erzkörpern seltener und in völlig anderer Form in Erscheinung. Mikrosondeanalysen an Calciten in Verbindung mit Scheelit-Feinlagen ergaben MnO-Gehalte bis 9,40 Gew.-% (Tab. 6) bzw. MnCO_3 -Gehalte bis 13,5 mol.-%. Aber im Allgemeinen scheint Calcit als Begleitmineral des Erzes gar nicht so häufig auf.

Da sind hauptsächlich feine Fugenfüllungen von Calcit und Quarz ss-diskordant und ss-parallel zu finden, beide in grobkörnig-xenomorpher Kristallisation ($<2-3 < 10$ mm), wobei noch starke postkristalline Deformationen festzustellen sind (Abb. 119, 120, 121). Vor allem s-parallele Kristallite liegen in Palisadenaggregaten vor. In manchen Fällen erwecken Verwachsungen von

s-parallelem Calcit und Scheelit den Eindruck lokaler metasomatischer Verdrängung „Scheelit nach Calcit“. Andererseits verheilt Calcit die Haarrisse in s-parallelen Scheelitkrusten. Auch der Angriff von Calcit auf Quarz ist nachgewiesen. Die allgemein gesehen spärliche Präsenz von Calcit in den Erzkörpern lässt das gelegentlich gehäufte Auftreten in der Verwachsungsparagenese mit Quarz umso auffälliger erscheinen (Abb. 121).

5.7.3.1.8.3. Siderit FeCO_3

Die analysierten Fe-Karbonate vom Revier Hongyanxi erweisen sich ausschließlich als Siderit-Magnesit-Mischkristalle mit 36,80–46,90 Gew.-% FeO (Tab. 6) bzw. 50–70 mol.-% FeCO_3 , was der Mischphase Pistomesit entspricht. Mitunter zei-



Abb. 119.

Wachstumsbegegnung junger Umkristallite von Scheelit (schwarzgrau-grau-schwarz), Calcit (grauweiß und schwarzgrau mit Lamellierung), Dolomit (grau bis schwarz, undulös) und Quarz (weiß-grauweiß).

Die s-Fläche des Makrogefüges ist im mikroskopischen Bild (mit der Lage diagonal links unten – rechts oben) nicht erkennbar. Die (von links oben nach rechts unten verlaufenden) Karbonatanteile stellen Kluftkristallite quer durch die zerbrochenen Scheelit-Großkristalle dar.

Dünnschliff, Nicols +.

Natürl. Größe $3,33 \times 2,22$ mm.

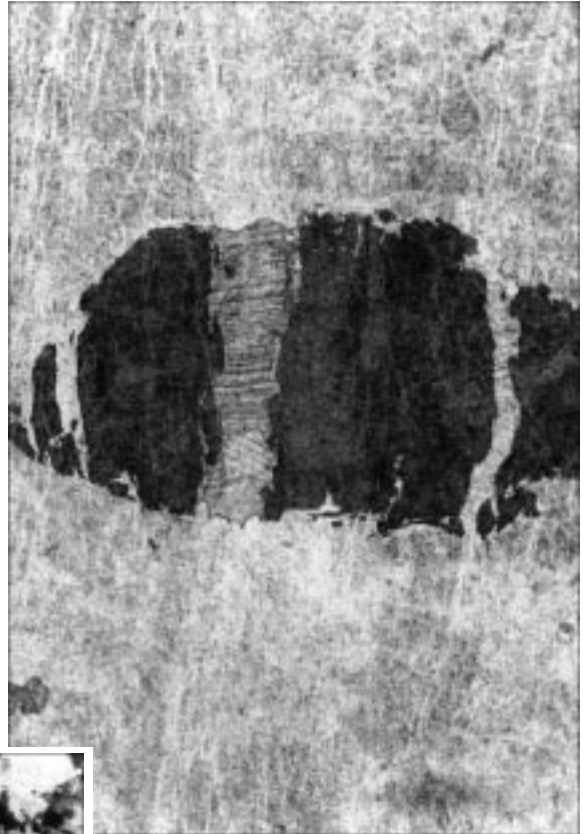
Abb. 120.

Mikroskopisches Detail aus quasi-s(=ss-)parallel verlaufendem tafeligem Scheelitkristall (dunkelgrau) in Quarzit, dessen Feinlagenbau durch Pigmentierung parallel der Scheelitkruste (horizontal) angedeutet ist.

Das Gefüge ist von einer dichten Mikrofugenschar (-s) durchzogen, was sich im Quarzit durch zarte, pigmentfreie Streifen und auch im Scheelit diskret bemerkbar macht. Im Scheelit wirkte sich diese rupturale Deformation auch in Form einer breiten Zerrluftkristallisation und Verdrängung durch Calcit (Lateralsekretion) und eine Quarz-Fugenverheilung (rechts) bemerkbar.

Dünnschliff, 1 Nicol.

Natürl. Größe $3,33 \times 2,22$ mm.



gen diese Sideritkristalle einen chemischen Zonarbau mit Mg-reicheren Kernen und Fe-reicheren Rändern.

Jedoch fehlen Fe-Dolomite, Fe-Mn-Dolomite, Ankerite und Mn-Ankerite, die für die Scheelitparagenese der anderen Erzkörper typisch sind.

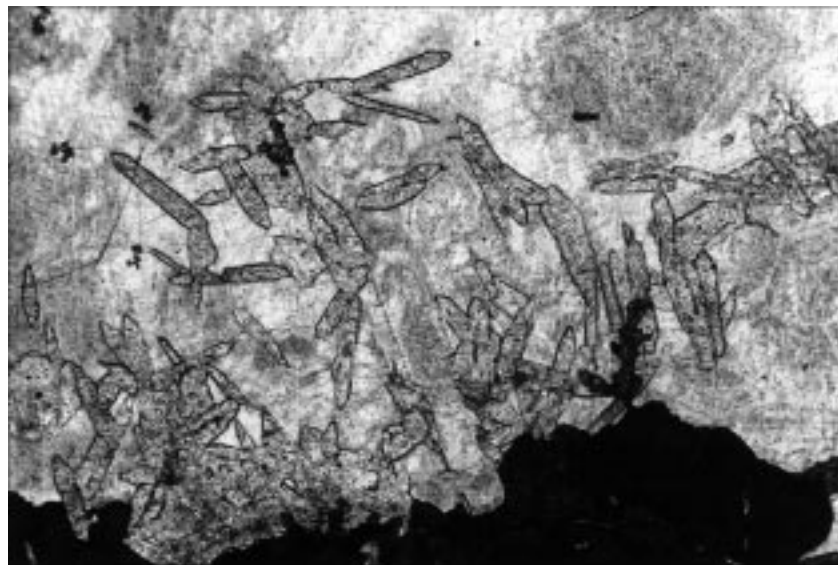
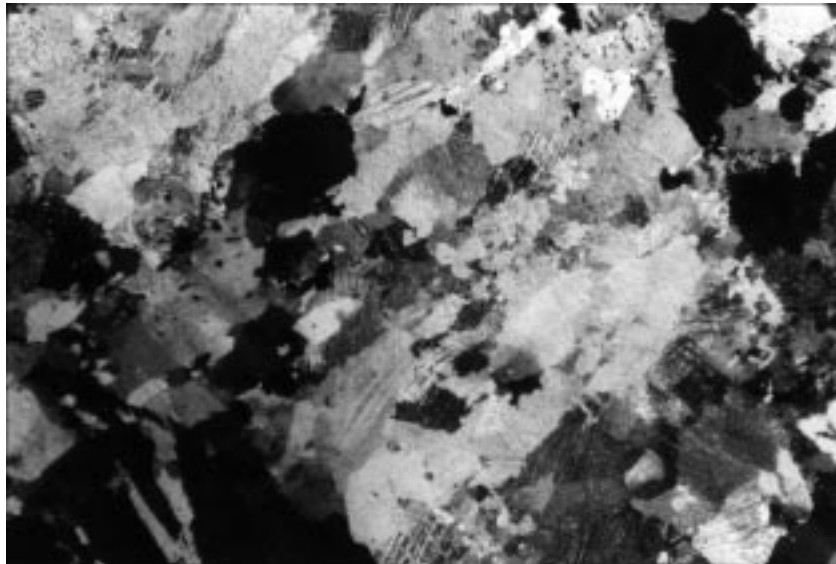
Abb. 121.

Starke Umkristallisation mit Kornvergrößerung von Calcit (weißgrau mit Chagrin, lamelliert) und Quarz (je nach Schnittlage weiß, grau bis schwarz, undulös) in einem Teilbereich des Erzlagern V 4 (mit alternierenden Feinschichten von Quarzit, Pyrit, Scheelit, Antimonit).

Die ehemalige Schichtung kommt im tektonisch überprägten Calcit-Quarz-Korngefüge durch Kornlänge als Lageinhomogenität der Schieferung (diagonal von links unten nach rechts oben) noch wahrnehmbar zur Geltung.

Dünnschliff, Nicols +.

Natürl. Größe $4,89 \times 3,26$ mm.



5.7.3.1.9. Baryt BaSO_4

Das bekannte Gangartmineral haben wir in der Lagerstätte Woxi nur in den Erzlagern V4 und V7 in geringer Menge nachweisen können. Dort tritt Baryt sowohl in den Erzlagern mit Scheelit, Karbonat, Pyrit u.a. als auch in feinen Zerrfugen mit Quarz und Karbonat auf.

Die Neigung zu idiomorpher tafeliger Ausbildung kommt immer zum Ausdruck (Abb. 122), wenngleich auch hypidiomorph- bis xenomorphkörnige Aggregate vorliegen (Abb. 123). Die dicht- bis mittelkörnigen Komponenten, meist in Form von Täfelchen mit Querschnitten z.B. $0,15 \times 0,06$ bis $1,4 \times 0,04$ und $1,3 \times 0,2$ mm, zeigen sowohl gestaltliche Einregelung in die Schieferungsfläche des Erzes (Abb. 122), wohl als belteropores Internkristallinat zu erklären, als auch belteropore Wachstumsgefüge (Abb. 123) in Mikrofugen. Die Vergesellschaftung mit den relativ jungen Scheelit-Quarz- und Karbonatgefügen spricht für ebenso junge Barytkristallisate, wobei vor allem die Konturenverlagerung von Baryt durch

Abb. 122.

Baryt als Erzbegleiter ist hier in Form von fein- bis mittelkörnigen idiomorphen Täfelchen (grau, Chagrin) in z.T. zonar, hypidiomorph-körnig gebautem Quarzit (grauweiß bis grau) enthalten.

Scheelit am unteren Bildrand: schwarz.

Dünnschliff, 1 Nicol.

Natürl. Größe $3,33 \times 2,22$ mm.

Abb. 123.

Baryt (grau, Chagrin) als hypidiomorphkörniges, wandständiges Kristallinat zusammen mit Quarz (grauweiß, fleckig) als Verheilung eines s-diskordanten Haarrisses.

Man erkennt die rupturale Unterbrechung der Pyrit-reichen Feinlage (horizontal, schwarz) in Sericit-Quarzit (dunkelgrau) (im Scheelitzerkörper V4).

Dünnschliff, 1 Nicol.

Natürl. Größe 3,33 × 2,22 mm.

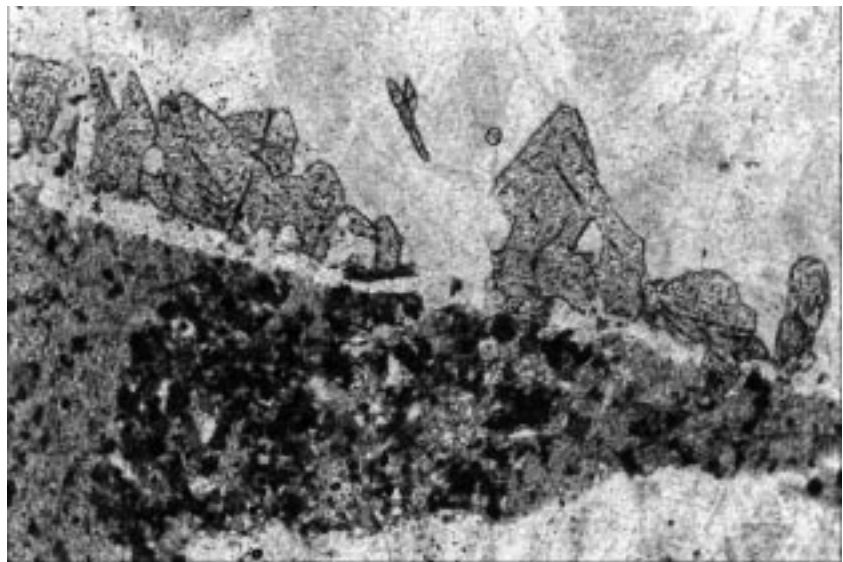


Abb. 124.

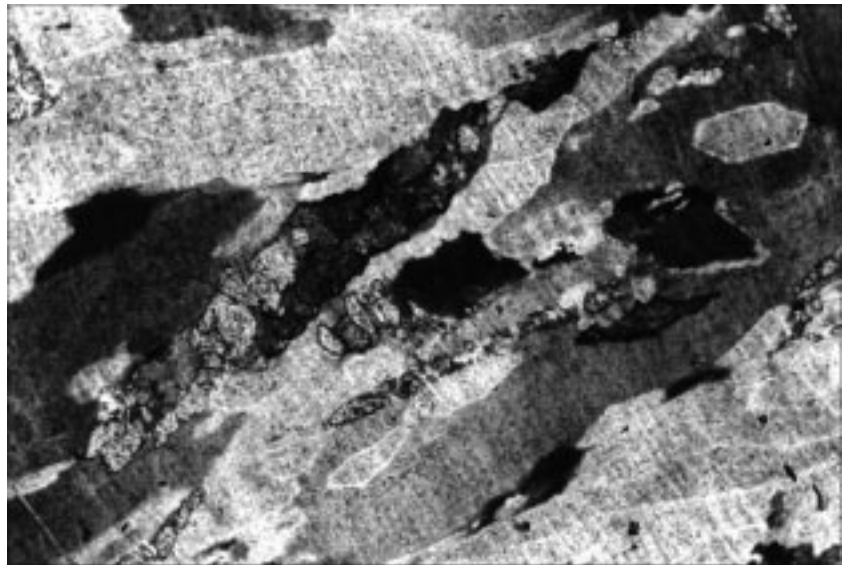
Pseudomorphosen von Karbonat nach Baryt.

In die Schieferungsfläche (diagonal) zusammen mit Quarz eingeregelt tafelige Barytkriställchen (grau, Chagrin) sind zur Gänze in Calcit umgewandelt. Im undulös auslöschenden Quarzaggregat (grauweiß bis schwarzgrau) ist eine s orientierte, streifig erscheinende, diskrete Transversalschieferung (von links oben nach rechts unten) erkennbar.

Detail aus dem schichtig aufgebauten Erzlager V7 mit alternierenden Feinschichten von Quarzit, Pyrit, Scheelit, Karbonat und Baryt.

Dünnschliff, Nicols ×.

Natürl. Größe 3,33 × 2,22 mm.



metasomatische Korrosion durch Quarz auffällt. Korndeformationen führten zu Schollenbildung von Barytaggregaten und zu kataklastischen Baryttafeln.

Eine Beurteilung verschiedener Generationen scheint nicht möglich. Das Auftreten der geschilderten Barytkriställchen und -aggregate ist einerseits an eine junge Quarz- und Karbonatgeneration gebunden, andererseits aber ist die Barytkristallisation in den beobachteten Fällen prädeformativ in Bezug auf eine offenbar junge mechanische Durchbewegung.

Eine gewisse Besonderheit stellen hier Pseudomorphosen von Calcit nach Baryt dar (Abb. 124), wenn auch andernorts derartige Verdrängungen längst bekannt sind (SCHULZ, 1966).

5.7.3.1.10. Apatit $\text{Ca}_5[\text{F}(\text{PO}_4)_3]$

Apatit ist als eines der detritischen Schwerminerale in den proterozoischen Metasedimenten und in den feinkörnigen Begleitgesteinen des Erzes mit bescheidener Beteiligung bekannt. In den Erzkörpern handelt es sich aber um authige-

ne Neubildungen, die mit offensichtlich jüngeren Erzminerale- und Begleitmineral-Kristallisaten zusammenhängen (Abb. 125).

Es sind dicht- und feinkörnige bis angedeutet 6-seitig-stengelige Einzelkörner, auch zu Gruppen gehäuft, mit Querschnitten um 0,02 bis 0,14 mm, z.T. mit Pyrit in s gehäuft. Im Gesamten gesehen scheint der Apatit als Erzbegleiter selten zu sein und dürfte durch metamorphogene Fluid-Mobilisation aus dem detritischen Schwermineralanteil erst in einer jungen Kristallisationsphase in den

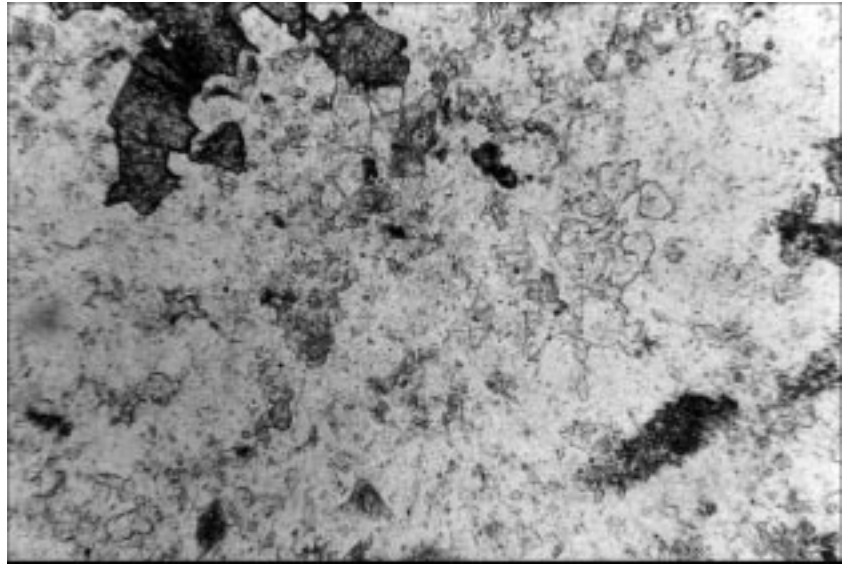
Mineral	Beschreibung	Ca	Mg	Sr	K	P	Sc	Ce	Cl	F	O	total
Apatit	im Begleitgestein	41,95	0,17	0,24	0,06	18,45	0,13	0,00	0,04	2,03	35,68	98,75
Apatit	im Begleitgestein	42,71	0,00	0,27	0,07	18,64	0,00	0,21	0,01	2,14	35,32	99,37
Apatit	in Qz-Karb.-Lage	42,21	0,04	0,50	0,00	18,45	0,01	0,01	0,02	3,53	36,05	100,82
Apatit	in Py-Qz-Lage	40,73	0,00	0,42	0,14	18,33	0,13	0,09	0,06	4,20	36,41	100,51
Apatit	in Py-Qz-Lage	41,83	0,02	0,65	0,13	18,65	0,00	0,00	0,02	2,18	35,91	99,39
Apatit	in Scheelit-Lage	41,48	0,00	0,96	0,03	17,82	0,02	0,21	0,00	3,57	34,95	99,04
Apatit	in Scheelit-Lage	40,33	0,02	0,85	0,05	17,66	0,17	n.b.	0,00	2,39	35,57	97,04
Apatit	in Scheelit-Lage	42,12	0,03	0,44	0,00	17,93	0,23	0,11	0,06	2,63	35,64	99,19
Apatit	in Scheelit-Lage	41,26	0,00	1,06	0,45	18,49	0,22	0,04	0,03	2,34	36,40	100,29
Apatit	in Scheelit-Lage	42,83	0,03	0,67	0,00	18,77	0,00	0,01	0,00	2,26	36,62	101,19
Apatit	mit Qz und Py	37,72	0,00	0,36	0,04	17,68	0,05	0,12	0,00	4,11	40,01	100,09
Apatit	mit Pyrit	38,66	0,00	0,37	0,00	18,31	0,00	0,04	0,03	4,56	39,16	101,13
Apatit	in Scheelit-Lage	42,05	0,00	0,79	0,00	17,54	0,24	0,10	0,00	3,66	34,02	98,40
Apatit	in Scheelit-Lage	42,33	0,04	0,91	0,00	18,58	0,03	0,00	0,00	1,78	36,35	100,02
Apatit	in Sch-Qz-Fuge	42,19	0,00	0,86	0,00	18,53	0,31	0,00	0,02	2,17	35,27	99,35
Apatit	in Sch-Qz-Fuge	42,05	0,00	0,80	0,00	18,43	0,25	0,06	0,00	1,93	34,96	98,48
Apatit	Gesteinszement	42,96	0,00	0,93	0,00	18,39	0,00	0,41	0,00	2,02	35,16	99,87
Apatit	Gesteinszement	41,09	0,00	0,65	0,20	17,87	0,06	0,24	0,03	2,52	35,57	98,25

Tab. 7.

Mikrosondeanalysen von Apatiten der Lagerstätte Woxi.

Abb. 125.

Mikroskopisches Detail aus stark umkristalisiertem Scheelit-Quarzit mit Lagenbau im Erzkörper V4. Scheelitaggregat (schwarzgrau), Apatit-Kristalle (weiß, meist isometrische Körner, durch höhere Lichtbrechung vom Quarz zu unterscheiden) in Quarzit (weiß und verschiedenen hellgrau). Dünnschliff, 1 Nicol. Natürl. Größe 0,90 × 0,60 mm.



Stoffkreislauf und somit in die Erzparagenese gelangt sein. Unsere Beobachtungen wurden aus Material des Erzlagers V4 gemacht.

Aus Mikrosondeanalysen (Tab. 7) geht hervor, dass es sich hier um Fluorapatit handelt.

* * *

Nur als akzessorische Gemengteile konnten bis jetzt im Erzkörper V4 und dort auch nur in einem sehr eng begrenzten Teil Bleiglanz, Zinkblende, Tetraedrit, Bournonit, Boulangerit und Gersdorffit in einer Verwachsungsparagenese nachgewiesen werden.

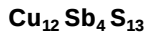
5.7.3.1.11. Bleiglanz PbS

Das Bleisulfid (Tab. 8) bildet in der bis jetzt hier selten beobachteten Pb-Zn-Sb-Cu-Paragenese eine Grundmasse für die Verwachsung mit Zinkblende, Tetraedrit, Bournonit und Boulangerit. Es handelt sich um xenomorph-körnige Aggregate, welche offensichtlich die Konturen zu den anderen Mineralen angreifen. Nach dem Gefügebild liegt hier die Bildung einer jungen, postdeformativen Kristallisationsphase vor (Abb. 126).

5.7.3.1.12. Zinkblende ZnS

In unseren Erzproben tritt das Zinksulfid mengenmäßig zurück und erscheint nur als Verdrängungsrest in Bleiglanz (Abb. 126). Die Fe-Gehalte der analysierten Zinkblendes liegen zwischen 0,11 und 0,38 Gew.-% (Tab. 8).

5.7.3.1.13. Tetraedrit



Das hier offenbar nur akzessorisch in der Paragenese vorliegende Fahlerz-Mineral ist nach der Mikrosondenanalyse auf Grund der hohen Zn-Gehalte (Tab. 8) als

Zn-Tetraedrit zu bezeichnen. Auch die optischen Parameter (Tab. 9, Abb. 127a) wie spektrale Reflexionsdispersion, Normfarbwerte x und y, Hellbezugswert Y% und die Helmholtz-Koordinaten: Farbtongleiche Wellenlänge (λ_{nm}) sowie Sättigung (Pe%) decken sich ziemlich genau mit Werten für Zinktetraedrit, die von CRIDDLE & STANLEY (1986) ermittelt wurden. Teils liegen schemenhafte Verdrängungsrelikte in Bleiglanz vor (Abb. 126), teils Verwachsungen mit Bournonit und Boulangerit (Abb. 128,

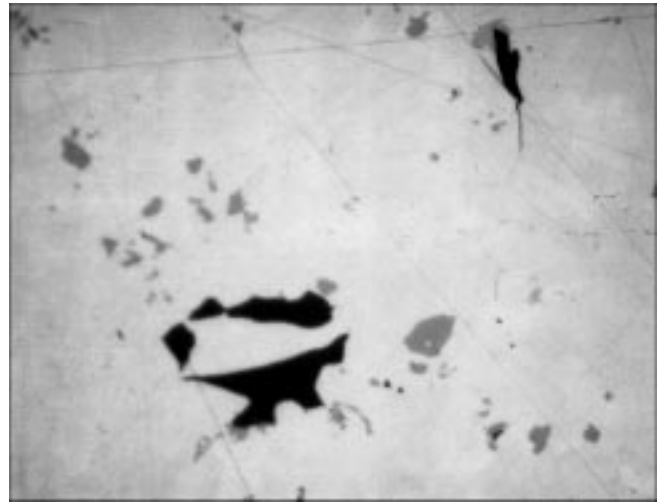
Lagerstätte	Mineral	Cu	Fe	Zn	Pb	Ag	Au	Hg	As	Sb	Bi	Te	Se	S	total
Woxi	Tetraedrit R1-4	35,92	0,39	7,53	0,36	0,27	0,27	0,08	0,19	30,19	0,21	0,10	0,07	24,82	100,40
	Tetraedrit R7	35,21	0,36	8,29	0,48	0,27	0,53	0,00	0,31	29,75	0,00	0,54	0,00	24,39	100,13
	Tetraedrit R8	35,83	0,34	7,26	0,19	0,26	0,33	0,11	0,31	30,41	0,03	0,00	0,00	25,45	100,52
	Tetraedrit R9	35,37	0,50	7,20	0,27	0,20	0,26	0,12	0,18	30,45	0,45	0,21	0,08	24,82	100,11
	Tetraedrit	34,02	0,66	7,11	1,08	2,25	0,13	n.b.	0,19	30,44	0,00	0,02	0,00	24,76	100,66
	Tetraedrit	33,60	0,93	7,51	0,42	0,55	0,07	n.b.	0,00	30,65	0,00	0,31	0,30	25,73	100,07
	Tetraedrit	33,78	1,46	7,37	0,79	0,28	0,06	n.b.	0,00	30,70	0,16	0,16	0,27	24,92	99,95
	Tetraedrit	33,24	1,55	7,07	0,50	0,25	0,00	n.b.	0,38	30,92	0,05	0,25	0,00	25,79	100,00
	Tetraedrit	32,85	2,41	7,00	0,54	0,57	0,09	n.b.	0,00	30,53	0,00	0,00	0,31	25,15	99,45
	Tetraedrit	34,63	1,24	6,98	0,41	0,19	0,11	n.b.	0,00	30,79	0,00	0,16	0,23	25,38	100,12
	Tetraedrit	32,32	3,35	6,96	0,00	0,65	0,24	n.b.	0,00	29,76	0,38	0,19	0,19	25,54	99,58
	Tetraedrit	34,46	1,38	6,85	0,06	0,55	0,16	n.b.	0,00	30,61	0,39	0,00	0,23	25,06	99,75
	Tetraedrit	33,22	2,91	6,80	0,03	0,53	0,10	n.b.	0,01	29,88	0,00	0,00	0,28	26,24	100,00
	Bournonit 1	11,61	0,11	0,16	42,56	0,00	0,07	n.b.	0,08	25,26	0,00	0,00	0,00	19,10	98,95
	Bournonit 2	11,38	0,00	0,00	44,77	0,12	0,47	n.b.	0,10	24,62	0,00	0,00	0,09	18,67	100,22
	Bournonit 3	11,04	0,12	0,51	42,54	0,07	0,00	n.b.	0,01	26,34	0,00	0,37	0,00	19,12	100,12
	Bournonit 4	11,61	0,12	0,00	42,64	0,18	0,00	n.b.	0,05	25,33	0,00	0,00	0,00	19,05	98,98
	Bournonit 5	11,88	0,04	0,00	42,79	0,01	0,28	n.b.	0,08	25,59	0,00	0,00	0,00	19,14	99,81
	Bournonit 6	11,63	0,00	0,39	43,03	0,24	0,00	n.b.	0,00	25,60	0,00	0,00	0,00	19,16	100,05
	Bournonit 7	11,53	0,00	0,31	43,23	0,13	0,43	n.b.	0,02	25,40	0,00	0,00	0,00	18,74	99,79
	Bournonit 8	12,09	0,33	0,02	43,01	0,26	0,24	n.b.	0,17	25,32	0,00	0,25	0,01	19,03	100,73
	Boulangerit 1	0,00	0,00	0,00	54,44	0,00	0,00	n.b.	0,10	27,65	0,00	0,00	0,00	18,35	100,54
	Boulangerit 2	0,00	0,00	0,54	53,41	0,26	0,00	n.b.	0,04	28,34	0,00	0,25	0,00	17,59	100,43
	Boulangerit 3	0,06	0,02	0,44	55,13	0,00	0,00	n.b.	0,04	26,72	0,00	0,21	0,00	17,47	100,09
	Boulangerit 4	0,07	0,00	0,29	53,71	0,03	0,10	n.b.	0,03	27,46	0,00	0,04	0,00	17,75	99,48
	Boulangerit 5	0,00	0,00	0,61	53,55	0,28	0,00	n.b.	0,00	27,71	0,00	0,00	0,06	18,21	100,42
	Boulangerit 6	0,48	0,05	0,00	52,79	0,00	0,00	n.b.	0,00	28,41	0,00	0,17	0,01	18,58	100,49
	Boulangerit 7	0,12	0,04	0,01	53,16	0,10	0,00	n.b.	0,02	28,72	0,00	0,05	0,00	17,83	100,05
	Boulangerit 8	0,20	0,22	0,44	54,30	0,21	0,18	n.b.	0,05	27,12	0,00	0,13	0,00	18,29	101,14
Longshan	Zinkblende	0,11	0,20	65,53	0,06	0,13	0,00	n.b.	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	32,41	98,44
	Zinkblende	0,00	0,11	65,12	0,32	0,03	0,00	n.b.	0,00	0,23	0,19	0,57	0,00	32,19	98,76
	Zinkblende	0,00	0,38	65,79	1,12	0,02	0,00	n.b.	0,00	0,08	0,00	0,01	0,00	32,51	99,91
	Bleiglanz	0,15	0,28	0,37	84,72	0,14	0,16	n.b.	0,04	0,49	0,02	0,53	0,00	12,98	99,88
	Bleiglanz	0,00	0,00	0,60	87,85	0,07	0,00	n.b.	0,02	n.b.	0,00	0,00	0,00	13,13	101,67
	Kupferkies	30,10	29,89	1,04	0,48	0,27	0,09	n.b.	0,00	1,24	0,00	0,10	0,13	36,68	100,02
	Tetraedrit	36,27	0,19	7,30	n.b.	0,00	0,00	n.b.	1,74	28,42	n.b.	n.b.	n.b.	25,78	99,70
	Tetraedrit	35,88	0,45	7,82	n.b.	0,00	0,00	n.b.	2,60	27,84	n.b.	n.b.	n.b.	26,32	100,91
	Tetraedrit	33,90	0,87	7,44	n.b.	0,00	0,00	n.b.	1,28	28,22	n.b.	n.b.	n.b.	25,56	97,27
	Tetraedrit	22,64	0,61	0,06	n.b.	0,00	0,00	n.b.	0,00	51,58	n.b.	n.b.	n.b.	24,76	99,65
	Tetraedrit	34,57	3,27	5,55	n.b.	0,00	0,00	n.b.	2,02	28,74	n.b.	n.b.	n.b.	25,30	99,45
	Tetraedrit	35,35	1,56	6,56	n.b.	0,00	0,00	n.b.	1,91	29,03	n.b.	n.b.	n.b.	25,52	99,93
	Tennantit	38,44	2,35	7,09	n.b.	0,00	0,00	n.b.	16,37	7,60	n.b.	n.b.	n.b.	28,95	100,80
	Tennantit	38,50	2,72	7,14	n.b.	0,00	0,00	n.b.	17,35	5,88	n.b.	n.b.	n.b.	29,35	100,94
	Tennantit	35,97	3,37	7,29	n.b.	0,00	0,00	n.b.	12,76	12,23	n.b.	n.b.	n.b.	29,53	101,15
	Kupferkies	32,08	29,69	0,44	n.b.	0,00	0,00	n.b.	0,11	0,00	n.b.	n.b.	n.b.	36,58	98,90
	Kupferkies	32,79	28,97	0,10	n.b.	0,00	0,00	n.b.	0,12	0,12	n.b.	n.b.	n.b.	36,46	98,56

Tab. 8.

Mikrosondeanalysen von Tetraedrit, Tennantit, Bournonit, Boulangerit, Bleiglanz, Zinkblende und Kupferkies der Lagerstätten Woxi und Longshan. Elementgehalte in Gew.-%; n.b. = nicht bestimmt.

Abb. 126.

Bleiglanz (grauweiß) mit Verdrängungsresten von Tetraedrit (lichtgrau) und Zinkblende (dunkelgrau). Ausbrüche (schwarz); um den Ausbruch (unten links) ist Bournonit (heller grau als Tetraedrit) zu erkennen. Pol. Anschliff, 1 Nicol, Ölimmersion. Natürl. Größe $0,22 \times 0,17$ mm.



129), teils steigt der Tetraedrit-Gehalt lokal bis zu derben, monomineralischen Aggregaten.

5.7.3.1.14. Bournonit CuPbSbS_3 und Boulangerit $\text{Pb}_5\text{Sb}_4\text{S}_{11}$

Die beiden hier seltenen Pb-Sb-Erzminerale (Abb. 127b, 128, 129, 130, 131, 132, 133; Tab. 8, 9) scheinen im vorliegenden Gefüge ebenso wie Zinkblende und Zn-Tetraedrit von Bleiglanz verdrängt zu werden. Dabei ist eine Kristalli-

sationsabfolge nachweisbar: und zwar verdrängten Bournonit und Boulangerit den Tetraedrit; in der Folge aber wurden alle drei von Bleiglanz verdrängt; vergleichbar etwa mit der Verdrängungsabfolge: Fahlerz $\rightarrow$ Bournonit $\rightarrow$ (Jamesonit) $\rightarrow$ Boulangerit $\rightarrow$ Bleiglanz, wie sie RAMDOHR (1985) für immer Pb-reichere Erze beschreibt.

5.7.3.1.15. Gersdorffit $(\text{Co,Ni})\text{AsS}$

Dieses Erzmineral tritt nur in Form feinsten Krusten als Weiterbildung um Pyritidioblasten (Abb. 134, 135) auf, die z.T. von Tetraedrit korrodiert sind. Dem Mineralchemismus nach (Tab. 1) handelt es sich um Glieder aus der Mischreihe Kobaltglanz CoAsS – Gersdorffit NiAsS , die chemisch näher dem Kobaltglanz liegen (Abb. 136).

Die optischen Daten – wie spektrale Reflexionsdispersion (Abb. 127c), Normfarbwerte und Helmholtz-Koordinaten (Tab. 9) – sowie auch die deutlich geringere Schleifhärte als im umkrusteten Pyrit sprechen jedoch eindeutig für die Existenz von Gersdorffit.

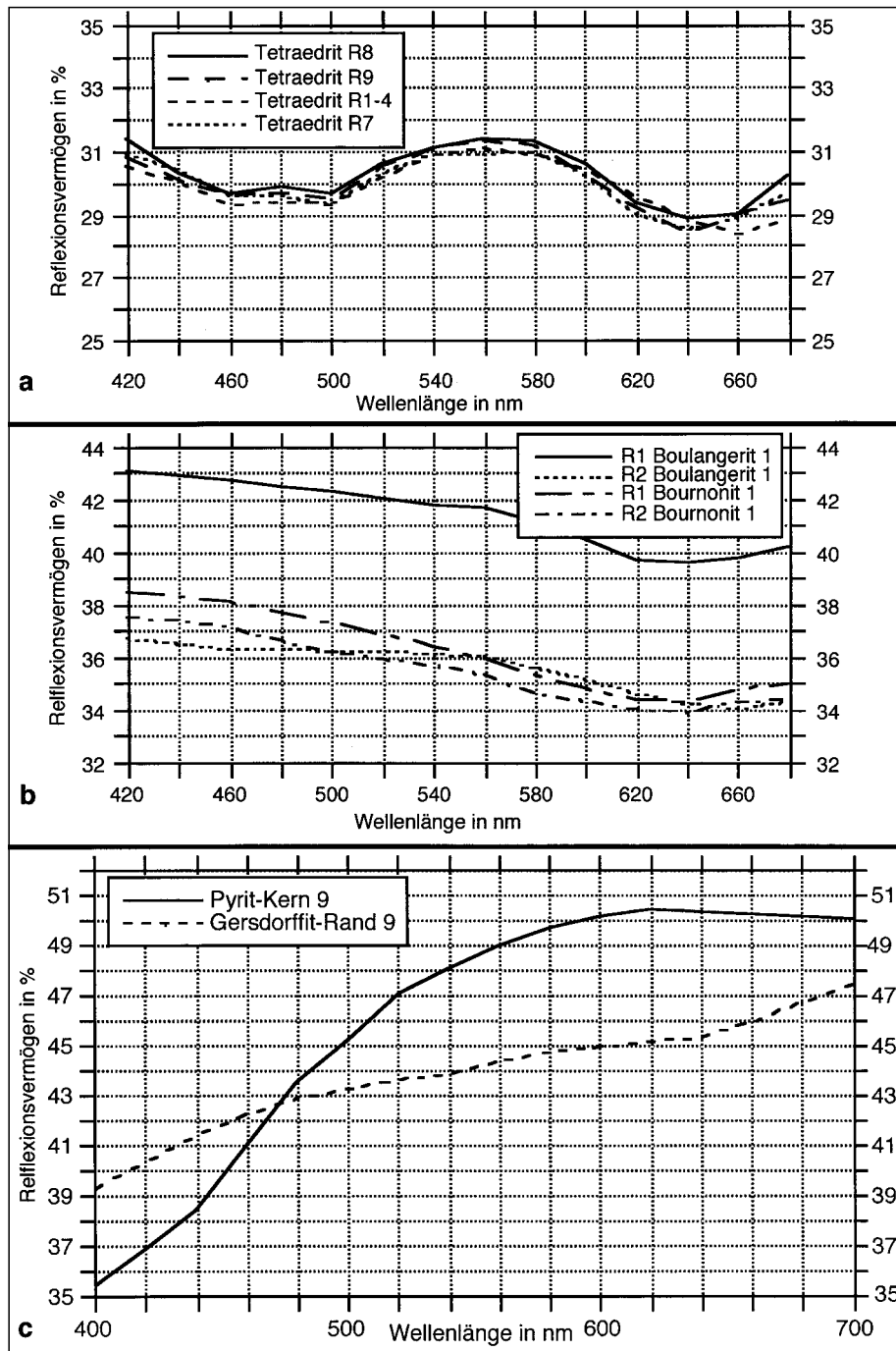


Abb. 127.

Spektrale Reflexionskurven.

a) Zn-Tetraedrit (Tab. 8).

b) R1 = $R_{\max}$ und R2 = $R_{\min}$ von Bournonit 1 und Boulangerit 1 (Tab. 8).

c) Pyrit-Kern 9 und Gersdorffit-Rand 9 (Abb. 134, Tab. 1).

Messanordnung: Univar Mikrospektral-photometer; Obj. 50x/0,70; 1 Nicol; Messfelddurchmesser 0,8 μm ; Standard: WTIC 474253.

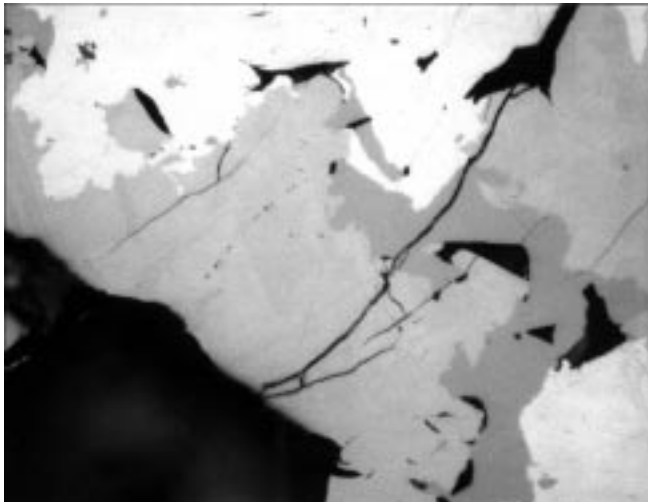


Abb. 128.
Bournonit (weißgrau), Tetraedrit (lichtgrau) und Zinkblende (grau, links oben) werden verdrängt von Bleiglanz (weiß). Quarz (schwarz) ist z.T. durch Innenreflexe aufgehellt. Pol. Anschliff, 1 Nicol, Ölimmersion. Natürl. Größe 0,22 × 0,17 mm.



Abb. 129.
Wie Abb. 128, jedoch mit schräg gestellten Nicols. Im Bournonit ist die charakteristische parkettförmige Zwillinglamellierung deutlich zu erkennen. Quarz durch Innenreflexe weiß aufgehellt und unscharf.

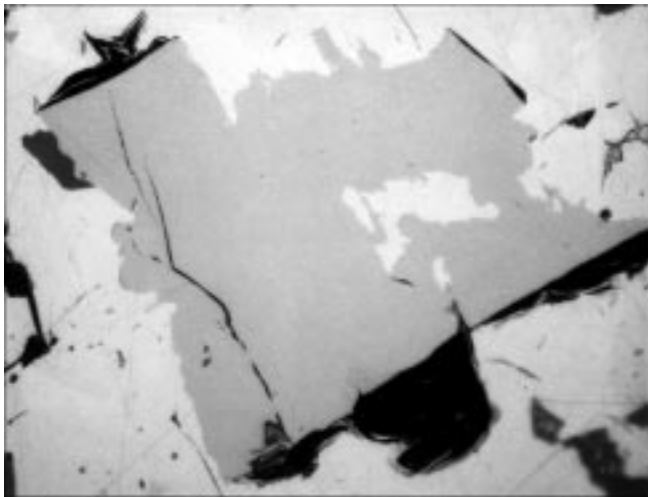


Abb. 130.
Hypidiomorphes Bournonitkorn (weißgrau) und Zinkblende (grau) werden von Bleiglanz (weiß) verdrängt. Bournonit ist an den geraden Kristallflächen von Kaolinit (schwarz) umkrustet. Im Kaolinit feine, z.T. verbogene Boulangerit-Täfelchen (hellgrau). Pol. Anschliff, 1 Nicol, Ölimmersion. Natürl. Größe 0,22 × 0,17 mm.

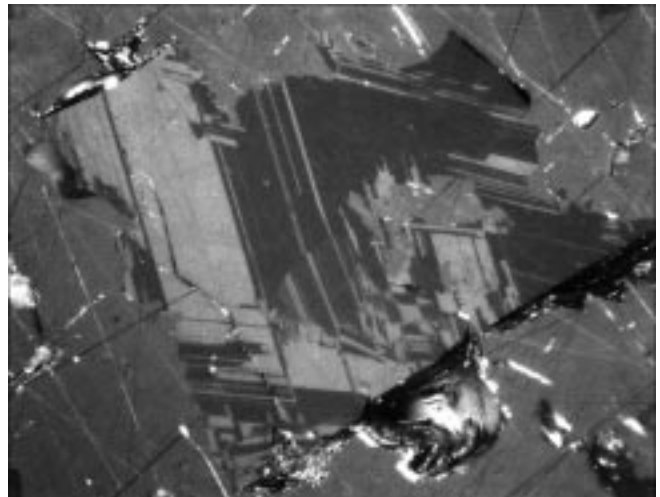


Abb. 131.
Wie Abb. 130, jedoch mit schräggestellten Nicols. Bournonit mit typischer parkettförmiger Zwillinglamellierung, Zinkblende und Kaolinit durch Innenreflexe aufgehellt. Pol. Anschliff, Nicols ×, Ölimmersion. Natürl. Größe 0,22 × 0,17 mm.

5.7.3.1.16. Kupferkies CuFeS_2 und Aurostibit AuSb_2

Der in den Werksunterlagen von Woxi erwähnte Kupferkies (Tab. 8) ist uns nur in seltenen Fällen akzessorisch als bescheidener Einschluss in Pyrit aufgefallen. Das bleiglanzähnliche Erzmineral Aurostibit wird im „Field Trip Guidebook“ (1994) erwähnt, konnte jedoch von uns nicht nachgewiesen werden.

Farbwerte ohne Tageslichtfilter						Farbwerte mit Tageslichtfilter				
x	y	Y %	λd nm	Pe %		x	y	Y %	λd nm	Pe %
0,461	0,415	48,9	584	14,3	Pyrit-Kern 9	0,328	0,338	48,3	574	10,9
0,453	0,409	44,4	587	4,9	Gersdorffit-Rand 9	0,316	0,323	44,2	577	3,4
0,446	0,411	30,7	547	1,1	Tetraedrit R8	0,310	0,319	30,7	552	0,4
0,445	0,411	30,5	541	1,2	Tetraedrit R9	0,310	0,320	30,6	547	0,9
0,446	0,411	30,4	558	1,4	Tetraedrit R1-4	0,311	0,319	30,4	559	1,1
0,445	0,411	30,3	528	0,8	Tetraedrit R7	0,310	0,318	30,4	534	0,5
0,442	0,408	41,2	496	1,3	R1 = Rmax Boulangerit 1	0,305	0,313	41,4	484	2,2
0,443	0,408	35,6	489	1,0	R2 = Rmin Boulangerit 1	0,306	0,315	35,7	487	1,5
0,440	0,406	35,6	492	1,9	R1 = Rmax Bournonit 1	0,302	0,310	36,0	481	3,6
0,441	0,406	35,0	492	1,6	R2 = Rmin Bournonit 1	0,303	0,311	35,2	480	3,1

5.7.3.1.17. Hämatit Fe_2O_3

Dieses Fe-Oxyd kann nicht als typisch zur Erzparagenese gehörig bewertet werden. Aber es ist typisch für so manche Leitschichten in der sedimentären Abfolge der Begleitgesteine, wie z.B. in der unteren und mittleren Madiyi-Formation, insbesondere im stratigraphischen Abschnitt der Erzlager von Woxi.

Die Erzlager V2, V3, V4 und V7 sind durch dünne rote Leithorizonte oder -lagen gekennzeichnet, in Form von rotem Schiefer, Quarzit, grün-roten oder grün-violetten Tuffiten, wobei für die Rotfärbung

Tab. 9.
Normfarbwerte (x, y, Y%) und Helmholtzkoordinaten (λd , Pe%) von Pyrit, Gersdorffit, Tetraedrit, Boulangerit und Bournonit der Lagerstätte Woxi.

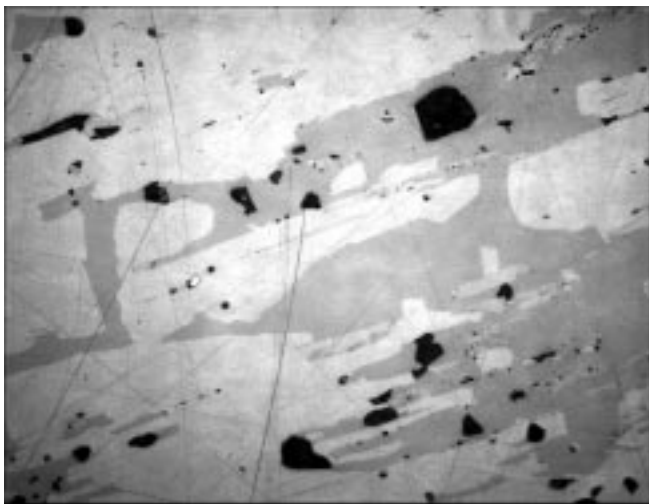


Abb. 132.
Bleiglanz (grauweiß) verdrängt Bourbonit (weißgrau) und mit diesem verwachsenen, stengeligen Boulangerit (in dieser Stellung etwa so hell wie Bleiglanz).
Quarz und Ausbrüche: schwarz.
Pol. Anschliff, 1 Nicol, Ölimmersion.
Natürl. Größe $0,22 \times 0,17$ mm.

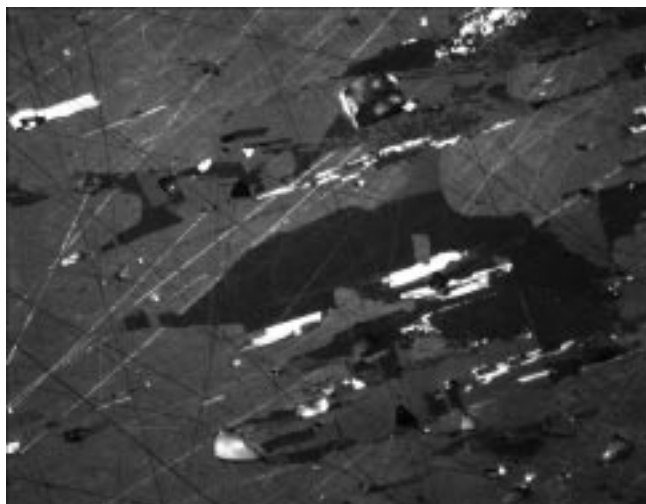


Abb. 133.
Wie Abb. 132, jedoch mit schrägen Nicols.
Boulangerit (weißgrau) hebt sich wegen seiner kräftigen Anisotropieeffekte deutlich vom weniger anisotropen Bourbonit ab, in welchem z.T. Zwillinglamellierung zu erkennen ist.
Pol. Anschliff, Nicols $\times$, Ölimmersion.
Natürl. Größe $0,22 \times 0,17$ mm.

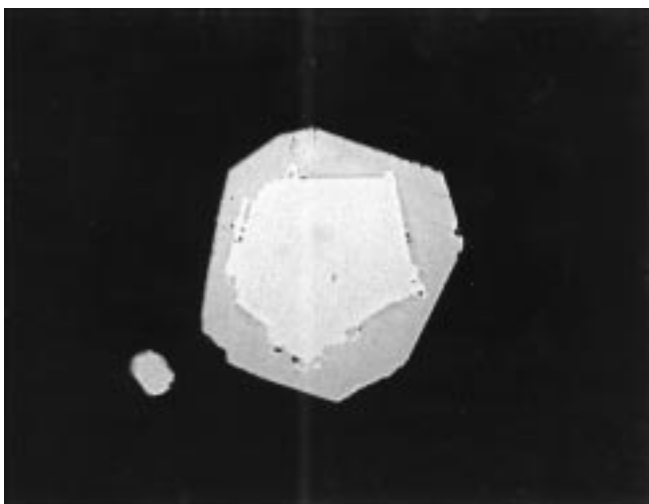


Abb. 134.
As-reicher Pyritidioblast, umkrustet von Co-reichem Gersdorffit (Analysen des Pyrit-Kerns 9 und der Gersdorffit-Randes 9 in Tab. 1).
Pol. Anschliff, 1 Nicol, Ölimmersion.
Natürl. Größe $0,11 \times 0,085$ mm.

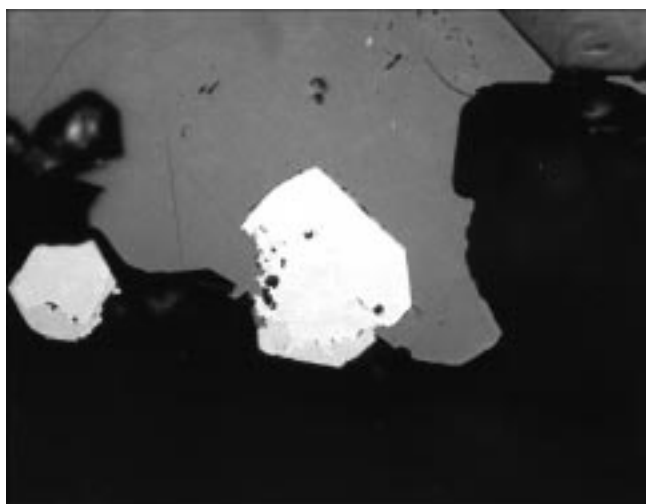


Abb. 135.
Pyritidioblasten (weiß, Analysen 10 und 11 in Tab. 1), teilweise umkrustet von Gersdorffit (grauweiß); ein Pyrit (Analyse 10, Tab. 1) wird von Zn-Tetraedrit (grau) korrodiert.
Die Analysen der Pyrit-Kerne 10 und 11 und der Gersdorffit-Ränder 10 und 11 sind in Tab. 1 angeführt.
Pol. Anschliff, Nicols $\times$.
Natürl. Größe $0,22 \times 0,17$ mm.

Hämatit etwa mit einer maximalen Beteiligung bis zu 7 % vorliegt. In dieser Form ist also das Fe-Oxid eine Komponente des abzubauenen Erzes der schichtigen Erzkörper.

Es handelt sich um feine Kristallblättchen krypto- bis mikrokristalliner Klassen, z.B. $70 \times 30-6-1$, 10×4 , $6 \times 2 \mu\text{m}$; körnig: $0,1 < 1 \mu\text{m}$, sehr häufig: $< 10 \mu\text{m}$. Die laminare Anreicherung des Hämatits kann in manchen Fällen von der Ankerit-Blastese als *si* übernommen und konserviert sein (Abb. 18).

Darüberhinaus sind aber auch die knapp über und unter den Erzlagern oft entwickelten Hämatitquarzite zu erwähnen, die mit Meter-Mächtigkeiten auf Grund ihrer rötlich-violett-stichigen dunkelgrauen Farbe und ihres dichten, laminierten Gefüges ebenfalls als Leitschichten für Erzlager angesehen werden (Abb. 40).

Eine weitere und zwar diskrete Auftrittsform des Hämatits ist die des zonaren, aber nicht geregelten Internegefüges in Ankeritblasten. Meist ist nur der Kern von Blasten

pigmentiert mit krypto- bis mikrokristallinen Hämatitkriställchen: z.B. $20 \times 10-8$, 14×6 , 10×4 , $6-4 \times 2-1 \mu\text{m}$, körnig: $1-2$; 6 ; $0,2 \mu\text{m}$ und kleiner.

Der schichtige Wechsel von grünem und rotem Sediment (Chlorit- bzw. Hämatit-Pigment), das z.T. feinschichtige Auftreten von Ankerit im Sediment, der Einbau von Hämatit-*si* sowie auch von Sericit und Quarz in die Ankerit-Blasten und die Konturenbildung von Ankerit zum Sericit-Chlorit-Quarz-Sediment festigen den Eindruck, dass sämtliche Internegefüge, also auch die nicht geregelten, aber zonar angeordneten, bereits während der frühen Diagenese zustandegekommen sind.

In genetischer Sicht ist Hämatit vorwiegend als authigenes sedimentär-syndiagenetisch ausgefälltes Mineral zu sehen, welches ein wichtiger Nebenbestandteil vor allem von Tuffitlagen in der Paragenese mit Chlorit und Quarz ist.

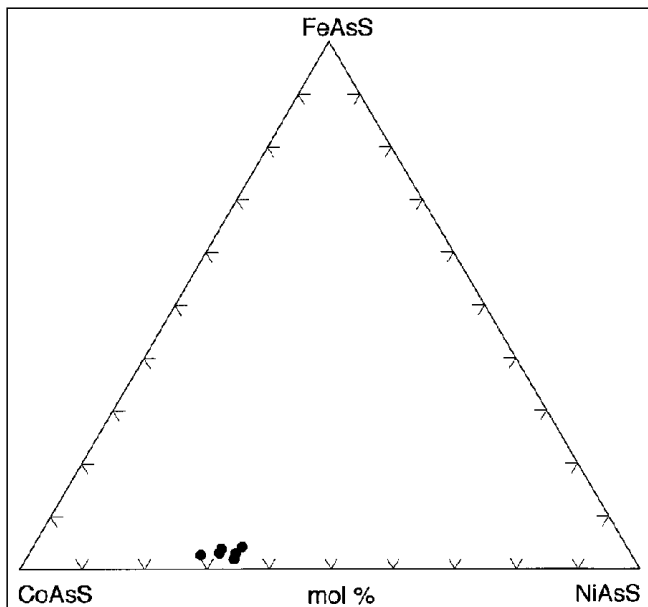


Abb. 136.
Diagramm Arsenkies – Kobaltglanz – Gersdorffit.
Die analysierten Gersdorffit-Säume um Pyritkristalle kommen auf die CoAsS–NiAsS-Linie, u.zw. näher beim Kobaltglanz zu liegen.

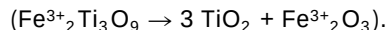
Mitunter sind unter jenen Hämatit-Komponenten, die vermutlich als Detritus eingeschwemmt wurden, u.d.M. bei extremer Vergrößerung auch solche zu identifizieren, die sich als zerfallene Mischkristalle der Reihe Titanohämatit–Ferriilmenit erweisen. So etwa in Abb. 137, in der ein zweiphasiger Kern, bestehend aus einer heller reflektierenden Titanohämatit-Matrix und feinsten dunkleren Ferriilmenit-Lamellen, umkrustet wird von einem einphasigen Ti-Hämatitrind. In dieser Hämatitkruste treten deutlich schwächer reflektierende Fe-Rutil- und Pseudorutil-körnchen (Tab. 10) auf.

Nach TEMPLE (1966) und TEUFFER & TEMPLE (1966) entsteht Pseudorutil ($\text{Fe}_2\text{Ti}_3\text{O}_9$) als intermediäres Glied der Mischreihe Ilmenit (FeTiO_3) – Rutil (TiO_2) durch vollständige Oxidation von Fe^{2+} zu Fe^{3+} und Lösungsabfuhr von

einem Drittel des Eisens im Ilmenit



In schwach reduzierenden sauren Lösungen entstehen beim Zerfall von Pseudorutil Fe- und Ti-Oxide



Auf die gleiche Weise könnten Hämatit-Rutil-Verwachsungen (Abb. 138, Tab. 10) entstanden sein.

5.7.3.1.18. Rutil TiO_2

Das weitaus häufigste Ti-Mineral im Erz ist Rutil. Daneben kann auch Anatas und Titanit beobachtet werden. Dabei handelt es sich nie um eigentliche, der Erzparagenese zuordenbare, Minerale sondern um zwangsläufig über das Sediment als Begleitgestein eingeschleuste Komponenten. Dementsprechend sind Rutilmikrolithe

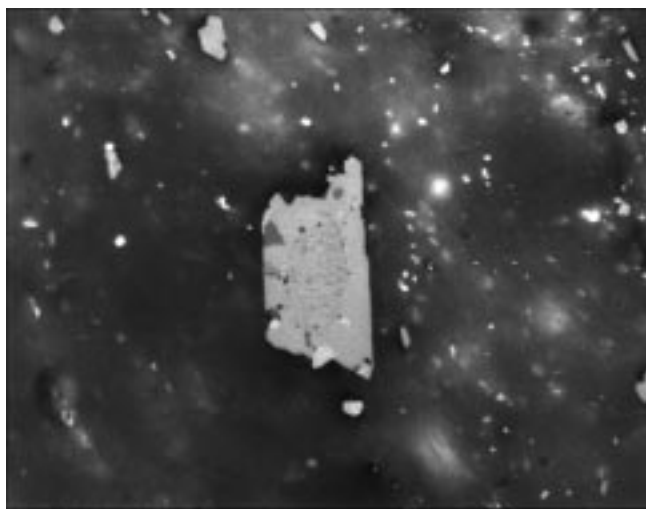


Abb. 137.
Alterierter Ilmenit (Ilmenit 1 in Tab. 10).
Zerfallener Titanohämatit-Ferriilmenit-Mischkristall: ein zweiphasiger Kern aus heller Titanohämatit-Matrix und dunkleren Ferriilmenit-Lamellen ist umwachsen von Ti-Hämatit; in diesen dunkelgrauen Einschlüssen von Pseudorutil (mit rundem Kornquerschnitt, Einschluss 2 in Tab. 10) und Rutil (mit dreieckigem Kornquerschnitt, Einschluss 1 in Tab. 10).
Pol. Anschliff, 1 Nicol, Ölimmersion.
Natürl. Größe 0,11 × 0,085 mm.

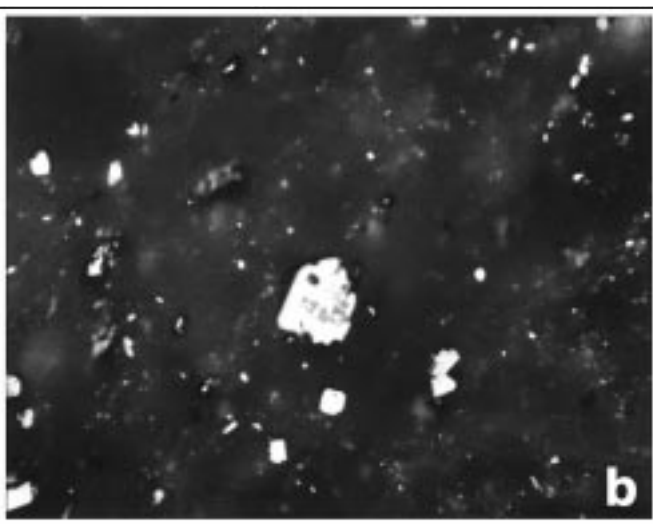
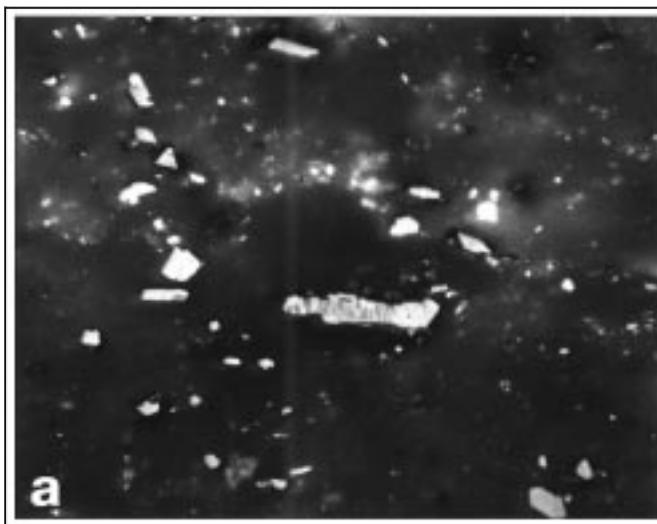


Abb. 138.
Hämatit-Rutil-Verwachsungen.
Vollständig zerfallene Hämatit-Ilmenit-Mischkristalle; graue Fe-Rutilkörnchen sind von heller Ti-Hämatit-Kruste umgeben.
a) Alterierter Ilmenit 2 in Tab. 10.
b) Alterierter Ilmenit 3 in Tab. 10.
Polierte Anschliffe, 1 Nicol, Ölimmersion.
Natürl. Größe 0,11 × 0,085 mm.

Tab. 10.
Mikrosondenanalysen von alterierten Ilmeniten.
n.b. = nicht bestimmt.

Mineral/Beschreibung	TiO ₂	Fe ₂ O ₃	MnO	MgO	CaO	SiO ₂	Al ₂ O ₃	total		
Alterierter Ilmenit 1										
Einschluß 1	90,78	10,02	0,00	0,10	n.b.	n.b.	n.b.	100,90	Fe-Rutil:	Fe _{0,10} Ti _{0,94} O ₂
Einschluß 2	60,74	38,90	0,15	0,14	n.b.	n.b.	n.b.	99,93	Pseudorutil:	Fe _{1,94} Ti _{3,03} O ₉
einphasiger Rand	1,45	98,35	0,11	0,01	0,03	n.b.	n.b.	99,95	Hämatit:	Fe _{1,96} Ti _{0,03} O ₃
zweiphasiger Kern	11,29	89,01	0,08	0,03	0,04	n.b.	n.b.	100,45	Titanohämatit:	Häm _{0,67} - Ilm _{0,23}
Alterierter Ilmenit 2										
helle Bereiche	1,99	97,66	0,05	0,00	0,32	n.b.	n.b.	100,02	Hämatit:	Fe _{1,94} Ti _{0,04} O ₃
dunkle Bereiche	42,74	54,61	0,00	0,13	0,41	1,20	1,04	100,13	Mischanalyse:	
Alterierter Ilmenit 3										
helle Bereiche	1,14	98,19	0,26	0,00	0,90	n.b.	n.b.	100,49	Hämatit:	Fe _{1,95} Ti _{0,02} O ₃
dunkle Bereiche	89,39	9,70	0,12	0,07	1,12	n.b.	n.b.	100,40	Fe-Rutil:	Fe _{0,91} Ti _{0,09} O ₂
dunkle Bereiche	81,24	17,99	0,04	0,00	1,36	n.b.	n.b.	100,63	Fe-Rutil:	Fe _{0,85} Ti _{0,19} O ₂

mit kryptokristalliner Kornfeinheit von eventuellen detritischen Schwermineraleinstreuungen analog den Nebengesteinen sowie von kleinen metamorphogenen Kristalliten und Kornaggregaten zu unterscheiden. Diese alle sind als chemische Verunreinigungen im Erz und im Zuge geochemischer analytischer Verfahren zu berücksichtigen.

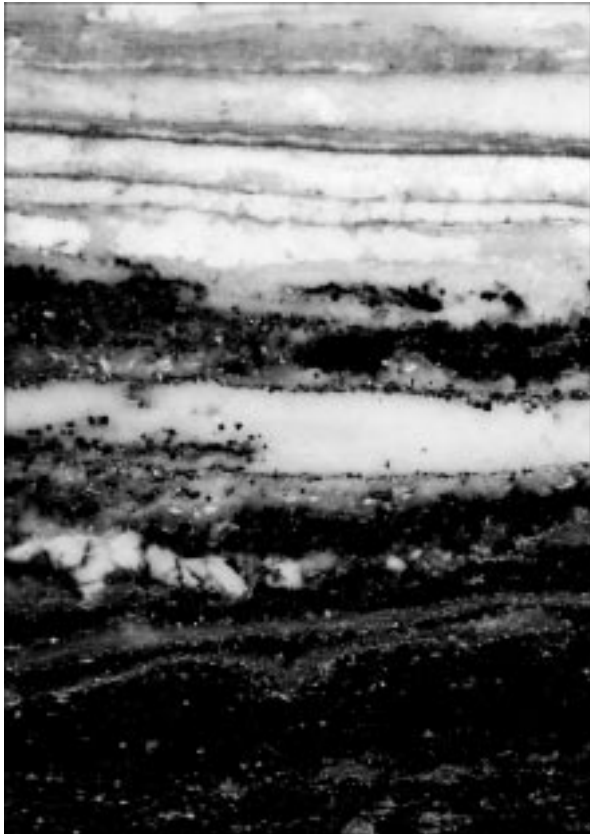


Abb. 139.
Metamorpher Feinlagenbau als relikte sedimentäre Erzfeinschichtung.
Antimonit: schwarz, Pyrit: schwarzgrau, Scheelit: weiß, Kruste z.T. kataklastisch, Quarz: grauweiß, Sericitlagen mit Rutilpigment: grau.
Pol. Anschliff im schrägen Auflicht.
Bildausschnitt 32 × 21 mm.

Die vom Nebengestein her bekannten Entmischungen des Ti-Gehaltes im Sericit und Chlorit in Form von Schwärmen von kryptokristallinen Rutilkörnern und -nadeln (weit unter 1 µm beginnend), sind in den meisten Sericit- und Chlorit-Feinlagen auch im Erz enthalten (Abb. 139). Bisweilen ergeben sich sogar laminierte Anreicherungen im Mikrometerbereich, wohl auch als Folge der Verschiebung in den hochteilbeweglichen Pelitlagen. Stärkerer Gehalt an Rutilpigment wirkt sich in dickeren Feinlagen mit deutlich falbgelbem Farbton aus, was dem flüchtigen Beobachter den Eindruck einer „Bleichung“ des Gesteins vortäuscht. Diese Rutilausscheidungen sind zweifellos durch metamorphogene Reaktionen ausgelöst worden und teilweise wohl durch Alteration, z.B. bei der Umwandlung von Biotit zu Chlorit zu erklären. Auch Neukristallite des maximal feinkörnigen Bereiches liegen in isometrischer und stengeliger Gestalt mit Kristalliten (bis etwa 0,25 mm) vor.

Eine auffallend höhere Rutilbeteiligung kommt in den grünen und roten Tuffitlagen zur Geltung, vor allem im rötlichen, hämatitreichen Sediment (Abb. 140). Manche skelettförmig tafelige Verwachsungen, wie auch Leukoxen-Relikte, lassen den Verdacht auf Pseudomorphosen nach Ilmenit aufkommen. Die Korngrößen reichen dann auch in den mikrokristallinen Bereich.

Rutilkörner und gerundete Säulchen der mikro- bis dichtkörnigen Fraktionen sind wahrscheinlich dem allothigen-detritischen Schwermineralanteil zuzurechnen, wie schon aus den Nebengesteinen bekannt ist.

5.7.3.1.19. Turmalin $XY_3Al_6[(OH)_4/(BO_3)_3]/(Si_6O_{18})]$ (X = Na, Ca; Y = Al, Fe, Li, Mg, Ti, Cr; Al = Al, Fe, Mn)

Das Schwermineral Turmalin ist in den pelitischen und psammitischen Sedimentserien des Proterozoikums ein bekannter detritischer akzessorischer Bestandteil, spielt aber auch in den

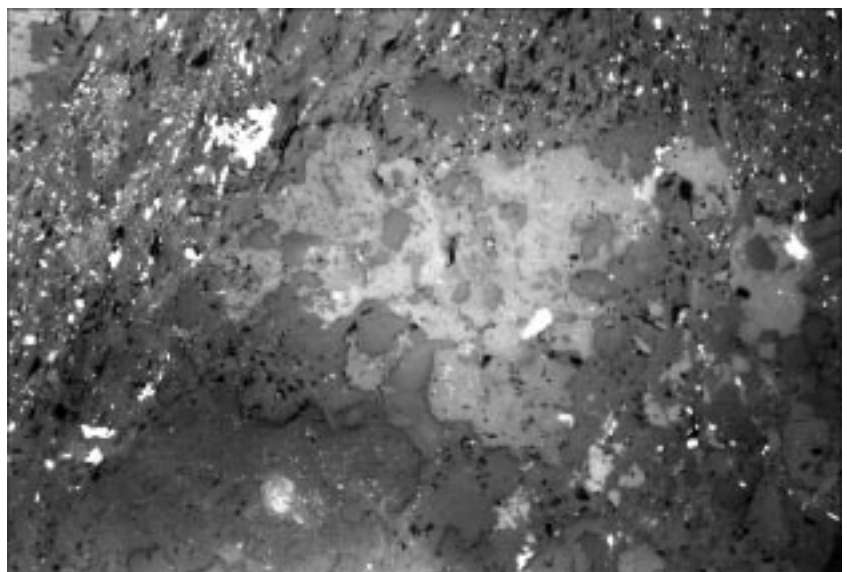
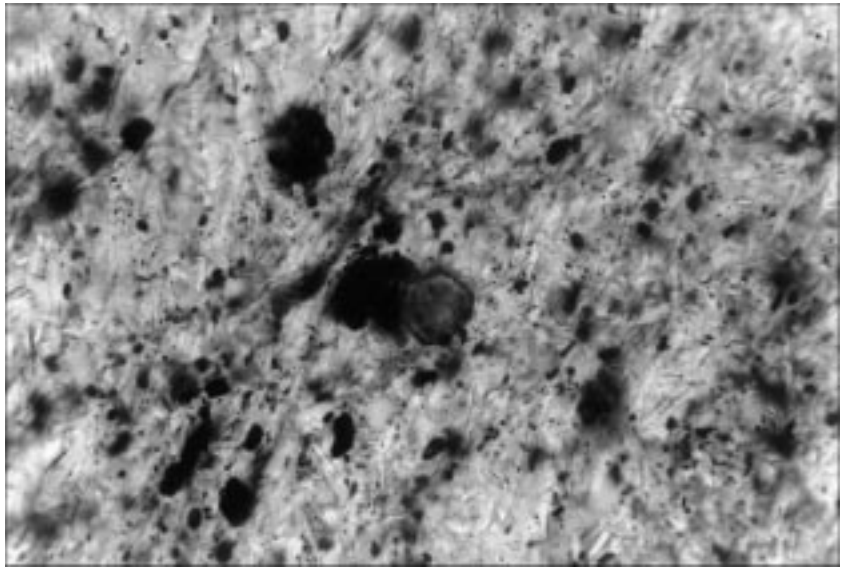


Abb. 140.
Hämatit- (weiß) und rutilreicher (grauweiß) Ankerit-Sericit-Chlorit-Quarzit.
Karbonat: grau, Quarz: schwarzgrau.
Pol. Anschliff, 1 Nicol.
Natürl. Größe 0,93 × 0,62 mm.

Abb. 141.

Authigener Turmalin (Schörl) im Durchlicht mit ditrigonalem Querschnitt rechtwinkelig zu *c*.
Erzträger: Quarzit-Sericitschiefer (weißgrau), mit Rutil (schwarzgrau), Hämatit (schwarz).
Dünnschliff, 1 Nicol.
Natürl. Größe $0,22 \times 0,15$ mm.



Nebengesteinen der Erzlager und in diesen selbst eine erwähnenswerte Rolle.

Nach der Herkunft des Turmalins sind zwei Möglichkeiten zu beachten und in vielen Fällen auch zu unterscheiden. Die detritischen Schwermineralkomponenten, vor allem enthalten in den Glimmerfilzen, treten in Kornklassen von mikrokristallin und dichtkörnig mit stengeligem Habitus und ditrigonalen Querschnitten deutlich in Erscheinung (Abb. 141).

Zum geringen Teil ist aber auch authigene Sprossung im Sediment in Erwägung zu ziehen. Nämlich die Existenz auch zarter, langstengeliger Kristalle, nach den (0001)-Absonderungsflächen zerbrochen, also nachkristallin deformiert, macht den Eindruck, dass ein Teil der Turmalin-Kriställchen ($0,1 \times 0,03$; $\varnothing = 0,5$ mm) authigen gewachsen ist. In Frage kommt neben syndiagenetischer Entstehung auch eine metamorphogene Sprossung. Nach dem optischen Farbeindruck im Dünnschliff kommt wie in den Begleitgesteinen vor allem der Fe-Turmalin Schörl in Betracht.

5.7.3.1.20. Oxidationsprodukte

Als sekundäre Mineralneubildungen sind aus Fe-hältigen Mineralen wie Ankerit, Pyrit im Verwitterungsbereich Goethit und Lepidokrokit, aus Antimonit Valentin, Senarmontit und Cervantit und aus der Cu-führenden Paragenese des Erzkörpers Malachit, Azurit, Cuprit und Covellin zu erwähnen.

5.7.4. Relikte stratiforme Anlagerungsgefüge und ihre kristalline Abbildung

Die Zusammenfassung dieser Themen ist insofern sinnvoll, als bei dem regional vorliegenden Metamorphosestadium die ursprünglichen Teilgefüge der Erzparagenese und ihre sedimentäre Anlagerungsform relativ selten sind.

Eine sowohl wissenschaftlich als auch wirtschaftlich wichtige Frage gilt der Topologie der Erzkörper mit ihrer hauptsächlich inhomogenen Form, nämlich in Schichten. Die Situation im Großen wurde schon in Teil 5.7.2. behandelt. Nach den groß- und detailtektonischen, lithostratigraphischen und makropetrographischen Befunden gibt es keine Alternative zur Aussage, dass ein strenger Erzlagenbau die Lagerstätte beherrscht. Mit Lagenbau ist die der metamorphen Gesteinsserie eigene inhomogen-flächige Anreicherungsform bezeichnet, die sich nach dem lithostratigraphischen Befund an den Metasedimenten als zweifellos ursächliche Schichtung erweist. Im Folgenden werden die dem Makrogefüge entsprechenden Einzelheiten im mikroskopischen Bild beschrieben und gedeutet.

Unsere Grundlage: eine epizonal-metamorphe Begleitgesteinsserie mit weitgehender Verformung zum heutigen intensiven achsialen Faltenbau, begleitet von rupturer Fragmentierung, macht es dem Forscher zum Gebot, vom

derzeitigen Zustand des Gebirges ausgehend nach dem Vorgängerzustand zu suchen, um die Beobachtung gedanklich bis in die Nähe des ursprünglichen Entstehungsmilieus zu lenken. Das heißt, im konkreten Fall die Aufmerksamkeit den nicht-metamorphen Vorgängergesteinen, dem Sedimentaufbau und, als zentrales Problem, den mit dem Sediment in Form eines metamorphen Lagenbaues innig verbundenen Erzlagern zuzuwenden. Dieses Vorhaben macht die Suche nach diskreten Einzelheiten des Gefügebauaufbaues und -umbaus in den Erzkörpern samt Erzträgergestein unumgänglich, um die von der Natur unter dem Einfluss des Erdschwerefeldes gestalteten typisierbaren Gefüge nach Merkmalen zu unterscheiden und auf dieser Grundlage einer Erklärung zuzuführen. Wir sind uns allerdings bewusst, dass dieses Vorhaben nicht immer zu eindeutigen genetischen Entscheidungen führen muss. Zu häufig gibt es mehrdeutige Befunde. In solchen Fällen verpflichtet die Probenauswahl für weitere geochemische Analytik zu hoher Sorgfalt. Denn es ist klar, dass die Sammlung schöner Kristallstufen und polymineralischer Erze ohne Berücksichtigung ihrer minerogenetischen Entwicklungsstufen nicht zum Ziele führt.

Die in auffallender Weise, aber doch nicht konstant, mit bestimmten Erzlagern vergesellschafteten rötlichen Hämatit-Leitschichten und die grünen Chlorit-Leitschichten lenken die Aufmerksamkeit auf eine Assoziation mit typischen Schichtungsmerkmalen der Sedimentabfolge und der nicht nur räumlichen, sondern auch genetischen Zusammenhänge mit den Erzlagern.

Im Gefüge der Erzlager selbst steht die feinlagig schichtige Zusammensetzung der Metellanreicherung im Mittelpunkt der Suche nach ursächlichen Anlagerungsgefügen. Zur Verfügung stehen die im Kap. 5.7.3. vorgestellten Komponenten der verschiedenen Paragenesen. Die Mikroparagenesen sind repräsentiert durch die feinschichtigen Wechsellagerungen von:

- Antimonit mit Pyrit, Quarz(it), und z.T. Arsenkies, mit Gold, mit Beteiligung von Sericit, Chlorit, Karbonat (Dolomit, Ankerit).
- Antimonit, Pyrit, und Quarz(it) mit Beteiligung von Bleiglanz, Zinkblende, Boulangerit, Bournonit, Fahlerz Kupferkies.
- Antimonit mit Scheelit, Pyrit, und Quarz(it), Gold, mit Beteiligung von Tetraedrit, Kupferkies, Bleiglanz, Sericit, Chlorit, Karbonat (Ankerit, Dolomit, Calcit) und Apatit.

Abb. 142.

Metamorpher Erzlagenbau mit relikter sedimentärer Anordnung von Antimonit, Pyrit, Quarzit, Sericit in parallelen und schräggeschichteten Feinlagen, z.T. gefältelt mit polarer und geopetaler Anordnung. Grubenaufschluss: Erzlager V3 am 27. Lauf.



- Scheelit mit Pyrit, Arsenkies, und Quarz(it), mit Beteiligung von Baryt, (Fahlerz), Karbonat (Ankerit, Dolomit, Calcit), Sericit, Chlorit, Apatit, Hämatit, Rutil.
- Pyrit mit Quarz(it) und (Arsenkies) mit Beteiligung von Sericit, Chlorit, Karbonat, Hämatit.

Wir teilen allerdings die Ansicht mit dem Chefgeologen des Bergwerkes, wonach infolge der Vielfalt der Erzparagenese und fortlaufender Neuaufschlüsse eine derartige detaillierte Aufzählung nicht sinnvoll erscheint. Vielmehr ist damit zu rechnen, dass die Feinschichtung der Erzlager bei großräumiger Beurteilung doch qualitativ weitgehend ähnlich zusammengesetzt ist, abgesehen von einigen quantitativen Unterschieden sowie mineralogischen und geochemischen Details.

5.7.4.1. Parallelgefüge, Schichtung, Feinschichtung

Die Anordnung der Erz- und Begleitmineral-Komponenten in den Erzlagern ist, wenn man von den nachträglichen faltenden und fragmentierenden Überprägungen absieht, eine deutlich inhomogen-schichtige. Der makroskopisch eindrucksvolle Erzlagenbau (Abb. 142) erweist sich im optisch vergrößerten Detail von Großanschliffen der Handstückproben (Abb. 139) und im mikroskopischen Bild im Durch- und Auflicht als noch wesentlich vielgestaltiger, mit Feinheiten der flächig-geschichteten Mineralienfolge.

Es liegt nahe, nach den in den Metasedimenten erkannten relikten Anlagerungsgefügen aus teils mechanisch, teils chemisch angelagerten Komponenten, auch die in mehrfacher schichtiger Folge z.T. fast unauffällig eingebauten bis deutlich konzentrierten „Fremdminerale“ des Erzes in derselben Form entstanden anzunehmen.

Das schichtige Bild entbehrt allgemein jeglichen Befundes für eine sekundäre, epigenetische Platznahme von Erzmineralen in schichtparallelen Klüften, wie etwa in Bankungsfugen. Vielmehr enthält der Klein- und Mikrobereich Merkmale, die eine primär angelegte Schichtung im meist polymineralischen Erz kennzeichnen: inhomogenes Parallelgefüge (im Sinne der Gefügekunde; SANDER [1950, 1970]), mit der genetischen Ursache durch alternierende oder gemeinsame mechanische und chemische Anlagerung.

Beschreibende Merkmale zu diesem Thema sind:

- Die fein- bis feinstschichtige Abfolge oder Wechsellagerung wie z.B. von Pyrit, Antimonit, Quarz, oder Antimonit, Scheelit, Pyrit, Quarz, oder Scheelit, Pyrit mit Arsenkies, Quarz, oder Pyrit und Quarz. Das Gefüge solcher Lagenbaue ist gut vergleichbar mit chemisch angelagerten Mineralaggregaten im sedimentären Milieu nicht meta-

morpher Ablagerungen; wobei noch zu bedenken ist, dass wir uns hier in einer schwach metamorphen Gesteinszone mit mehrfacher Metamorphose befinden.

- Die oft zahlreichen Neben- und Spurenkomponenten (wie auch Gold) des Erzes nehmen an derartigen Laminiten meist nur unauffällig teil. Sämtliche Minerale der hier genannten Erzparagenese (ohne die dazwischen beteiligten Nebengesteinsanteile) erweisen sich grundsätzlich als authigene Ausscheidungen durch chemische Anlagerung.

Im heutigen metamorphen Zustand des Erzes ist der ursprüngliche Anreicherungs Vorgang nur erschließbar, wenn auch das Anlagerungsgefüge der schichtigen Abfolge in großen Zügen noch erhal-



Abb. 143.

Detail aus dem Grubenaufschluss des Erzkörpers V3 mit kristallinem Lagenbau der ursprünglichen sedimentären Anlagerung von Antimonit (grauschwarz), Pyrit (schwarz), Quarz(it) (weiß) und Sericit (verschieden grau).

Abb. 144.

Pyrit-Feinlage mit idiomorphen Kriställchen und einigen Idioblasten im Quarzit-Tektonit.
s diagonal links unten – rechts oben. Pyrit: schwarz, Quarz: je nach Schnittlage weiß, grau bis schwarz-grau.
Dünnschliff, Nicols ×.
Natürl. Größe 2,6 × 1,7 mm.

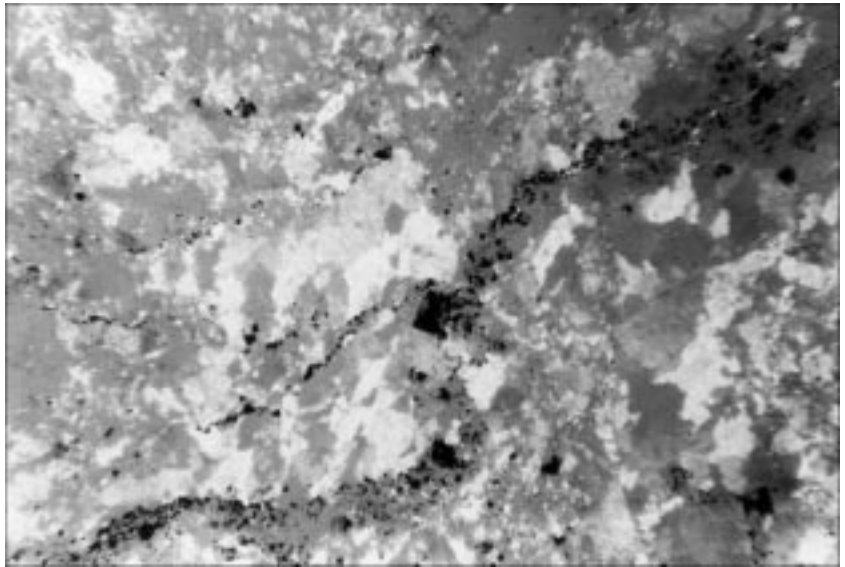
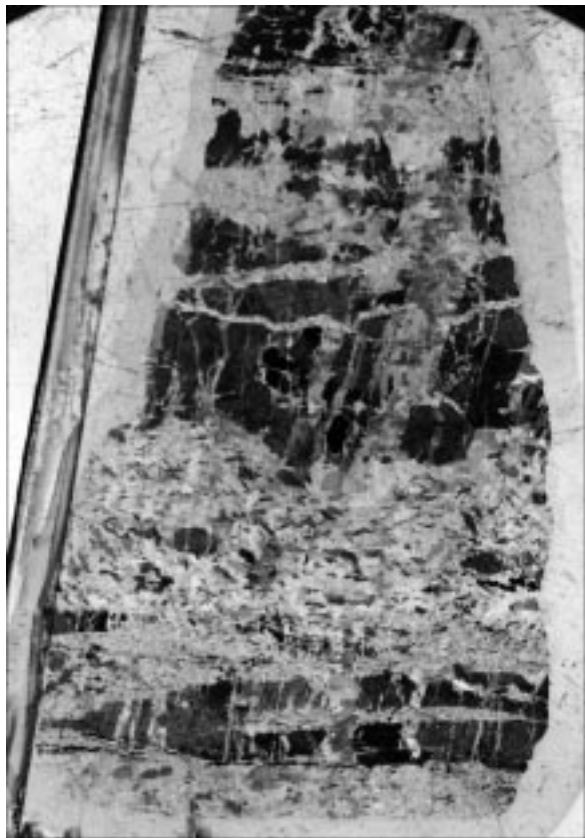
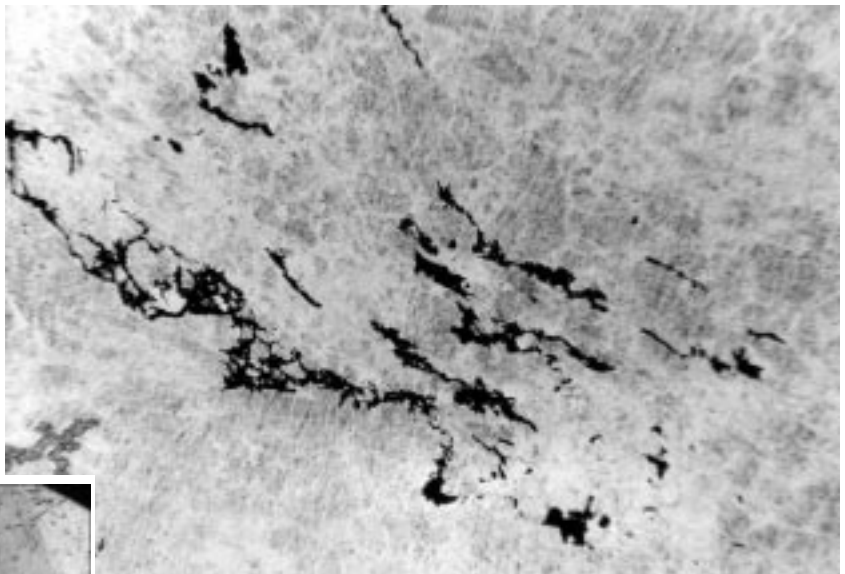


Abb. 145.

Suturförmige Antimonit-Feinlagen (schwarz) im Quarzit-Tektonit.
s diagonal links oben – rechts unten.
Dünnschliff, 1 Nicol.
Natürl. Größe 2,6 × 1,7 mm.



ten ist. Hier kommt die Mobilisierungsbereitschaft der einzelnen Erzteilgefüge zur Geltung.

Zur Beurteilung des ursprünglichen Anlagerungsvorganges müssen aber auch die vom Nebengestein her bekannten Mineral-komponenten hinzugezogen werden, die in der Wechsellagerung mit den Erzmineralen (Fremdminerale!) am inhomogenen Parallelgefüge teilhaben, ja dieses mit aufbauen. Es sind die allothigen-detritischen Vertreter Sericit, Chlorit, seltene detritische Quarzkörnchen, zusammen mit authigenem Feinquarzit, Ankerit- und Fe-Dolomit-Blasten, weiters die Akzessorien Rutil, Turmalin als Schwerminerale detritischer Herkunft.

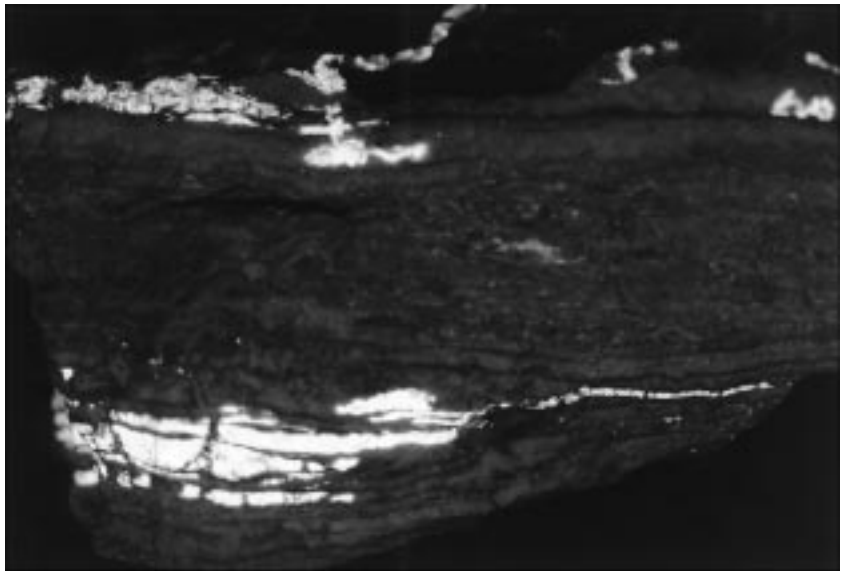
Entscheidende Aussagekraft kommt der laminierten Übereinanderfolge der Erz- und Begleitminerale in mechanisch unversehrten Felspartien zu, wobei diese vom dm-cm-Bereich bis in den Mikrausschnitt verfolgt werden kann (Abb. 142, 143). Die Chance solche aussagekräftige Befunde unversehrt aus einem

Abb. 146.

Metamorpher, kristalliner Feinlagenbau Scheelit-Quarz(it) als Reliktgefüge eines ursächlich synsedimentären Feinschichtaufbaues.
Scheelit: grau, dunkelgrau, schwarz; Quarz: mit scharfer Tektonitregelung, grauweiß, grau, grauschwarz; Pyrit: spurenhafte feinlagig angeordnete Kriställchen, schlecht erkennbar. Rupturelle Mikrodeformation insbesondere des Scheelits.
Dünnschliff, Nicols ×.
Natürl. Größe 37 × 25 mm.

Abb. 147.

Linsenförmig-schichtig angereicherter Scheelit in Antimonit-Pyrit-Quarzit-Lagenbau. Dazu schwache s-diskordant fein-gangförmige Scheelit-Kristallisation. Großanschliff mit kurzwelligem UV-Licht bestrahlt: blauweiße Lumineszenz des Scheelits, im Bild weiß.



Anfangsstadium der Sedimentation überliefert zu bekommen, ist bei den einzelnen Teilgefügen bekanntlich sehr verschieden. Ursache ist die unterschiedliche Neigung der Komponenten zur Sammelkristallisation. Wenig Reaktionsbereitschaft zeigen allenfalls Pyrit und Arsenkies (Abb. 144). In der uns interessierenden Reaktionsreihe folgen etwa: Hämatit, Fahlerz, Zinkblende, Bleiglanz, Kupferkies, Ankerit, Antimonit, Quarz. Die sehr zum gestaltlichen Wechsel neigenden Antimonit-, Bleiglanz-, Gold-, Scheelit-Aggregate der Feinlagen behalten zwar weitgehend ihre Schichtposition, nicht aber die Gefügetracht ihrer ursprünglichen Korngestalten (Abb. 145, 146, 147). Natürlich hängen Mobilisationen von mehreren geochemischen Zusammenhängen ab. In der Zusammenschau der schichtigen Teilgefüge in einem gemeinsamen Mikroschauplatz lassen sich die Kristallisationsereignisse aber gut beurteilen (Abb. 148). Zumal auch Quarz mit verschiedenen Kristallitengrößen, so auch Feinquarzit (Kieselgestein, Chert) und in beschränktem Maße Sericit, Chlorit, Dolomit, Ankerit am feinschichtigen progressiven Aufbau der Abfolge teilnehmen.

Eine bemerkenswerte Ausstattung des Feinlagenbaues im Erz bildet der Korngrößenwechsel und Korngefügewechsel mit Tracht und Habitus innerhalb z.T. monomineralischer Erzminerallagen und in, voneinander in der Abfolge getrennt übereinander folgende Lagen gleicher Mineralteilgefüge. Für diese Betrachtung liefern die Pyrit- und Arsenkies- sowie die Antimonit- und Scheelit- und Quarz-Teilgefüge erklärungsbedürftige Merkmale.

Beim reaktionsträgen Pyrit gibt es im offenen Gefüge laminare Korngrößendifferenzen und feine Unterschiede im chemischen Mineralaufbau zu bemerken. Die optisch mikroskopischen Wahrnehmungen sind in den Abb. 55, 56, 57, 58, 80, 149 angedeutet. Die überwiegend idiomorphen Einzelkriställchen wechseln oft lagenweise feinlagig die Größe und bilden mitunter auch schichtig s-parallele Aggregate, Linsen und dünne Lagen bis Krusten.

Bei Pyrit kommt in klarer Weise die Tendenz der Kornvergrößerung im Zuge der Umkristallisation als Sammelkristallisation oder bzw. und ein stationäres Weiterwachsen als Blastese zur Geltung. Feinkörnige Rekristallisation nach Korndeformation konnten wir bei Pyrit nicht beobachten. Somit stellen sehr feinkörnige, also mikro- und kryptokristalline Kristallformen bei Pyrit sehr alte, z.T. vermutlich ursprüngliche Kristallbildungen dar. Ihre Aussagekraft als Teilgefüge im Rahmen der Erzparagenese ist bedeutend.

Eine analoge und ebenso wichtige Rolle kommt dem häufig feinschichtig angereicherten Arsenkies zu. Allerdings sind diese meist als separierte idiomorphe Einzelkriställchen entwickelten Komponenten viel seltener im Erz enthalten. So repräsentiert also auch Arsenkies mit seinen authigenen Kristallisationen einen sehr alten, vermutlich kaum oder nur wenig veränderten Teilbestand einer mit dem Sediment als Sediment submarin ausgeschiedenen Metallanreicherung (Abb. 68, 150). Pyrit und Arsenkies haben auf diese Weise den Wert von Leitmineralen für die Bewertung primärer Erzgefüge.

Das Verhalten von Antimonit als Kornaggregat eines deutlich kristallinen Erzverbandes zeigt in großer Vielfalt mehrere Entwicklungsstadien.

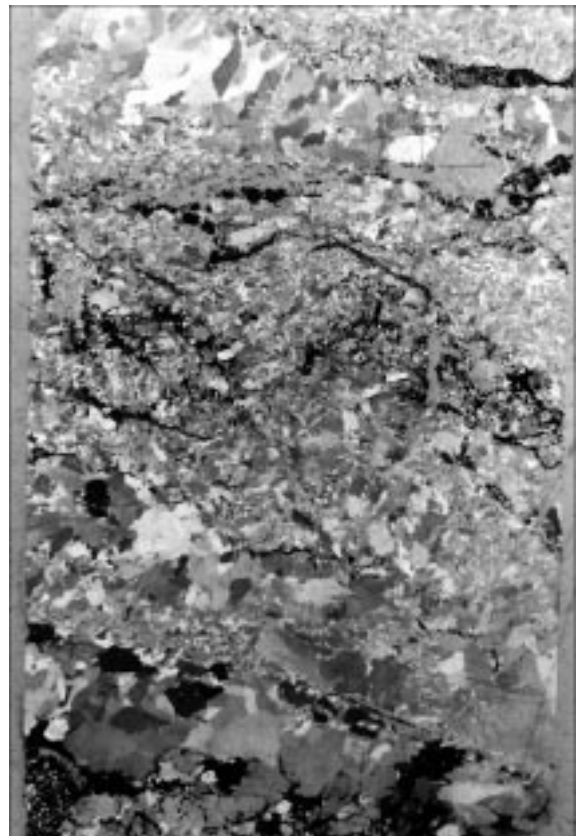


Abb. 148.

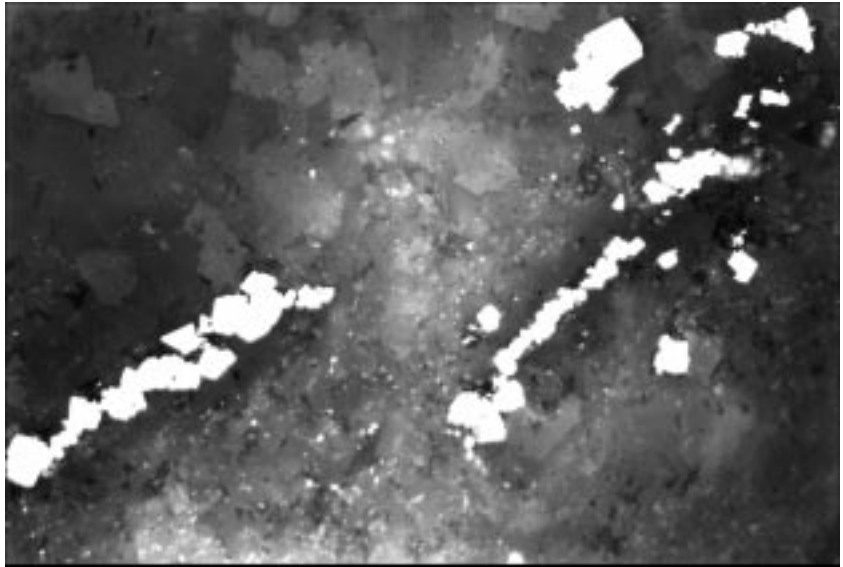
Mechanisch stark durchbewegter Scheelit-Pyrit-Antimonit-Quarzit. Die bis ins Mikrogefüge wirksame Deformation führte zur Auflösung und Verlagerung der Erzfeinschichtung; vor allem Antimonit ist in die Intergranulare des Quarzits gepresst. Scheelitkörner (schwarzgrau) in lagiger Anordnung als Abschluss der unteren Antimonitlage im unteren Bildteil. s schwach diagonal (links oben – rechts unten), jedoch im oberen Bildteil horizontal. Dünnschliff, Nicols X. Natürl. Größe 21 × 14 mm.

Abb. 149.

Fragmentierte Pyritfeinlagen, bestehend aus Idioblasten (grauweiß) unterschiedlicher Größe im ankeritisch-chloritisch-sericitischen Quarzit (grauschwarz) als Nebengestein des Erzlagers 4.

Pol. Anschliff, 1 Nicol.

Natürl. Größe 0,37×0,25 mm.



Antimonit ist ein zu Sammelkristallisation und Rekristallisation neigendes Erzmineral. Durch diese Bereitschaft zu Umkristallisationen läuft diese Mineralphase den Anstrengungen der Forscher zuwider: Die Absicht, möglichst ursächliche Entstehungsbefunde nachzuweisen, welche den makroskopischen Lagenbau auch im Detail erklären können, wird durch dieses Gefügeverhalten beträchtlich gestört. Und so ist von vorneherein nicht damit zu rechnen, etwa unveränderte sedimentäre Relikte finden zu können.

Zu den genetisch wichtigen Befunden gehört ein häufig nachzuweisender kristalliner Feinlagenbau (Abb. 71, 72, 74, 75, 76, 77, 78). Dieser ist zunächst deskriptiv auf unterschiedliche Gefügefazies im monomineralisch geschlossenen Antimonitteilgefüge, aber auch im offenen Verbande mit Gefügepartnern zurückzuführen. Am auffälligsten und häufigsten liegen laminare Korngrößenunterschiede vor, weiters gestaltliche Kornunterschiede, wozu auch mechanisch deformierte, tektonische Zergleitungen zählen.

Betreffend die Korngrößenunterschiede verhält sich Antimonit wie viele andere reaktionsbereite Minerale mit Kornvergrößerung infolge des Wachstums bzw. Weiterwachstums größerer Körner auf Kosten kleiner. Das ist an der Verdrängung kleiner durch größere Kristalle erkennbar. Diese Befunde zwingen zur genetischen Aussage, dass Abbildungskristallisate vorliegen, in diesem Fall „Antimonit nach Antimonit“ im Rahmen einer isophasen Umkristallisation.

Antimonit ist aber auch ein sehr reaktionsbereites Erzmineral, welches auf mechanische Gitterbeschädigung empfindlich mit Rekristallisation in Form von Feinstkornaggregaten reagiert. Am deutlichsten ist die Rekristallisation von Antimonit in Scherflächen zu erkennen (Abb. 73).

Soweit nicht Deformations- und Kristallisationsereignisse den Schichtaufbau im Kleinen oder im Großen stören, scheint die Aussage zulässig, dass es sich bei den Erzlagerstätten ursprünglich um überwiegend wirtelsymmetrische Lagenbaue handelt. Eine lagige und zum Teil feinelagige inhomogene Abfolge, die nur durch schichtig anlagernde Vorgänge an freien Grenzflächen, also an den jeweiligen freien Sedimentbauzonen eines marinen Ablagerungsraumes, entstanden sein kann. Derartige weitgehend ursprüngliche Gefüge von Pyrit, Arsenkies und von Feinquarzit sowie die umkristallisierten Gefüge von Antimonit und Scheelit sind nur durch Ausfällung aus einer Metallsole und chemische Anlagerung am Meeresboden vorstellbar. Inwieweit im Zuge der wachsenden Kristallgitter von Antimonit und Scheelit lokal auch mechanischer Einfluss zur Mitwirkung kam, bleibt offen. Auch ein frühdiagenetischer Kristallisationsanteil im oberflächennahen Internbereich der Bauzonen kann im Falle sedimentärer Anreicherung vermutet, aber meist nicht bewiesen werden, weil Merkmale fehlen. Es liegt also nahe, in den paral-

lageschichteten Antimonit-Feinlagen die feinstkörnigen als die relativ älteren, vermutlich weniger umkristallisierten, ursprünglicheren zu vermuten. Vor einer Verwechslung mit den ebenfalls feinkörnigen Rekristallisaten muss gewarnt werden. In der Vielzahl von möglichen Befunden sollte aber der petrographisch versierte Forscher tektonisch bedingte Rekristallisate an Zergleitungsflächen von typisch sedimentärem Feinschichtaufbau unterscheiden können.

Ein wesentliches Merkmal für die genetische Beurteilung stellt der alternierende Korngrößen- und Gefügetracht-Wechsel besonders in schräggeschichteter Abfolge ohne mechanische Beschädigung dar. Man könnte sich die Erzlager in mehr oder weniger ungestörten, weit ausgedehnten Teilbecken entstanden vorstellen. Weil syndiagenetische Gleitungen, die zu Verfaltungen und Breccierungen führten (Abb. 82), nicht häufig zu beobachten sind, dürften die Sedimentbauzonen höchstens flach geneigt gewesen sein. Eventuelle Turbiditströme haben die Schichterkörper demnach nicht erfasst, wohl aber könnte sich eine derartige Resedimentation von Begleitsediment bis in Erzkörper hinein als Detrituslieferant ausgewirkt haben.

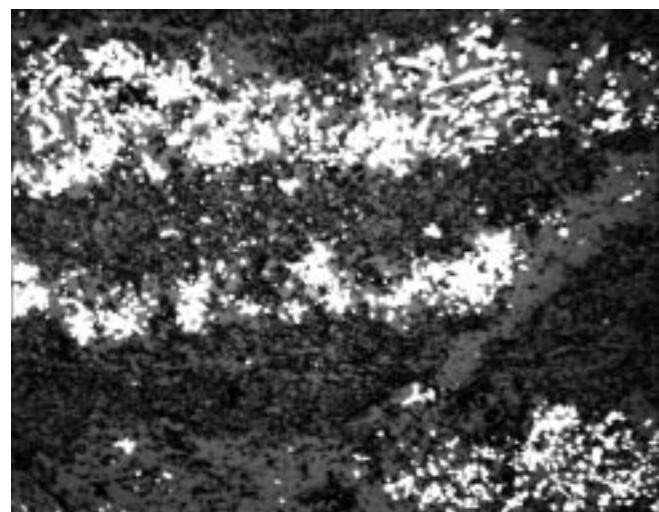


Abb. 150.

Arsenkies-Feinlagen (weiß) in einem Erzlager des Revieres Yuershan. Quarz(it): grau; Sericit: grauschwarz.

Pol. Anschliff, 1 Nicol.

Natürl. Größe 3,25 × 2,72 mm.



Abb. 151.

Scheelit-Pyrit-Antimonit-Quarzit mit kristallinem Feinlagenbau. Scheelit (weiß, kataklastisch); Quarz: grauweiß; Pyrit: grauschwarz; Antimonit: schwarz, (oberer Bildrand). Erzlager V4; Großanschliff.



Abb. 152.

Kristalliner Erzlagenbau mit Scheelit, Pyrit, Antimonit und Quarz, unter Bestrahlung mit kurzwelligem UV-Licht. Scheelit durch Lumineszenz (weiß) hervortretend. Großanschliff.

Das Calciumwolframat Scheelit vom Woxi-Erz lässt in überzeugender Weise die Bereitschaft zu grobkristalliner Gestalt erkennen (Abb. 151, 152). Die überwiegenden Anreicherungen dieses transparenten Erzminerals sind, bei aller Deutlichkeit eines schichtigen Aufbaues und Einbaues im Erz, plattenförmig-krustenförmig entwickelt (Abb. 85–90, 93–100). Die Bildung von grob- und großkörnigen Kristallen stellt den Normalfall dar, wobei auffällt, dass diese formanisotropen Kristallplatten meist ruptuell in Schollen zerlegt sind und zudem noch u.d.M. im Durchlicht durch undulöse Auslöschung starke intragranulare Deformation erkennen lassen. Aus solchen Befunden geht die Schwierigkeit der Suche nach Vorgängergefügen und nach eventuellen feinkristallinen älteren Bildungsstadien hervor.

Nun bieten sich in der Masse der Scheeliterzkörper tatsächlich Beispiele für kleinere, separierte Scheelitkristalle, also Einzelkörner an, die bei etwa isometrischer Gestalt in der Größe von 0,1–0,4 mm, auch bis 0,7 mm liegen. Großkristalle gibt es bis zu 5–7 mm. Aber auch in dieser Ausbildung ist die bevorzugt schichtige Anordnung auffallend. Auf diese Befunde aufbauend bemerkt der aufmerksame Beobachter in gewissen Fällen von schollenförmigen Scheelitrümmern eine diskrete, aber deutlich wahrnehmbare Aggregatbildung in Form von isometrischen Subindividuen (Abb. 89, 90). Deren Ausmaße fallen in den fein- und dichtkörnigen Bereich (mit 0,01 – 0,05 – 0,07 – 0,1 – 0,15 mm). Hierbei handelt es sich um eine außerordentlich wichtige und besonders wertvolle Feststellung, die durch diesen Einblick in das Gefüge den Rückblick auf die Entwicklung des bis großkörnigen Scheeliterzes ermöglicht. Zugleich lässt die öfters zu be-

obachtende Berührungsparagenese von Scheelit mit Dolomit und Ankerit, selten mit Calcit, auch in laminierter Form, an metasomatische Stofftauschprozesse denken, zumal manche Grenzflächengefüge eine Verdrängung (von Karbonat durch Scheelit) wahrscheinlich machen.

Fragmentierte Scheelitplatten haben eine Dünne von etwa 0,04–0,1 mm, bzw. eine Dicke bis 0,7–3–8 mm. Plattenförmige Scheelitkristalle erreichen sogar Größen um 20×4 mm. Außer plattenförmigen Sammelkristalliten aus Grobkristallen sind auch linsenförmig im laminaren Sedimentverband gelagerte Scheelitaggregate entwickelt. Die feinschichtige Abfolge besteht häufig als inhomogenes Parallelgefüge von Scheelit mit Pyrit, von Scheelit mit Grobquarz sowie mit Sericit und Karbonat.

Als Interngefüge erkennt man häufig Quarz- und Pyritkriställchen, seltener Karbonat sowie Sericit. Im kristallinen Verband zeigen sich Verwachsungen von Quarz mit Scheelit, Dolomit mit Scheelit sowie Quarz, Pyrit und Dolomit mit Scheelit. Neben fixer Konturenbildung sind Verdrängungen von Scheelit vor allem durch Quarz, aber auch durch Antimonit sichergestellt.

Mit dieser Betrachtung sind zwar lange nicht alle vorliegenden Scheelitgefüge angeführt, wohl aber diejenigen, welche am ehesten Anhaltspunkte für die Erklärung ursächlicher W-Metall-Platznahme liefern. Diese für sich allein betrachtet sind bescheiden und oft nicht eindeutig. Im Gefüge der Erzparagenese mit Antimonit, Pyrit, Quarz und Nebengesteinsanteil wird die Art des Auftretens von Scheelit aber verständlicher. Scheelit ist kein „Außenseiter“, sondern fügt sich in seinem Auftreten und Verhalten als Partner in den Erzlagern mit seinem kristallinen Zustand unter Berücksichtigung der unterschiedlichen Be-

Abb. 153.

Antimonit-Quarzit mit metamorphem Lagerbau.

Man beachte die feinlagig wechselnden Korngrößen des Quarzits (weiß, grau, schwarzgrau), die diskrete feinlagig-diffuse Anreicherung von Antimonit (schwarz) und die s-Winkeldiskordanz als modifiziertes Relikt des ursprünglich kieseligen Erzsediments.

Liegendbereich des Erzkörpers V3.

Dünnschliff, Nicols X.

Natürl. Größe 27×18 mm.

reitschaft zu Umkristallisationen und der mechanischen Kompetenzunterschiede durchaus dem schichtigen Aufbau des Erzes ein. Als wahrscheinliche ursprüngliche Anlagerungs- und Anreicherungsform ist wie bei allen anderen Erzmineralen der Lagerstätte die extern-chemische Anlagerung alternierend an den Sedimentbauzonen oder in deren unmittelbarem Nahbereich wahrscheinlich.

Zu diesen genetischen Aussagen über deskriptive Gefügemerkmale bringen weitere typische Sedimentbefunde wie Schrägschichtung, polare und geopetale Gefüge sowie syndiagenetisch verformte Teilbereiche wertvolle Aufklärung.

5.7.4.2. Nichtparallele, schräggeschichtete Abfolgen

Zur Bestätigung der im Mikrobereich überblickbaren relikten sedimentären Erzgefüge können Beispiele aus dem nicht parallel gelagerten, mit Winkeldiskordanzen ausgestalteten Schichtaufbau des Erzes angeführt werden. Auch in diesen Fällen handelt es sich wieder um die Hauptvertreter Pyrit, Antimonit, Scheelit, begleitet von Quarzit. Für die Entstehung der mit den Diskordanzen zusammenhängenden Erosionen kommt sowohl mechanische als auch Lösungserosion in Betracht. Entsprechend dem Aufbau der Erzfeinschichtung ist auch für die abtragenden sedimentären Ereignisse der besondere Anteil der chemischen Erosion in Betracht zu ziehen.

Es liegt nahe, den vom Nebengestein her bekannten Wechsel progressiver und regressiver Ereignisse im Bereich der sedimentären Erzbauzone mit der Existenz polarer und geopetaler Gefüge in Verbindung zu bringen. Wie so oft, führen auch in den hier diskutierten Fällen die minimal erzführenden Nebengesteine innerhalb der Erzlager oder in deren Randbereichen zu besonders aussagereichen Befunden (Abb. 153).

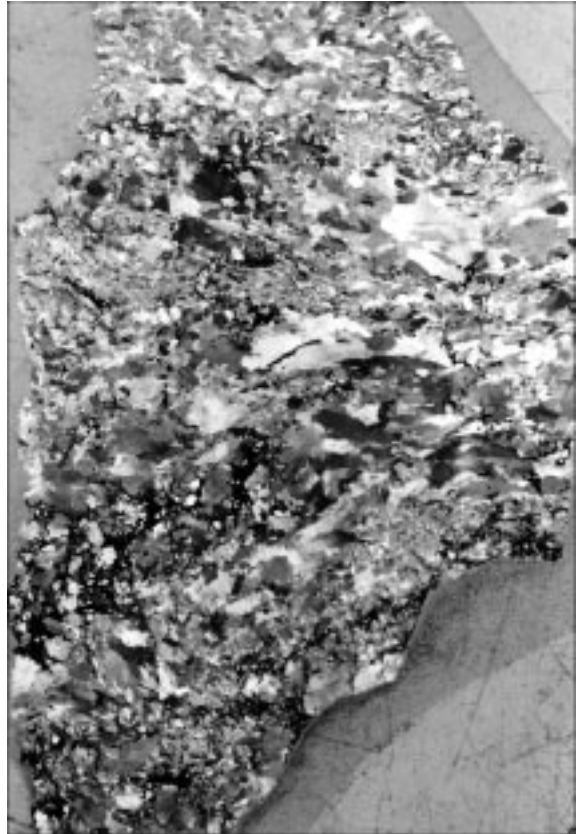
5.7.4.3. Syndiagenetische Verformungen

Die Behandlung dieses Themas verlangt besondere Erfahrung, zumal auch die hochteillbeweglichen Schiefergesteine bei mechanischer Beanspruchung besonders gut bruchlos verformbar sind. Die postdiagenetisch-tektonischen Deformationen des Felsverbandes sind allgegenwärtig, unumstritten und mit Merkmalen auch eindeutig belegt: zum Beispiel nach schicht-diskordanten Schieferungsflächen zerscherzte mineralisierte Zerrfugen (Abb. 39, 43, 49, 86).

Abb. 154.

Teilbereiche von auffälligen Zwischenschichten, wie hier die Chlorit, Sericit, Karbonat und z.T. Scheelit führenden Quarzitlagen, sind als zweifelsfrei bereits syndiagenetisch im noch bildsamen Sediment gefaltet worden. Dies ist durch ungestört feinschichtige Überlagerung des durch die Faltung entstandenen Reliefs an der Sedimentbauzone in Kleinbereichen sichergestellt, aber im Bilde nicht im Detail erkennbar. Zu erkennen ist aber die ungestörte Fortsetzung der Schichtung im Hangenden (oberer Bildteil).

Bereich Erzkörper V7.



Aber nicht nur die Befassung mit dem Sedimentverband, sondern auch die Untersuchung der metallhaltigen Sedimente lässt den Verdacht nach syn-(para-)diagenetischen Verformungen aufkommen. Im Forschungsgebiet der Lagerstätte Woxi gibt es nun tatsächlich zahlreiche Befunde, die trotz Überlagerung von orogen-deformierenden Ereignissen die Existenz syndiagenetisch-sedimentärer Umformungen in Erzkörpern außer Zweifel stellen.

Wir unterscheiden hier stetige, faltende und un-stetige ruptuelle Formungen. Die weiße Lage in Abb. 47, 154 ist entsprechend dem Aufbau der Sedimentbauzonen eine durch chemische Externanlagerung entstandene Zwischenschichte, in diesem Falle aus Quarz und Karbonat, entstanden

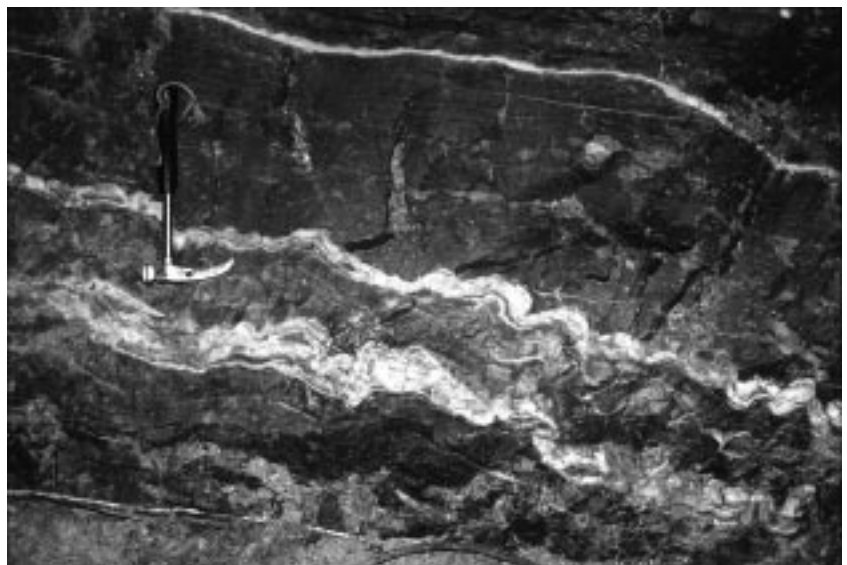


Abb. 155.

Infolge von Überprägungen syndiagenetischer Verformungen durch postdiagenetisch-tektonische mechanische Beanspruchungen sind viele der Deformationsgefüge mangels an entscheidenden Gefügemerkmalen nur mehr als mehrdeutig zu bewerten. Die syndiagenetische Anlage der weißen, z.T. scheelithaltigen Quarzschichten ist allerdings nicht anzuzweifeln. Leitschichten unter Erzlager V2 am 7. Lauf.



durch eine abrupte Änderung der Sedimentation. Die dennoch andauernde Zufuhr von Detritus kommt in dünnen, suturartigen, schichtparallelen Verunreinigungen hauptsächlich durch Sericit und Chlorit zur Geltung. Die Faltung einer solchen kristallinen Zwischenschicht erweist sich durch den Befund einer nicht nur polaren, sondern auch geopetalen Reliefauffüllung mit fein geschichtetem Chlorit, Sericit, Quarzit, Hämatit, Schwermineralen und semigrafitischer organischer Substanz als

syndiagenetisch (Abb. 155, 156). Von dieser Erkenntnis ausgehend bringt der Blick auf das Gefüge über und unter derartigen Faltungen eine Erweiterung der Erkenntnisse über deformierte und nicht dislozierte Teilschichten. So wird der Verdacht auf syndiagenetische Gleitungen bestärkt, ohne dass in vielen Fällen entscheidende Merkmale gefunden werden können (mehrdeutige Gefüge).

Erzführende syndiagenetische Deformationsbreccie als Erzkörper im Niveau V1

Als Beispiel für unstetig-rupturelle und faltende syndiagenetische Verformungen liegt der Befund Abb. 54 vor. In einem etwa 15 m breiten tonnlägigen Aufbruch durch einen offenbar schichtähnlich verlaufenden, möglicherweise 2–3 m mächtigen Erzkörper ist mit großer Ausdehnung eine Deformationsbreccie aufgeschlossen. Die Untersuchung des Gefüges im Aufschluss (Abb. 157, 158) und die mikroskopische Untersuchung der sehr verschieden zusammengesetzten Proben bringt die Erkenntnis, dass mit großer Wahrscheinlichkeit dort eine schwach erzführende syndiagenetische Deformationsbreccie vorliegt, in einer Ausbildung, die offenbar im Bergwerk eine Seltenheit darstellt.

Auch der mikroskopische Befund im Kleinbereich zeigt ebenso wie der Aufschluss im Erzabbau unter Tage einen heterogenen Aufbau, mit der Paragenese Quarz(it), Antimonit, Pyrit und der Mitbeteiligung von Sericit, Chlorit, Karbonatblasten, und dies alles im metamorph-kristallinen Gefüge. Im Detail ergeben sich



Abb. 156.

Die mit dem umgebenden Sediment gefaltete und in Fragmente zerbrochene, teilweise scheelithaltige weiße Quarzschichte erweist sich durch die ungestörte Überlagerung mit parallelen Feinschichten als synsedimentär entstanden.

Abb. 157.

Starke syndiagenetische Zergleitungen des Meeresbodens, die hier auch ein Erzlager (V1) erfasst und zu einer Deformationsbreccie deformiert haben, scheinen selten zu sein.

Die Fragmente der Breccie erweisen sich wegen z.T. nachweisbarer schichtiger, auf die Bruchstücke beschränkter Erzführung als prädeformativ mineralisiert. Andererseits ist aber auch die Breccienmatrix in anderer Form mit Antimonit und Pyrit vererzt.



Abb. 158.

Der deformierte, stark silifizierte Erzkörper der Abb. 157 weist in Teilabschnitten nur wenig Beschädigungen auf und lässt daher Zusammenhänge der Antimonit-Pyrit-Erzführung erkennen.
Grubenaufschluss; Erzkörper V1 am 18. Lauf.

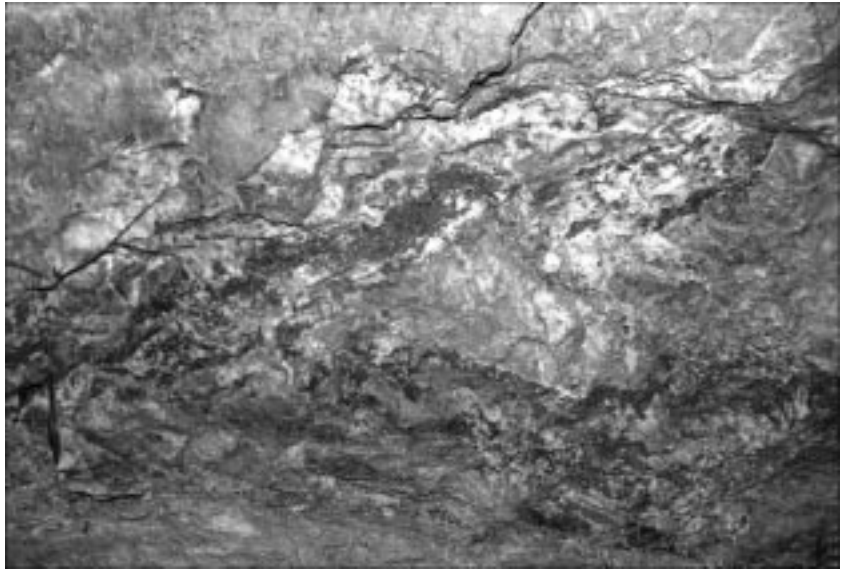
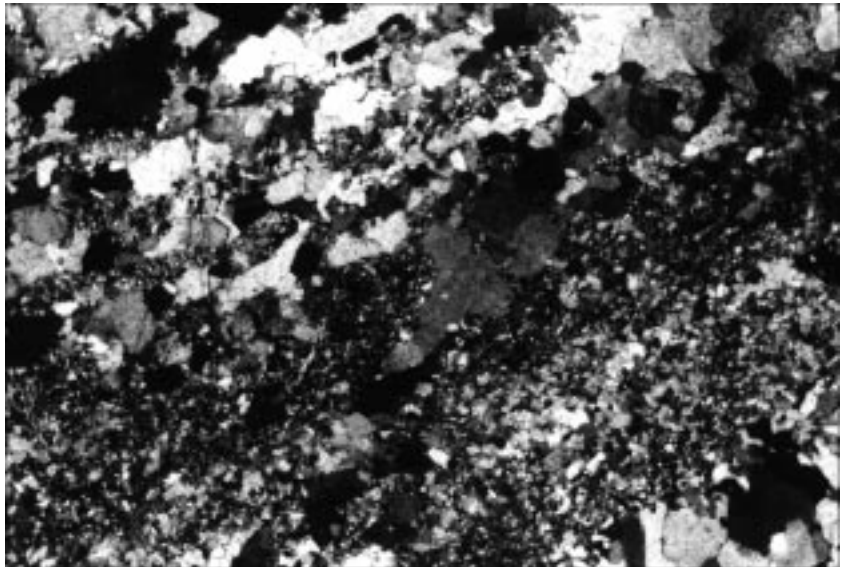


Abb. 159.

Mikroskopischer Ausschnitt aus dem Erzlager V1 mit einem unbeschädigten Feinlagenbau mit fein- und grobkörnigem Quarzit.
Quarzkörner: weiß, grau, schwarz; Pyrit: schwarze Idioblasten; Dolomit: grau, mit Chagrin; Sericit und Chlorit: grauschwarz.
Dünnschliff, Nicols +.
Natürl. Größe 3,33 × 2,22 mm.



auffallende Unterschiede in der Zusammensetzung und im Gefüge der Breccienkomponenten und der Matrix. Die intraformationale Fragmentierung mit unregelmäßiger inhomogener rupturer Deformation des Gesteins bzw. Erzes in örtlichen Abschnitten reicht vom psephitischen bis in den pelitischen Bereich.

Nach dem Makro- bis Mikrogefüge zu schließen, repräsentiert dieser außergewöhnlich gestaltete Erzkörper syndiagenetisch, also bereits im Sedimentverband, erfolgte Deformationen und entsprechend den erdgeschichtlich nachfolgenden Metamorphosen kristalline Überprägungen. Daher sind sowohl in makro- als auch in mikroskopischen Teilbereichen zusammenhängende nicht oder wenig deformierte Areale, teils als Breccienkomponenten, teils als verbogene oder auch stark verknietete Schichtreste des Erzkörpers erhalten (Abb. 158, 159). Dabei erscheinen die Konturen von Fragmenten zur Matrix teilweise unscharf verschwommen.

Der stratigraphischen Position entsprechend sollte es sich um das Niveau des Erzlagers V1 in Form eines karbonatischen Sericit-Chlorit-Quarzites mit nur z. T. erhaltener Feinschichtung handeln. Antimonit und Pyrit sind auf schichtige Relikte (Abb. 158) sowie auf einige querende, bis 4 cm dünne, 5–10 m weit zu verfolgende und noch kleinere, diskordante Erzgänge und Erzspuren in Fragmenten und Matrix beschränkt. Über weitere Beobachtungen im Zuge des Erzabbaues liegen uns keine Aussagen vor.

Aber dieser Befund syndiagenetischer Verformungen mit dem Ergebnis von Gesteins- und Erzdeformationsbreccien bringt nicht nur wichtige Einblicke in die mögliche genetische Entwicklung des Erzkörpers, sondern auch praktische Erkenntnisse für den Bergbau.

Syndiagenetische Inhomogenitätsbreccie im stratigraphischen Niveau Erzlager V3

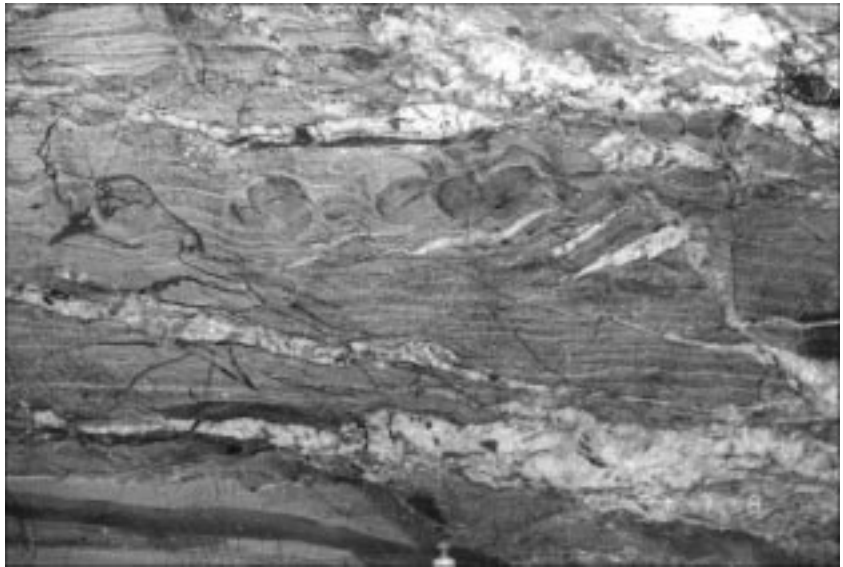
Ein anderes, sehr anschauliches Motiv über diagenetische Verformungen ist in einem Grubenaufschluss des Erzkörpers V3 am 8. Lauf festgehalten (Abb. 160).

Der von paralleler Feinschichtung und reliefausgleichender Schrägschichtung geprägte Bereich fällt wegen einer Serie knollenförmiger, in sich wie das Sediment feingeschichteter Gebilde in einem Sericit-Chlorit-Hämatit führenden Karbonat-Quarzit auf. Die Fragmentierung eines ca. 10 cm mächtigen Schichtausschnittes und die abgerundeten Konturen sowie die reliefeinebnende Überlagerung mit kontinuierlich weitersedimentiertem Material spricht für eine im oberflächennahen Meeresboden entstandene Inhomogenitätsbreccie. Das geringe Wegdriften aus der ursprünglichen Position der Knollen mit lokalem Eingleiten noch bildsamen Schlammes aus dem Hangenden verstärkt den optischen Eindruck der Fragmentierung. Nach den Raumdaten handelt es sich hier um Boudinage, mit „surreitischem“ Gefüge.

Das mikroskopische Bild bestärkt die Bezeichnung als syndiagenetische Inhomogenitätsbreccie mit stetig und nicht stetig deformierten Feinschichten, bestehend aus wechselndem Mineralbestand mit verschiedenen Quarzgenerationen, Dolomit-Hemiblasten und -Xenoblasten,

Abb. 160.

Syndiagenetische Verformungen im noch bildsa-
men Sedimentboden führten in einem Schichtenbe-
reich zu boudinageähnlichen Gebilden.
Erzkörper V3 am 8. Lauf.



Calcitaggregaten, Chlorit- und Sericit-,
Hämatit-, Limonit- und Rutilpigment so-
wie kryptokristallinen „Grafit“-Schüpp-
chen unbestimmter Herkunft. Verfälte-
lung der Sericit-Chlorit-Hämatit-Lami-
nae, die undulöse Auslöschung von Kar-
bonatanteilen, die z.T. intensive grobkris-
talline Verwachsung von Quarz mit Kar-
bonat sprechen auch für eine metamor-
phogene Überprägung des Gesamtge-
füges.

Wir erinnern bei dieser Gelegenheit an
die in vereinzelt Sedimentabschnitten,
z.B. in der oberen Madiyi-Formation,
nachgewiesenen Zergleitungen mechanisch inhomogen gebauter
Bereiche mit Entstehung von Inhomogenitätsbreccien (Abb. 24);
weilers an die Antimonit-Pyrit-Quarz-Faltung (Abb. 82) sowie an
die Fragmentierung und Verfallung von Scheelitkrusten (Abb. 85,
98) mit Überlagerung durch ungestörtes Erzsediment.

5.7.4.4. Polare und geopetale Gefüge

Diese für Sedimentgefüge typischen Anlagerungsformen ka-
men auch in unseren Erzlagern von Woxi im Zuge der ursprünglich
chemischen Externanlagerung zustande und sind trotz der kristal-
linen Ausgestaltung als Korngefüge noch in manchen Fällen erhal-
ten. Es ist der anlagernde Vorgang nach dem Diktat der Anlage-
rungsebene, also des Meeresbodens, der die lagigen Kristallan-
sammlungen und Aggregate von z.B. Pyrit, Antimonit, Quarz, teil-
weise auch von Scheelit, gelegentlich mit „Einseitigkeit“ anrei-
cherte (Abb. 40, 44, 80, 97, 143, 144), oft durch Mitwirkung der
detritischen, mechanisch eingestreuten Mineralkomponenten des
Begleitsedimentes.

Reliefbildungen durch Lösungserosion verhelfen durch die
Identifizierung der Angriffsflächen bei Erosionsdiskordanz zu
solchen Unkonformitäten, welche dann nicht nur die Polarität der
Mineralausscheidungen, sondern in günstigen Fällen auch als
Geopetalgefüge (SANDER, 1950, 1970) die Unten-Oben-Orientie-
rung des Sedimentes zu erkennen geben (Abb. 46, 47, 82, 85, 98,
99, 155, 161). Analoge reliefähnliche Anlagerungsebenen können
auch im Zusammenhang mit syndiagenetischen Verfaltungen
entstanden sein.

5.7.5. Schichtgebundene Netzwerkvererzung

Die Erzlager von Woxi weisen oftmals eine bankungsgebundene
räumliche Zusammengehörigkeit mit einem vererzten Fugennetz
auf. Dabei handelt es sich im allgemeinen Fall um einen als „iso-
tropes“ Netz mit mm-schmalen und mit Reichweiten in den m-Ber-
eich liegend und hangend von Erzlagern ausgestatteten Erzkör-
per. Die Fugen weisen bereichsweise unterschiedliche Mineralisa-
tion im Allgemeinen, Vererzung im Besonderen und mitunter inten-
sive Deformation auf.

Abb. 161.

Geopetale Scheelitanlagerung ist ein seltenes und bemerkenswertes sedimentäres
Gefügebeispiel; hier als Randausschnitt einer lokal schrägschichteten relieffüll-
enden Feinschichtfolge im dolomitischen Quarzit.
Dünnschliff, 1 Nicol.
Natürl. Größe 4,89 × 3,26 mm.

Nach Aussage erfahrener Bergleute sind Netz-
werkvererzungen bevorzugt im Liegenden der
Schichterzkörper ausgebildet. Ihr praktischer Wert
ist vor allem wegen des räumlichen Zusammen-
hanges mit diesen gegeben. Bereichsweise sind
auch die Erzlager selbst brecciiert (Abb. 162).

Die Befunde jeder Größenordnung sprechen ge-
netisch für ein Zerrfugen-(Reißfugen-)Netz. Die
Risskonturen erscheinen makroskopisch meist
glatt und scharf, mit unterschiedlich engem und
weitem Maschennetz ausgebildet. Metasomati-
scher Angriff auf die Fugenwände sind hier kaum
auffallend. Die Mineralisation ist, bezogen auf den
räumlich eng damit verbundenen Schichterzkör-
per als epigenetisch i.e.S. zu bezeichnen. Für eine
Erklärung als syndiagenetische Anlage der Spal-

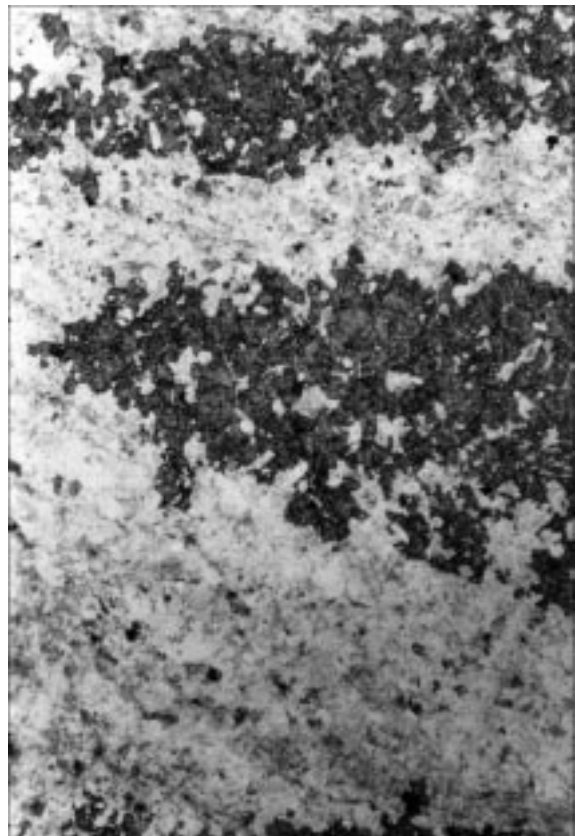


Abb. 162.
Antimonit-Pyrit-Netzwerkvererzung im Quarzit des
Erzlagers V4.

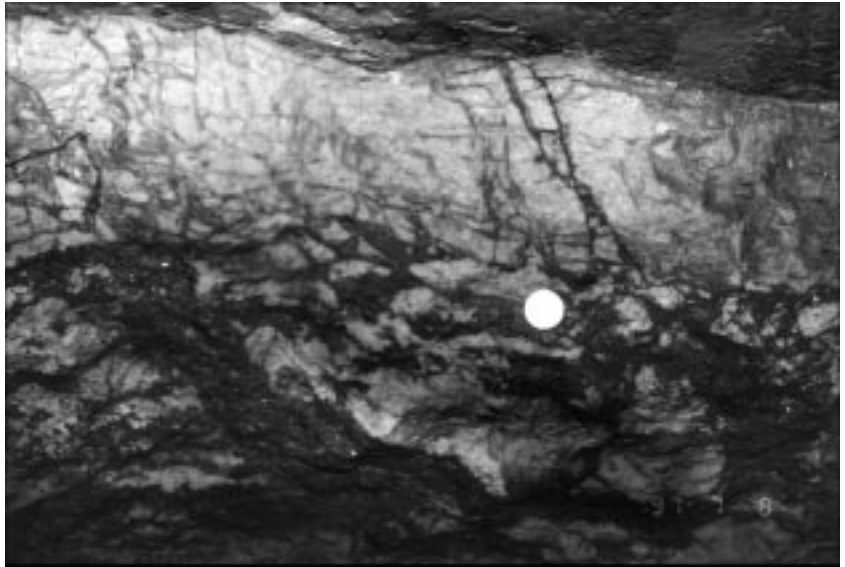


Abb. 163.
Netzförmige Verteilung des Antimonits (schwarz) in
Mikrofugen und Intergranularen des grobkristallinen
Quarzits im mikroskopischen Detailbild.
Die ursprüngliche Anlagerungsebene (ss) kommt
im metamorphen Erz als s-Fläche mit Diagonallage
(links oben – rechts unten) noch angedeutet zur Gel-
tung.
Dünnschliff, Nicols X.
Natürl. Größe 2,55 × 1,7 mm.

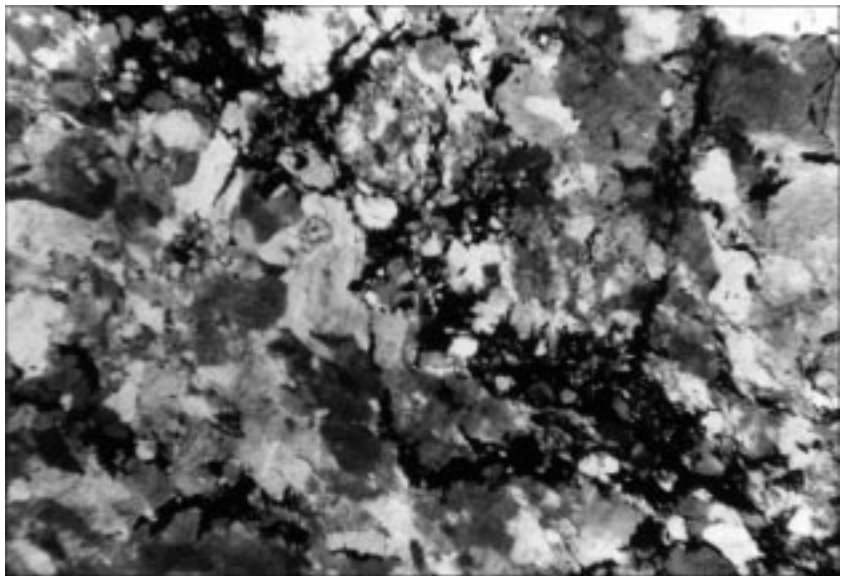
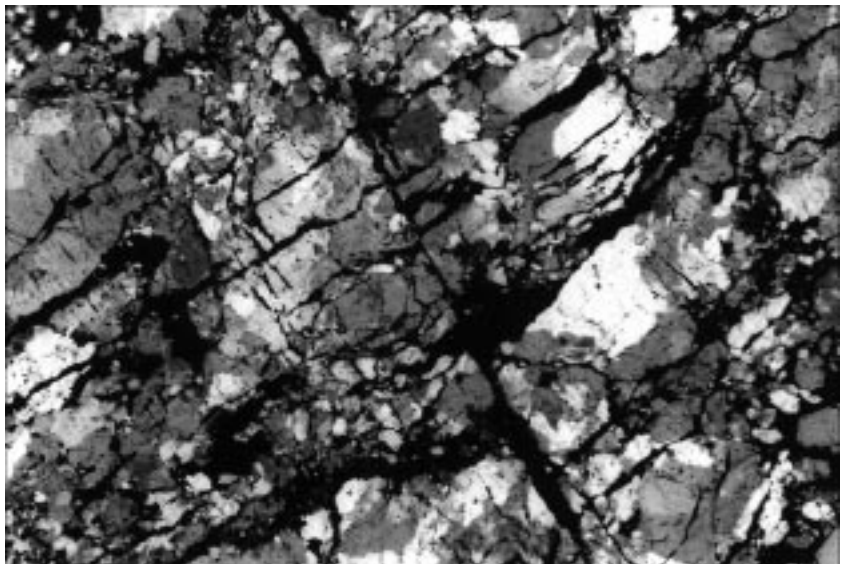


Abb. 164.
Regelmäßig ausgerichtetes Antimonitnetz im Quar-
zit nach zwei Scharen von Inhomogenitätsflächen.
Die Anlagerungsebene (ss) des ursprünglichen Se-
dimentes ist als Schieferungsfläche (s) des meta-
morphen Erzes mit Diagonallage (links oben –
rechts unten) durch Antimonitbesetzung erkennbar
(identifiziert durch Gefüge außerhalb des Bildes).
Die rechtwinkelig dazu verlaufende vererzte Zerrfu-
genschar dürfte einem ac-Kluftsystem zuordenbar
sein.
Dünnschliff, Nicols X.
Natürl. Größe 3,33 × 2,22 mm.



ten und Vererzung liegen keine Gefüge-
merkmale wie etwa Schlammfüllungen
vor. Grundsätzlich aber kann mit einer
derartigen Genese gerechnet werden, zu-
mal dieser Vererzungstyp so stark an die
Erzlager gebunden ist. Es bleibt aber
auch der Nachweis der postdiageneti-
schen Anlage des Fugennetzes und in der Folge die weg-
samkeitsbedingte Mineralisation nach vorgegebenen tek-
tonischen Spalten gesichert.

Bemerkenswert sind postkristalline Deformationen, oft
deutlich nachweisbar als s-parallele oder s-transversale
Zerschörungen mit Scherfaltenbildungen.

Die makroskopischen Merkmale sind in jeder Größen-
ordnung analog bis in den Mikrobereich zu verfolgen. So
wirkt die Antimonitvererzung in Abb. 163 wie auf Haarris-
se verschleppte Erzmineralaggregate innerhalb eines
grob umkristallisierten Quarzits. Bemerkenswert ist in die-
sem Fall die noch angedeutete ursprüngliche Lage des

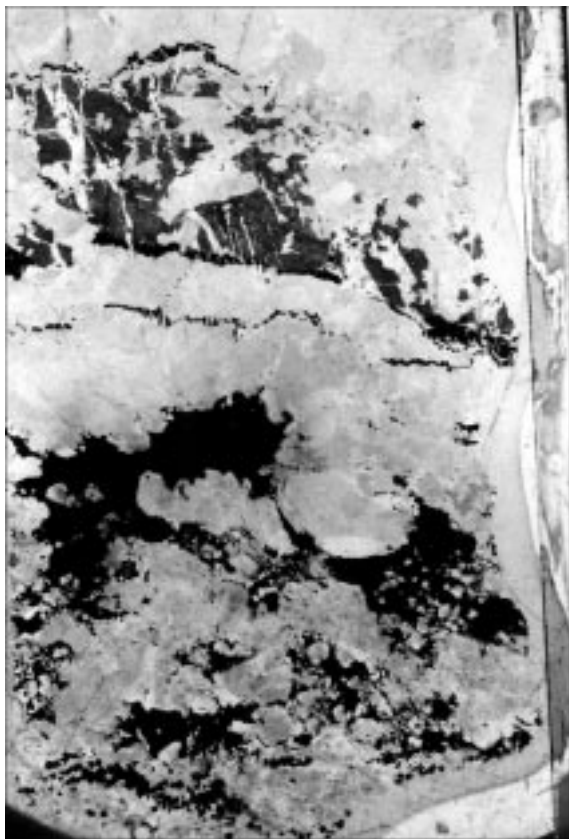


Abb. 165.
Mikroskopische Details aus einem metamorph überprägten Erzfeinlagenbau mit Antimonit (schwarz, netzförmig, unten), Pyrit (schwarz, drei Feinlagen oben) und Scheelit (grau). Quarzit (fleckig weiß, hellgrau).
Dünnschliff, 1 Nicol.
Natürl. Größe 35×25 mm.

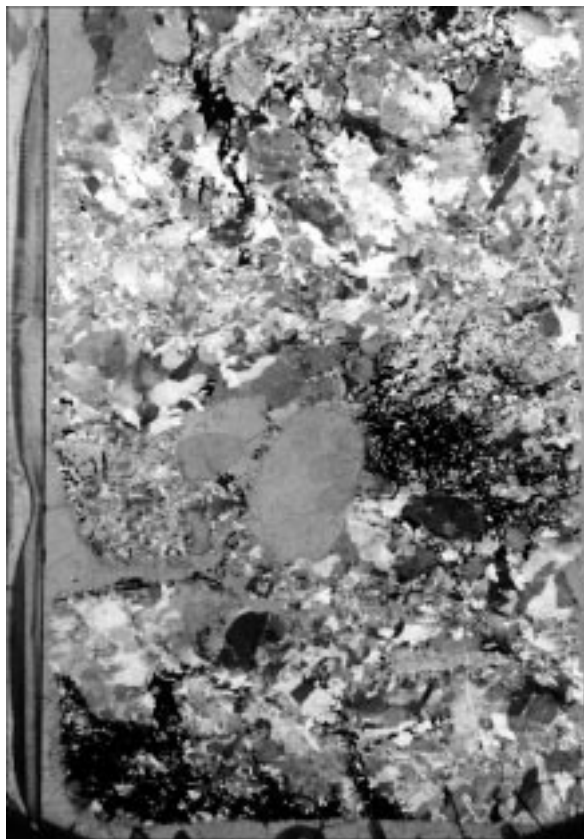


Abb. 166.
In Mikrofugen und Intergranularen syndeformativ und synmetamorph netzförmig verteilter Antimonit in Quarzit des Erzlagers V3.
Dünnschliff, Nicols ×.
Natürl. Größe 35×25 mm.

Antimonitnetzes in Form zweier Erzfeinlagen (im Bild diagonal), welche nach dem Befund außerhalb des Bildes als Relikt die ss-Lage im Vorgängergefüge repräsentieren.

Das regelmäßige Antimonitnetz der Abb. 164 kommt durch die ursprüngliche ss-parallele Erzposition (im Bild diagonal) und rechtwinkelig dazu verlaufende Mikrozerrfugen im grobkristallinen Quarzit trotz metamorphogener Umkristallisation zur Geltung.

Weitere Varianten von Mikronetzwerk zeigen die Abbildungen 165 und 166. Dieser Gefügetyp mikroskopischer Betrachtung hat freilich mit der makroskopischen Netzwerkvererzung nicht unbedingt räumliche Zusammenhänge. Der Bildausschnitt Abb. 165 lässt noch den ursprünglichen feinschichtigen Aufbau des Erzes mit Scheelit, Pyrit, Antimonit und Quarzit erkennen, wobei die feinetzartige Verteilung des beweglichen Antimonits im Quarzit gut zur Geltung kommt. Eine weitere Abwanderung aus

der primären Position erscheint hingegen im Bild Abb.166 durch die Verteilung des opaken Antimonits in Intergranularen des grob umkristallisierten Quarzits.

Als unmittelbare Ursache für diesen Vererzungstyp ist allenfalls eine rupturale Deformation und die selektive Mobilisation des primären Schichterzes, teils mechanisch, teils mit Lösungsumlagerung in das Zerrklufnetz in Betracht zu ziehen. Im Hinblick auf Zerschörungen von Schichterzkörpern samt dem bankungsgebundenen Fugennetz ist die zeitliche Reihung einer tektonischen Fu-



Abb. 167.
Eine in dieser Form seltene sekundäre Scheelitvererzung in einer ac-Zerrklufschär entstand durch Umlagerung und Neukristallisation aus einer stratiformen laminaren Scheelit(vor)anreicherung in einem dolomit- und pyrit-, (sericit-, chlorit-)haltigen Quarzit.
Erzlager V4 am 9. Lauf.

genentstehung und Mineralisation zumindest nicht mit den jüngsten tektonischen Bewegungen in Zusammenhang zu bringen.

5.7.6. Zerrkluft- und Scherkluftvererzungen

Zerrkluftvererzungen

Ein hochinteressanter und bis jetzt seltener Aufschluss im Schichterzkörper V4 im Jahre 1994 konnte in Abb. 51, 52, 167 anlässlich der Projektvorstudie festgehalten werden. Er zählt zum Gefügetyp „vererzte Zerrklufscharen.“ Der makroskopische Befund hiezu ist in Teil 5.7.2.3. beschrieben. Die symmetrologische Zuordnung der schichtdiskordanten, scharf konturierten und mineralisierten Zerrklüfte dürfte in der damaligen Abbauezeche einer *ac*-Lage in der dort geprägten *B*-Achsenlage entsprochen haben. Die Einstufung der Klufmineralisation sollte demnach syn- oder posttektonisch lauten.

Das Erz führende graue bis hellgraue, deutlich laminierete Gestein ist ein karbonathaltiger (Ankerit, Dolomit, Calcit), Pyrit- und Arsenkies führender, z.T. chloritischer Sericitquarzit mit akzessorisch Zirkon und Rutil. Die Anordnung der Haupt- und Nebenkomponten ist deutlich feinschichtig und bewirkt die makroskopisch wahrnehmbare Lamination. Zum Teil ist die Bezeichnung „Rhythmit“ zutreffend.

Die Besonderheit des Befundes liegt in einer mehrere Meter mächtigen laminierten, z.T. nur diskreten Scheelitmineralisation, die von deutlich scheelitvererzten, ss-diskordanten *ac*-Zerrklüften scharf abgeschnitten ist (Abb. 168, 169, 170).

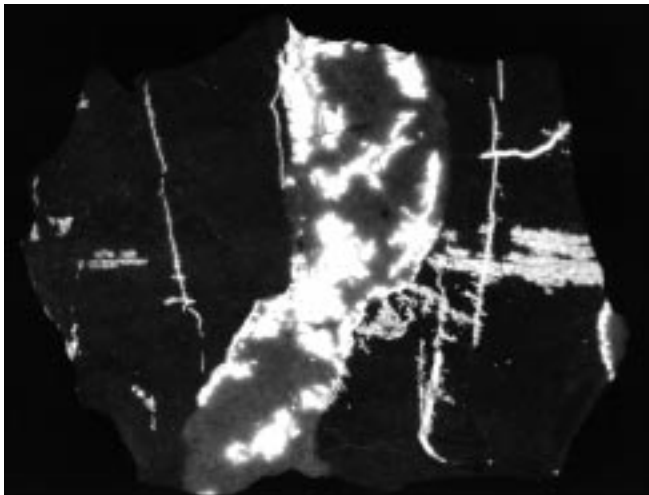


Abb. 168.
Erzstück aus dem Erzkörper V4 (Abb. 167) unter Bestrahlung mit kurzwelligem UV-Licht.
Die stratiforme, aber fragmentierte Scheeliterzföhrung in Verwachsung mit Quarz und Sericit unterscheidet sich deutlich von der „sauberen“ in Scheelit- und Quarz-Aggregate geteilten Kristallisation in der Zerrkluft.

Die fragmentzementierenden Scheelit-Quarz-Kristallisation unterscheiden sich im Interngefüge von den schichtparallelen Scheelit-Quarz-Gefügen, woraus eine eindeutige zeitlich-minerogenetische Reihung hervorgeht. Dies zeigen auch jene Teilbereiche des Erzkörpers, welche nicht unmittelbar einen mineralischen Zusammenhang zwischen Scheelit-Feinschichten und Scheelit-Klufvererzung aufweisen. Das Erzstück Abb. 171 lässt außerdem noch eine geringe Vertikalverstellung an den Scheelit-Quarz-verheilten Fugen erkennen. Die Auskristallisation der Rupturen in Form einer chemischen Internanlagerung erfolgte durch grobkristallinen, z.T. idiomorph-zonaren

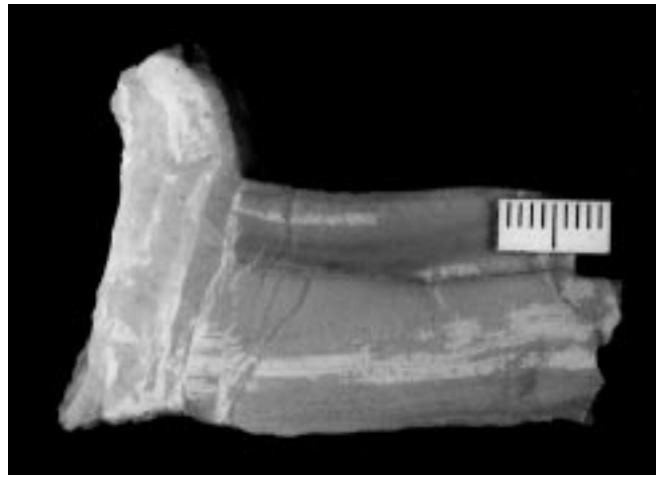


Abb. 169.
An der s-transversalen Klufwand ist deutlich die scharfe Unterbrechung der schichtigen Scheelitlagen (weiß) zu erkennen.
Die klufinterne Kristallisation erfolgte meist in Form von wandständigen Kristallrasen.

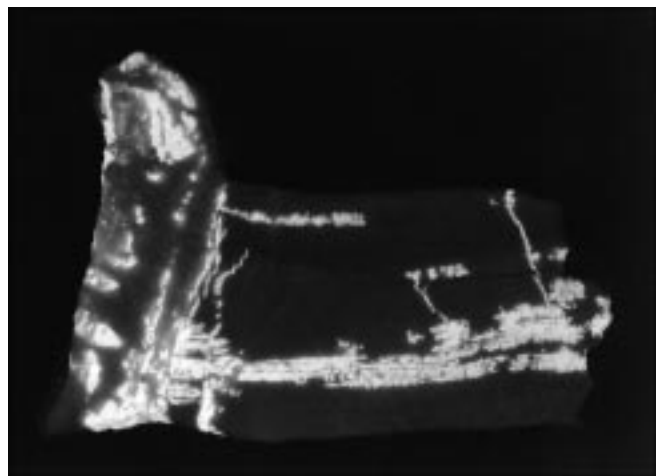


Abb. 170.
Das Erzstück (Abb. 169) unter kurzweiliger UV-Bestrahlung mit blauweiß lumineszierendem Scheelit (im Bild grauweiß).
Noch besser als in Abb. 169 ist die Aufspaltung der 1 cm breiten Zerrkluft in mehrere Teilabschnitte zu erkennen.

Quarz, hypidiomorph-körnigen Scheelit, idiomorph-tafeligen Baryt und neukristallisierten Chlorit (Abb. 172). Aber auch diese Fugenkristallisationen erweisen sich manchmal durch Nachbewegung als deformiert.

Den Einblick in das Mikrogefüge von Scheelit-Quarz-Dolomit-Feinschichten mit Unterbrechung durch die mit Scheelit und Quarz verheilten Zerrfugen zeigen auch die Dünnschliffpräparate Abb. 173 und 174.

Scherkluftvererzungen

Eine weitere, auch in Woxi geprägte, nur zum Teil netzähnliche Fugenmineralisation bzw. -vererzung hängt genetisch mit Scherklüften (Gleitungsclüften, Verwerfern) zusammen. Voraussetzung für diese sicher postdiagenetisch-tektonische, sekundäre Vererzung ist ebenfalls der unmittelbare oder mittelbare Zusammenhang mit einem Erzkörper.

Der primäre Metallvorrat bildet also die Quelle für die Mobilisation und Stoffwanderung. Auch der Typ der „Fiederclüfte“ mit *h0l*-Scherfugenlage an einer Gleitungsbahn ist hier einzureihen; und weiters in Faltenscharnieren ausgelöste Breccierungen mit lokaler Verlagerung der Fragmente und netzförmiger Mineralisation.

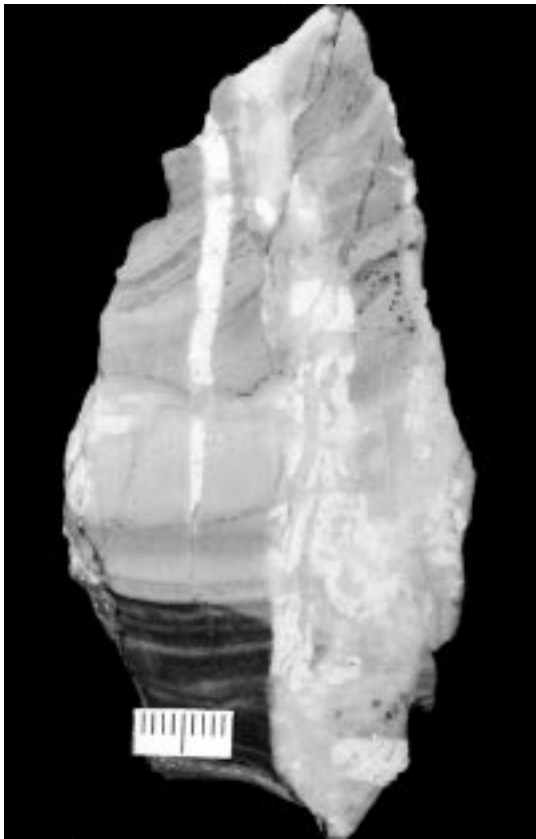


Abb. 171.

In diesem Stück (aus Erzkörper V4), bestehend aus Quarzit, Karbonat, Pyrit, Arsenkies, Chlorit, Sericit und etwas Scheelit, ist die Lamination von s-diskordanten Zerrklüften scharf abgeschnitten. Die Verheilung der Klüftchen erfolgte mit Scheelit, Quarz und Baryt.



Abb. 172.

Aus einem Mobilisat sekundär entstandenes Kluftekristallit, bestehend aus Quarz (grauweiß), Scheelit (grauschwarz), Baryt (idiomorphe Tafelquerschnitte, weißgrau) und Sericit (verfilzte Aggregate, weißgrau). Dünnschliff, 1 Nicol. Natürl. Größe 3,33×2,22 mm.

Der banale Fall einer Zerschierung von Erzkörpern mit mechanischer Verschleppung des Erzes entlang der Störung, mit und ohne Lösungsumlagerung von Mineralien, hat in der Lagerstätte Woxi keine außergewöhnliche Bedeutung hinsichtlich der Entstehung neuer, sekundärer Erzkörper – mit einer Ausnahme: Der bedeutende, lithostratigraphisch belegte Verwurf an der Woxi-Großstörungszone F1 verlangt in mehrfachem Zusammenhang bergwirtschaftliche Beachtung.

Die unterschiedliche mechanisch zerstörende Wirkung in der breiten Störungszone bedingt, dass einerseits auch Großfragmente von Erzlagern in dieser Zone erhalten sein können – wenn auch in mylonitisertem Zustand. Die Auslösung von Mobilisierung und wegsamkeitsbedingtem Lösungs-transport kann aber zu Neukristallisation geführt haben, und zwar auch in den hier eingeschleppten Wuqiangxi-Sedimenten. Als Beispiel kann ein Befund vom Mylonit am 27. Lauf (–625 m unter Tage) mit Pyrit-Idioblasten und etwas Rutil genannt werden (Abb. 175). Die Pyritkristalle weisen etwa

Würfelgrößen um 0,3–0,5 mm auf, sind zum Teil dicht gepackt und bilden auch Aggregate. Das stellenweise kataklastische Gefüge macht eine genetische Einstufung der authigenen Kristallisation als syndeformativ (bezogen auf die Störungszone) wahrscheinlich. Den Begleiter Rutil findet man sowohl als Einschluss im Pyrit als auch in der Paragenese mit Pyrit, Quarz, Feldspat etwas Karbonat, viel Sericit, Chlorit, Kaolin. Rutil bildet z.B. bis 0,1 mm kleine Aggregate, aber auch xenomorphe bis idiomorphe Kriställchen (z.B. 0,05×0,03 mm). Da sporadisch auch Zirkon

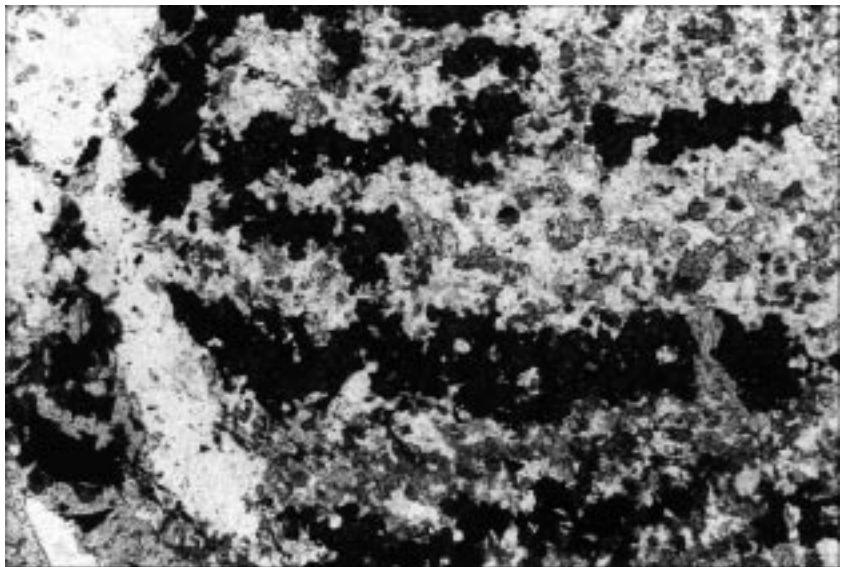


Abb. 173.

Kristalliner Feinlagenbau aus Scheelit-Laminae in Quarzit (grauweiß), Dolomit, Ankerit (grau, feinspätig, Relief), unterbrochen von Mikrozerrfuge (linker Bildrand), auskristallisiert mit Quarz. Dünnschliff, 1 Nicol. Natürl. Größe 3,33×2,22 mm.

Abb. 174.

Scheelitfeinlage (grauschwarz) in Paragenese mit Quarzit, Sericit und Karbonat, unterbrochen von s-diskordanter Zerrfuge; Fugenkristallinat: Scheelit (grauschwarz) und Quarz (weiß und grau).
Dünnschliff, Nicols X.
Natürl. Größe 3,33×2,22 mm.

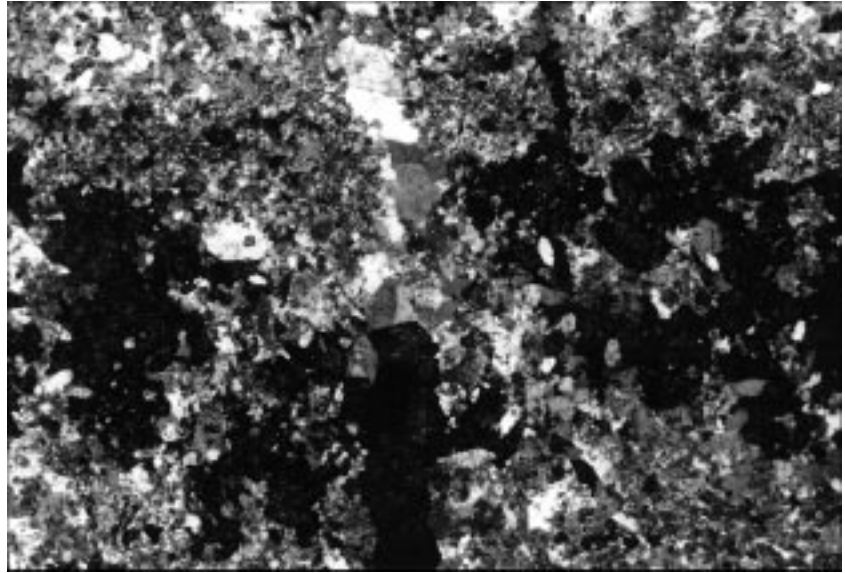
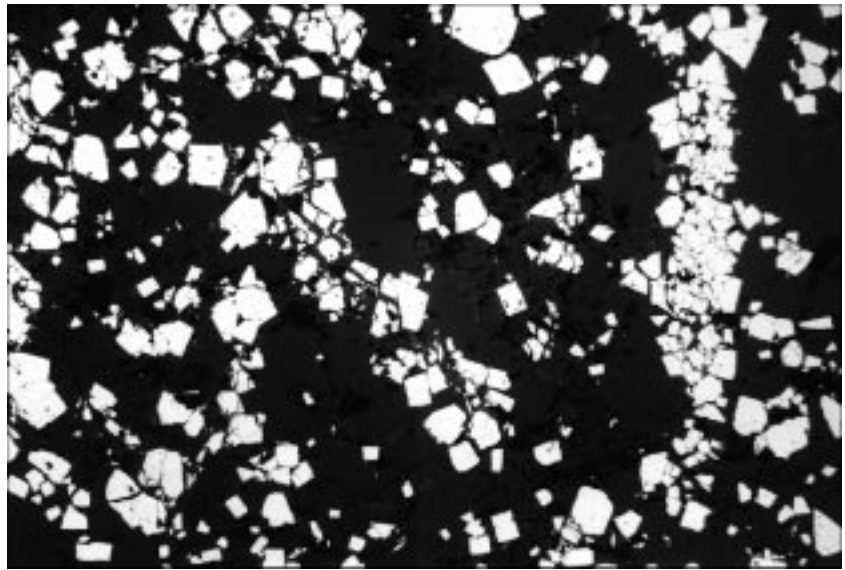


Abb. 175.

Neukristallinat von Pyrit in der Woxi-Großstörungszone, die am 27. Lauf von mylonitisierten Wuqiangxi-Sedimenten (obere Banxi-Gruppe) eingenommen wird.
Polierter Anschliff, 1 Nicol.
Natürl. Größe 9,33×6,22 mm.



und Turmalin zu finden sind, kann die Ti-Herkunft auf den Rutil-Schwermineralgehalt des Sedimentes zurückgeführt werden. Bei dem hier Pyrit führenden metamorphen Sedimentgestein der Wuqiangxi-Formation handelt es sich um eine feldspatreiche Grauwacke mit dem detritischen Komponentenbestand von Quarz ($\varnothing$ 0,1–0,3 mm), Orthoklas, Mikroklin, Plagioklas, Sericit, Chlorit, Kaolin, Schwermineralen (hauptsächlich Zirkon, etwas Turmalin) sowie authigem Dolomit und Pyrit. Die K-Feldspäte erscheinen stark kaolinisiert.

5.7.7. Kristalline Erzgefüge als Lagenbau

Auf der Suche nach Vorgängergefügen im heutigen kristallinen Erz fallen sehr deutliche Deformations- und Kristallisationserscheinungen bis in den mikroskopischen Verteilungsbereich auf, insbesondere bei Antimonit, Scheelit und Quarz. Die Gefügebilder sprechen für Erztektonite. Mehrheitlich sind in allen Größenbereichen infolge des hervortretenden Flächengefüges S-Tektonite (im Sinne der Gefügekunde, SANDER [1948, 1950, 1970]) geprägt. Doch gibt es im Aufschluss- bis Handstückbereich auch S-Tektonite mit *b*-axialen Zügen und seltener typische B-Tektonite mit *b*-axialen Biegleitungen. Das bedeutet weit überwiegend postkristallin deformiertes, also prädeformativ kristallisiertes Erz.

Die Neigung vieler Erzminerale zur Umkristallisation ist bemerkenswert, aber unterschiedlich. Dies bezieht sich bereits auf die syndiagenetische Entwicklungsphase, insbesondere aber auf die metamorphogenen Veränderungen. In der Klassifikation der Reaktionsreihe liegen unsere Erzminerale Pyrit und Arsenkies bei den reaktionsträgen Mineralen, mit der Fortsetzung zu Fahlerz, Zink-

blende, Bleiglanz, Kupferkies und den empfindlich reagierenden Vertretern Antimonit, Scheelit, Gold. Von den Erzbegleitern ist Quarz zu den reaktionsbereiten Mineralen zu zählen.

Die verbreitete Kornvergrößerung im Zuge der Sammelkristallisationen zerstörte großzünftig die primären sedimentären Ausgangsgefüge, so dass zwar die groß- und kleinräumige Erzansammlung noch ortsgetreu vorliegt, aber die ursächlichen Feinheiten der ersten Anlagerung in den ursprünglich externen Bauzonen durch das dominierend kristalline Korngefüge verwischt oder total ersetzt sind. Für den Versuch die schrittweisen Veränderungen durch Merkmale zu verfolgen besteht die Möglichkeit, von der heutigen Ausgangssituation mit dem grobkristallinen Korngefüge der Erzhauptvertreter Antimonit und Scheelit beginnend, nach immer feinkörnigeren Kornaggregaten zu suchen. Die wenig reaktionsbereiten Komponenten Pyrit und Arsenkies sind zum paragenetischen Vergleich willkommene Repräsentanten von Vorgängergefügen.

Verschiedene Einschlüsse als Interngefüge, einerseits zonar im umschließenden Kristall durch dessen Feinbau vorgezeichnet, andererseits die *si*-(*s*-intern-)geregelten Gefüge im Vergleich zu den umgebenden *se*-Gefügen, ermöglichen gewisse Unterscheidungen der Kristallgenerationen, z.B. von Pyrit, Antimonit, Scheelit und Quarz. Der

häufige feinschichtige Lageraufbau mit alternierender Kristallinität, wie besonders bei Antimonit und Quarz, impliziert die Vorstellung, dass die Erzsichtung der Mineralphasen überwiegend als Abbildungskristallisation zustande gekommen ist. Die Abbildung alter Sedi-mentstrukturen wird dadurch zunächst nur modifiziert, geht aber im Verlauf mehrfacher Umkristallisation mehr und mehr verloren. Hierbei ist im Allgemeinen eine zunehmende Kornvergrößerung erfolgt. Somit ist damit zu rechnen, dass sich die Abbildung älterer durch jüngere Gefüge, konkret „Antimonit nach Antimonit“, „Scheelit nach Scheelit“, „Quarz nach Feinquarzit“, oft mit der Einschließung von Mineralpigmenten und deutlicheren „Verunreinigungen“ selektiv ereignet hat. Es liegen also inhomogen gelagerte Umkristallisate unterschiedlicher Generationen nach wechselnder Beeinflussung durch Deformation und Kristallisation in überwiegend junger Gefügetracht, aber mit einem ursprünglichen Gefügeha-bitus repräsentierend vor. Diese noch erkennbare ur-sprüngliche Gestaltung kann nur durch sedimentäre An-lagerung vorgezeichnet worden sein.

Überlagerung von Kristallisationen und Überlagerun-gen tektonischer Prägungen verkomplizieren das gegen-wärtige Gefügebild. Nach der optischen Beurteilung der Mineralteilgefüge zunächst ohne statistische Korngefüge-analyse handelt es sich im Allgemeinen um homotrope und homotaktische Regelung. Reichlich vertreten ist in diesem metamorphen Milieu natürlich belteropores Kri-stallwachstum in Fugen jeder Größenordnung und ver-schiedenen genetischen Ursprungs. Immer vertreten sind begreiflicherweise die Haupterzminerale, die in allen ge-netischen Entwicklungsstufen ihre Auftrittsspuren hin-terlassen. Aber unter den fugenverheilenden Mineralen findet man auch Vertreter der im Sedimentverband selte-nen oder auf primären Schauplätzen nicht vertretenen Erzbegleiter wie z.B. Baryt, Apatit, in jungen Kristallisa-tionsnestern postdeformativ auch Sericit und Chlorit.

Um Verständnis für inhomogen-schichtige kristalline Kornzusammensetzungen zu erlangen, sind Kenntnisse über Karbonatgesteinsveränderungen, wie Calcit zu Calcitmarmor, von Dolomit, Magnesit, Siderit und über syndiagenetische und metamorphogene Weiterentwick-lungen sedimentärer Anhydrit-, Gips- und Steinsalz-An-reicherungen nützlich, wie sie insbesondere in den mine-ralisch verunreinigten Salzlagerstätten der Ostalpen vor-liegen. Niemand wird zum Beispiel die sedimentäre Ge-

nese salinarer Gesteine bezweifeln, auch wenn ihr ehe-maliger Schichtaufbau diagenetisch, durch Salzmeta-morphose im Korngefüge und tektonisch-mechanisch oft bis zur Undeutbarkeit der Gefügeentwicklung und im Großen der Lagerstätte zerstört erscheint. Zwar ist die Empfindlichkeit der Salinarparagenese ganz enorm, aber auch im Erzmilieu eilt die Metamorphose bekanntlich der Silikat- und Karbonatgesteinsmetamorphose un-terschiedlich weit voraus.

Unter Berücksichtigung dieser gesicherten Vorkennt-nisse rückt so manches im metamorphen Erz von Woxi entwickelte Gefüge in das Blickfeld verständlicher Prä-gungen und Kristallisationen.

Für eine einleitende Situationsschilderung abgelaufe-ner mechanischer Verformungen sorgen die auch im Erz fast immer mitenthaltene sericitischen Glimmer. Sie ver-deutlichen mit ihrer Blättchenform selbst in verfilzten Ag-gregaten durch ihre Translationsebene (001) auf Grund ihrer empfindlichen mechanischen Reaktionen die in den jeweiligen Teilbereichen aktuellen Gefügeflächen. Diese können mit mehreren sich kreuzenden Inhomogenitäts-flächen geprägt und die (001)-Glimmerflächen können in diese eingeregelt sein: z.B. in die Hauptschieferungsflä-che s_1 , in $hk0$ -, OkI -, $hk0$ -Scherflächen als_2 , s_3 usw.; sie können auch b -axial gefältelt sein. Das Verständnis der auf die Glimmer bezogenen Verformungen klärt zwar nicht grundsätzlich den Einfluss auf die anderen Mineral-teilgefüge, aber sie entschuldigt in gewissem Maße die Nicht-Deutbarkeit mancher Teilbewegungen in opaken Mineralaggregaten, vor allem bei komplizierten Überlage-rungen von Deformationen.

Im kristallin-körnigen Lagerbau sind in parallellflächiger sowie auch schräggeschichteter Anordnung Antimonit und Quarz mit mikrokristallinen bis dichtkörnigen Aggre-gaten mit einer Dünne von mitunter nur 0,03–0,05 mm bei Korngrößen um 5–10 μm vertreten, die laminar von 0,03–0,04, 0,04–0,06; 0,05–0,07 mm xenomorph-körnigen Antimonitlagen abgelöst werden.

Im Feinlagenbau sind auch unterschiedliche Feinkorn-lagen angeordnet, deren in s gelangt eingeregeltere Kri-ställchen aus dicht bis feinkörnigen Komponenten (0,2 $\times$ 0,04; 0,1 $\times$ 0,01; 0,06 $\times$ 0,02; 0,1 $\times$ 0,02 mm) beste-hen. Welche Ursachen für solchen Korngrößenwechsel maßgeblich sind, kann man folgendermaßen klären: Ge-legentliche grobkörnigere Kristallisationsnester im mik-rokristallinen Milieu sprechen für lokale Sammelkristalli-sation und legen diese Deutung mit

Wahrscheinlichkeit auch für den alter-nierenden, laminierten Korngrößenwech-sel nahe. Diese Auffassung wird noch ge-stützt durch die Beobachtung, dass die etwas gröberen, dicht- und feinkörnig zu-sammengesetzten Laminæ eine etwas

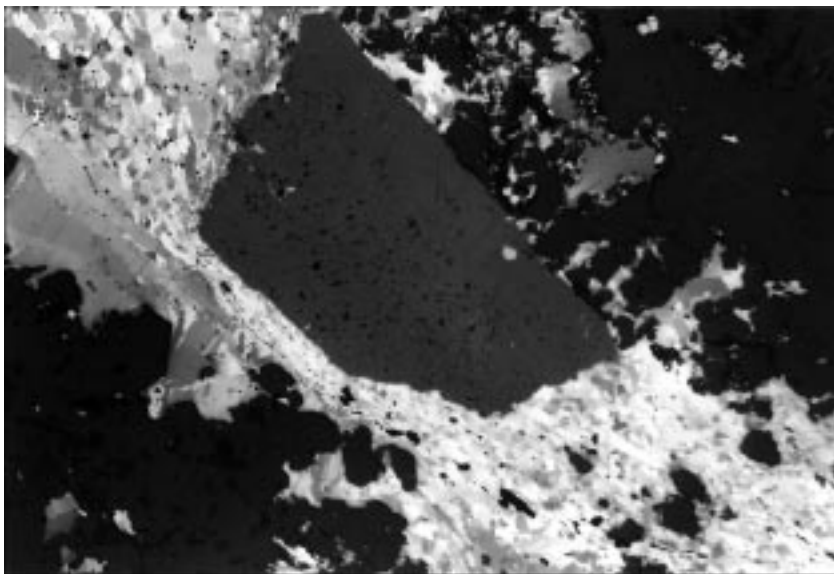


Abb. 176.

Kristallisationsunterschiede im Feinlagenbau: Quarzit – Antimonit – Scheelit und verschiedenes mechanisches Verhalten der Teilgefüge kommen in diesem mikroskopischen Ausschnitt deutlich zur Geltung.

Hypidiomorph-körniger Quarzit (schwarzgrau) und ein Scheelit-Hemiblast (grau) setzten die Kristallisate der Antimonit-Feinlage (grauweiß bis grau) stark unter Druck. Als Folge sind die xenomorphen Kristalle zusammengepresst und verlängert: s -Fläche verläuft links oben – rechts unten.

Polierter Anschliff, Nicols $\times$.

Natürl. Größe 3,72 $\times$ 2,48 mm.

jüngere Korngeneration darstellen, die in druckbeanspruchten Zonen, z.B. zwischen Quarz- oder Scheelit-Hemiblasten, zu gelängten Kornaggregaten deformiert wurden (Abb. 176). Sie laufen dann in der seitlichen Fortsetzung der Schichtung allmählich in den normalen, isometrisch-körnigen Aufbau über. Die mechanische Beanspruchung kann durch die Krümmung gelängter Kristalle und die Gitterbeschädigung, erkenntlich an undulöser Auslöschung auch der isometrischen Körner, als postkristallin bezeichnet werden. Man muss also einerseits mit einer laminar selektiven Umkristallisation (Sammelkristallisation) gewisser Feinlagen rechnen, die andererseits eine Abbildungskristallisation darstellt.

Die Abbildungskristallisation hat zur Verwischung sedimentärer Merkmale chemischer synsedimentärer Primäranlagerung geführt und an ihre Stelle sind die nunmehr dominierenden kristallinen Gefüge getreten. Die Umkristallisation ist selektiv nach vorgegebenen Sedimentmerkmalen verlaufen und hat die ehemalige Schichtung zum kristallinen Lagenbau umgestaltet. Dieser lässt allerdings noch ehemalige Inhomogenitäten des schichtigen Erzaufbaues erkennen: relikte genetisch deutbare Merkmale im metamorphen Lagererz (Abb. 177, 178).

Im Erz von Woxi eignen sich für korngefügekundliche Studien der Quarzit und Antimonit, wobei beim opaken Antimonit freilich den optischen Analysen mit dem Uni-

versaldrehtisch für Aufricht Grenzen gesetzt sind. Der reichlich vorhandene Scheelit scheidet wegen seiner enormen Neigung zur Großkristallbildung durch Sammelkristallisation für eine statistische Kornanalyse weitgehend aus. Gemeint ist hier die Korngefügeregelung nach dem Kornfeinbau. Denn eine Gefügeregelung nach der Korngestalt ist in der vorliegenden Paragenese nur beim authigenen Arsenkies und im Erzbegleitgestein bei Hämatit diskutabel. Die Fälle von Kristallisationen mit Wachstumsregelung, z.B. bei der Verheilung von Rupturen und Klüften stellen einen anderen Problemkreis dar und sind genetisch im Erz von nachrangigem Interesse. Im Abschnitt 5.7.7.1. wird darauf eingegangen.

Für die lagig selektive Umkristallisation, welche weite Areale der schichtigen Erzkörper oft mit sedimentologischen Details kennzeichnet, können folgende Ursachen diskutiert werden: So könnte schon im Keimbildungsstadium der chemisch angelagerten Kriställchen ein ursächlicher Unterschied im Aufbau der Laminae bestanden haben, der sich auch bei jüngeren Umkristallisationen ungefähr erhalten hat. Sedimentinterne Teilbewegungen könnten für den frühen Sedimentzustand bei der chemischen und mechanischen Anlagerung von Einfluss gewesen sein. Sehr bekannt ist der Unterschied von Sammelkristallisationen in reinen, monomineralischen Lagen gegenüber polymineralisch verunreinigten Schichten. Die

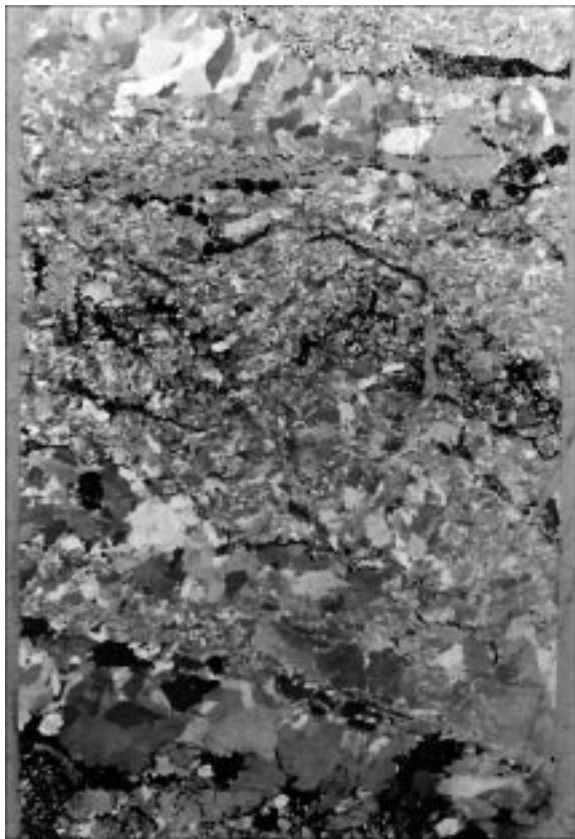


Abb. 177.

Die durch Orogenesen ausgelösten Abbildungsmetamorphosen und mechanischen Durchbewegungen haben den primären Erzlaminit stark modifiziert.

Dennoch sind die Merkmale der ehemaligen sedimentären Feinschichtung noch als Relikt andeutungsweise erhalten: Korngrößenunterschiede im Quarzit (weiß bis grau) durch feinlagig variierende Sammelkristallisation, Antimonit (schwarz, netzförmig, unten und Mitte), Pyrit (schwarz, sehr feinkörnig, oberer Bildteil), Scheelit (schwarzgrau, Kristalllage im unteren Bildteil über Antimonit).

Dünnschliff, Nicols ×.
Natürl. Größe 21 × 14 mm.



Abb. 178.

Der kristalline cm-Feinlagenbau von Antimonit-Pyrit-Quarzit-Scheelit ist in diesem Ausschnitt noch deutlich erkennbar.

Antimonit: schwarz, massives Netzwerk im Quarzit; Quarzit: je nach Schnittlage weiß, grau, besonders in Bildmitte; Scheelit: schwarzgrau, Kruste, von Mikrozerrfugen rechtwinkelig zu s stark deformiert und verkieselt, oberer Bildteil. Pyrit: schwarz, mit Antimonit und Scheelit feinlagig, schlecht erkennbar. Die Mikrozerrfugenschar ist vorwiegend auf die Scheelitkruste beschränkt und ist durch belteropore Verdrängung durch Quarz gefolgt.

Dünnschliff, Nicols +.
Natürl. Größe 37 × 25 mm.

kristallisationshemmende Wirkung in stark pigmentierten Laminae dürfte sich auch in unserem Material als Ursache für laminieren Korngrößenwechsel ausgewirkt haben. Auch mechanische Beanspruchung während und nach der Sedimentdiagenese sind auf die Mobilisierungsbereitschaft von Einfluss und führen zu Entmischungen des Mineralbestandes. Schließlich sind als Ursachen von Differenzen in der Bereitschaft zur Sammelkristallisation bzw. allgemein zur Umkristallisation bei metamorphosierenden Reaktionen verschiedene Gehalte der fluiden und gasförmigen Phasen, Unterschiede im Porenvolumen, Druckunterschiede, Mineralpartner in den Intergranularen und Interngefüge in den Kriställchen, mineralchemische Differenzen, der Gitterzustand und andere gefügebezogene Unterschiede in den geschichteten Abfolgen in Erwägung zu ziehen.

Selbstverständlich darf auch die als Folge mechanischer Durchbewegung des metamorphen Gefüges nachzuweisende Rekristallisation, hauptsächlich in Makro- und Mikro-Scherflächen nicht vergessen werden. Nämlich auch dadurch können Lagenbaue mit Korngrößenunterschieden entstehen, die eine geschichtete Abfolge vortäuschen, in unserem speziellen genetischen Fall der Abbildungskristallisation aber nur am Rande der Diskussion stehen.

5.7.7.1. Korngefügeanalyse an Erztektioniten (Tektonitgefüge, Wachstumsgefüge)

Aus vielen der bisherigen mineralogischen und petrographischen Beschreibungen geht der wesentliche und prägende, bzw. umprägende Einfluss der Metamorphosen auf das Gesteins- und Erzgefüge hervor. Immerhin sind vier bis fünf Orogenesen und Metamorphosen nachweisbar und von den ursprünglichen Gefügeformen des Mineralbestandes aus Erstphasen sind nur mehr Relikte erhalten. So liegen also in den verschiedenen Mineralteilgefügen des Erzes oft granoblastische Entwicklungen vor, die mit dem primären Auftreten zwar die mineralogische Bezeichnung und das Großgefüge gemeinsam haben, aber nunmehr kristalline Korngefüge und deren Regelungen aufweisen.

Wir haben also gefügemäßig sowie auch geochemisch junge Kristallite vorliegen, die das vorläufige Endstadium der kristallinen Entwicklung repräsentieren. Der Einfluss der mechanischen Metamorphose auf Nebengestein und Erz ist schon in zahlreichen Aufschlussbeispielen beeindruckend, aber die mikroskopischen Befunde geben Einblicke in die Entwicklungsgeschichte und zum Teil auch in die Reihenfolge der Gefügeumbildungen. Die dem Gestein und Erz durch mechanische Beanspruchungen aufgezwungenen Veränderungen konnten in Form von Regelungen des Korngefüges entsprechend den Mineralarten zur Auswirkung gelangen. Auch ohne Korngefügeanalyse liefern die Sericit- und Chloritaggregate, Quarz und Antimonit eindrucksvolle Befunde.

Sericit und Chlorit

Die gemeinsame Betrachtung ergibt sich einerseits aus dem überaus häufigen gemeinsamen Auftreten als mechanisch angelagerter Detritus im Ausgangssediment und andererseits auch aus dem sehr ähnlichen mechanischen Verhalten auf Grund der kristallographischen Eigenschaften, wie die Tracht, Spaltbarkeit und Translatierbarkeit nach (001); und betrifft dieserart natürlich auch die stellenweise authigenen Bildungen dieser blättchenförmigen und schuppigen, oft verfilzt auftretenden Aggregate. Zu bemerken ist allerdings, dass die Chlorite

zum Unterschied von den Glimmern bei mechanischer Beanspruchung nur teilweise mit Biegung reagieren, also in dieser Beziehung etwas abweichen.

Die in Sedimentgefügen meist schon durch den mechanischen Anlagerungsvorgang sowie auch syndiagenetisch durch Kompaktion nach (001) gestaltlich geregelten heterometrischen Komponenten erfahren durch postdiagenetisch-tektonische Zergleitung nach dem Kornfeinbau (Translationsebene) weitere Regelungen bzw. Umregelungen, und zwar bekanntlich in äußerst vielfältiger Weise (SANDER, 1950, 1970). Durch die hohe Teilbeweglichkeit reagieren diese blättchenförmigen Komponenten besonders empfindlich und geben auch schon ohne Analyse einen anschaulichen Überblick über Formungsereignisse in Kleinbereichen. Am Beispiel der Abb. 12, 16, 18 sind Zerschuerungen in konträren Richtungen zu sehen, deren Einfluss auch bei Beurteilung von Beanspruchungen anderer Komponenten der Erzparagenese nicht zu vernachlässigen ist. Eine besonders leicht zugängliche Methode der Beurteilung von Glimmer- und Chorit-Regelungen ist im polarisierten Durchlicht im Hinblick auf die typische Aggregatpolarisation, insbesondere durch Anwendung des Gips-Plättchens Rot-I möglich.

Nach diesem allgemeinen Hinweis wird auf eine statistische Einmessung mit Analyse verzichtet und speziell auf die Komponenten des Erzes eingegangen.

Quarz

Auch im Falle des Quarzteilgefüges gibt es reichlich Befunde, die allein schon bei Untersuchung im Dünnschliff mit gekreuzten Polarisatoren, vor allem mit Einschub von Gips-Rot I, eine eventuell vorhandene Kornregelung, wenn auch nur beiläufig, deutlich machen. Seit SANDER (1930, 1950, 1970) sind mehrere Regelungsmechanismen entdeckt worden.

Die beiden für die Korngefügeanalyse mit dem Universaldrehtisch (LEITZ) nach FEDOROW ausgewählten Dünnschliffpräparate bestehen aus einem Antimonit-Pyrit-Scheelit- und Quarzit-Feinschichtaufbau, bzw. aus einem Ausschnitt aus einer Antimonit-Quarz-Feinschichtfolge. Nach den Handstücken handelt es sich um typische S-Tektonite mit deutlich hervortretenden Schieferungsflächen (s), die der ursprünglichen Schichtung der Lage nach entsprechen. In beiden Fällen zeigen die Quarzfeinlagen eine deutliche Streckung der Komponenten in der s-Fläche. Die Stücke wurden im Bergbau nicht mit dem Kompass am Anstehenden eingemessen, können also nicht zu den Erdkoordinaten und zu den tektonischen Achsen in Beziehung gesetzt werden. Die Schnitte sind rechtwinkelig zur Schichtung („bankrecht“) angesetzt, aber nicht genauer definiert.

Zwischen den hervortretenden gelängten Quarzkomponenten gibt es auch Schnittlagen, die Schräg- und Querschnitte durch stengelige Quarze darstellen; auch plattige Körner könnten mitunter vorliegen. Eine Überblicksbetrachtung mit gekreuzten Polarisatoren und Gips-Rot I spricht für eine Gefügestaltung nach der γ -Regel ($\gamma' \parallel s$).

Die Einmessung von 100 Quarz-c-Achsen und die statistische Auszählung auf dem Schmidtschen Netz zeigt eine deutliche Regelung in Form einer angedeuteten Gürtelbesetzung durch bevorzugte Pollagen in s (Abb. 179). Zudem tritt auch eine stärkere Achsenhäufung innerhalb des Gürtels hervor. Daraus ergibt sich eine deutliche Einregelung der Quarz-c-Achsen in die Hauptschieferungsfläche s (= ss), innerhalb dieser aber eine gewisse Freiheit

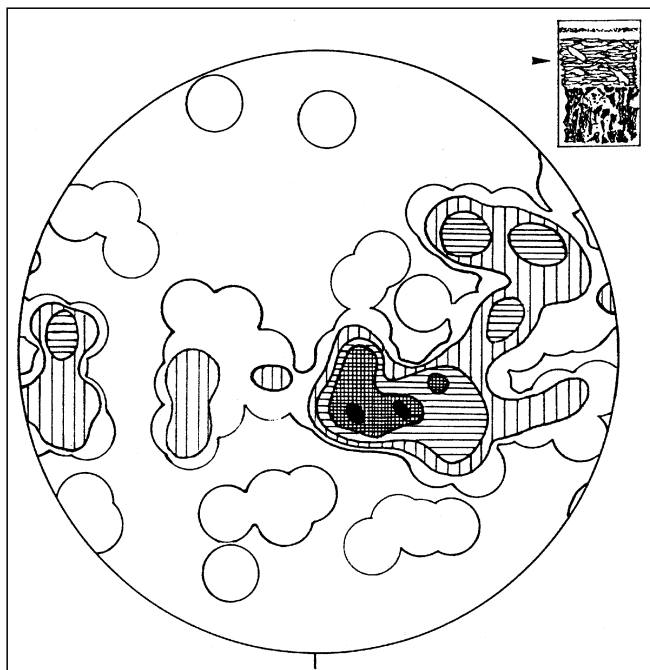


Abb. 179.
100 Quarz-*c*-Achsen.
8 – 6 – 4 – 2 – 0 %, abs. 0; Pfeil = gemessene Quarzitlagen.

der Drehlage. Das Maximum zeigt allerdings mit Deutlichkeit einen ganz bestimmten Trend an. Die beiden Untermaxima im rechten oberen Quadranten dürften mit einer Einregelung in eine andere Scherflächenschar in Zusammenhang stehen.

Da die Lage der Gefügekoordinaten *a*, *b*, *c*, wie erwähnt, im Bergbau nicht ermittelt wurde, kann auf Grund des Ergebnisses nur die vorsichtige Meinung geäußert werden, dass aus dem Maximum die etwas exzentrische Lage der Koordinate (*a*) vermutet werden könnte.

Das zweite Quarzdiagramm (Abb. 180) enthält *c*-Achsenlagen aus einer schwach gebogenen Quarzitlage mit

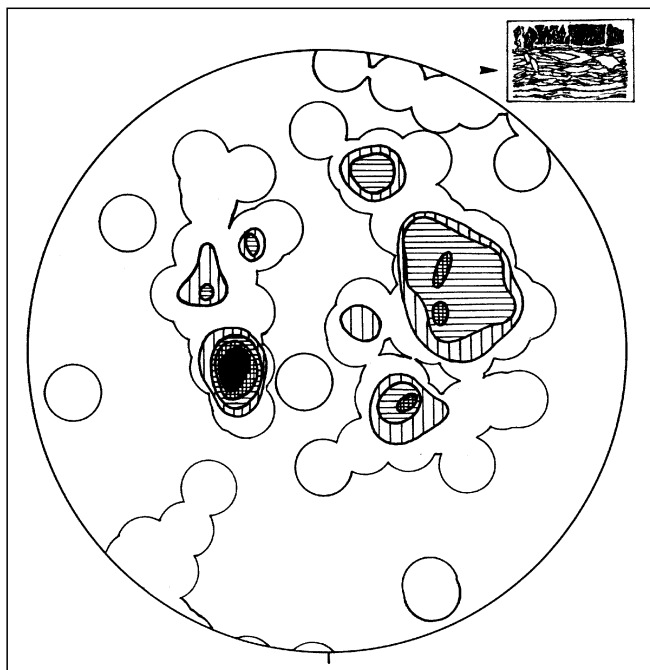


Abb. 180.
100 Quarz-*c*-Achsen.
8 – 6 – 4 – 2 – 0 %, abs. 0; Pfeil = gemessene Quarzitlagen.

hervortretenden gelängten, in *s* eingeregelten xenomorphen Quarzsäulchen. Auch hier ergibt das Diagramm eine gürtelähnliche Besetzung, mit mehreren stärkeren Besetzungsmaxima. Die Lage der Quarz-*c*-Achsen scheint in der Hauptscherungsfläche *s* mit weitgehender Freiheit der Drehlage vorzuliegen, wobei allerdings auch einige unzufällige Vorzugslagen auffallen. Eine konkretere Aussage ist wegen fehlender Koordinatengrundlagen aber nicht sinnvoll.

Scheelit

Das hochlichtbrechende transparente Erzmineral wurde erstmals von WENGER (1964, 1965) an der Universität Innsbruck einer Untersuchung der Gefügeregelungen unterzogen. Den damaligen Messungen aus Material von der Magnesit-Scheelit-Lagerstätte Tux (Zillertal, Tirol) stellten sich anfänglich wegen der großen Differenz der Brechungsindizes des Scheelits ($n_o = 1,920$, $n_e = 1,936$) zu den verwendeten üblichen LEITZ-Kugelsegmenten für den U-Tisch Hindernisse entgegen. Schließlich stellte LEITZ damals als Sonderanfertigung für die Forschungen Glassegmente mit $n = 1,920$ her. Mit dieser U-Tisch-Ausrüstung kam dann die Achsenverteilungsanalyse von Scheelit durch WENGER zustande, die einen Einblick in das Gefügeverhalten dieses Minerals ergab. Nunmehr hat uns HRDr. H. WENGER für unsere Forschungen dankenswerterweise die Spezialglassegmente zur Verfügung gestellt.

Unsere Untersuchung kann von vorneherein nur als bescheidener Versuch gewertet werden. Die grobkristalline Ausbildung der Scheelitaggregate stellt für eine statistische Untersuchung ein Hindernis dar, weil jeweils nur relativ wenige Körner in einem Dünnschliff gemessen werden können. Die untersuchten Dünnschliffe enthalten den Scheelit lagig, in Paragenese mit Quarz, Pyrit und Antimonit bzw. nur mit Quarzit. Im Rahmen solcher feinlagiger Position ist die Gestaltung der Scheelitaggregate xenomorph tafelig. Solche Scheelitkomponenten zeigen bei normaler Untersuchung im polarisierten Durchlicht zeilenförmig ausgedehnte, oft auch zwei Zeilen umfassende Auslöschung, was die Existenz von Großkristallen vermuten lässt. Die Untersuchung mit dem mehrkreisigen U-Tisch ergibt aber, dass solche Großkristalle häufig aus mehreren Subkomponenten mit nur geringen Lageunterschieden der Indikatrix zusammengesetzt sind. Im Zuge der Messungen wurden nun solche Subindividuen in die Statistik miteinbezogen. Ein beträchtlicher Teil der Komponenten zeigt außerdem verschieden starke undulöse Auslöschung als Folge einer nachkristallinen intragranularen Deformation des Kristallgitters. Solche Körner wurden nach der üblichen routinemäßigen Vorgangsweise in die Messungen miteinbezogen.

Die Diagrammbesetzung (Abb. 181) nach Auszählung von 47 Scheelit-*c*-Achsen zeigt zweifellos eine Regelung. Die Verteilung der Pole kann als gürtelähnlich bezeichnet werden, wobei die Streuung in die *ab*-Ebene (= *s* des Gefüges laut Handstückbefund) zu liegen kommt. In diesem Besetzungsraum ist aber auch eine starke Polhäufung deutlich im linken Diagrammabschnitt mit einem Maximum zu erkennen. Diese starke Konzentration von Scheelit-*c*-Achsenlagen kann auf die oben genannte Situation mit den Subkristallen im Rahmen von plattenförmig ausgedehnten Großindividuen zurückgeführt werden, die ja untereinander meist nur geringe Lagedifferenzen aufweisen. Die weitere Streuung im Rahmen des Gürtels gibt zu erkennen, dass die Lagefreiheit mit beliebiger Drehlage innerhalb der *s*-Gebundenheit der Scheelit-*c*-Achsen gegeben ist.

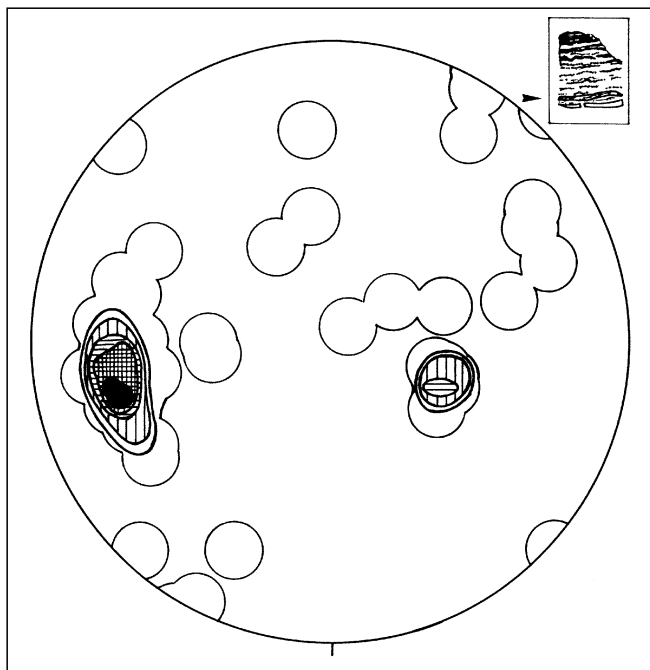


Abb. 181.
47 Scheelitc-Achsen.
17 – 15 – 13 – 11 – 8 – 0 %, abs. 0; Pfeil = gemessene Scheelitlage.

Eine andere Diagrammauswertung nach Kristallachsenmessung eines Bereiches mit „Scheelit-c in s“, aber zusätzlicher ruptueller Zerstückelung durch transversale Zerrklüfte mit Verlagerung der Bruchstücke, führte zu keiner brauchbaren Deutung der Achsenverteilung und ist hier nicht weiter besprochen.

Nach diesen bescheidenen Versuchen kann über die Regelung des Scheelits ausgesagt werden, dass es sich in unserem vorliegenden Befund um keine Tektonitregelung durch intragranulare Gitterdeformation handeln kann, sondern um ein belteropor geregeltes Gefüge mit formanisotropem Wachstum von Scheelit durch Auslese von Wachstumsrichtungen. SANDER (1950, S.117–119; 1970, S. 337–339) diskutiert ähnliche Fälle am Beispiel der Hornblendegarbenschiefer. Dass die plattenförmig gewachsenen Scheelitaggregate der jüngsten hier nachweisbaren Kristallisationsphase dennoch oft bemerkenswerte intragranulare Schäden (Undulation!) aufweisen, lässt den nachträglichen Einfluss mechanisch-tektoni-



Abb. 182.
Farbunterschiede in den Metasedimenten sind natürlich vom Mineralbestand abhängig. In den überwiegenden Fällen ist dieser primär von der mechanischen und chemischen Sedimentation diktiert. So ist auch diese weiße Zwischenschicht aus karbonat- und sericithältigem, z.T. auch scheelithältigem Quarzit (Leitschicht bei Erzkörper V2) ein Produkt externer mariner Sedimentation. Nicht jede helle Gesteinsschicht ist durch Stofftauschprozesse entstanden und als „Bleichung“ zu bezeichnen.

scher Beanspruchung deutlich werden, die ja auch in diesen Scheelitlaminae Mikro-Deformationsbreccien bis zur Mylonitisierung bewirkt hat.

Antimonit

Musterbeispiele von Kristallisationen, Deformations- und Wachstumsgefügen liefert das Erzmineral Antimonit, vor allem in den in Woxi vorliegenden metamorphen Lagerbauen. Ein Versuch, statistische Messungen über Kornlagen mit dem LEITZ-U-Tisch für Auflicht unter Ausnutzung der sehr vollkommenen Spaltbarkeit von Antimonit durchzuführen, brachte nicht den gewünschten Erfolg. Die ausgezeichnete bruchlose Verformbarkeit dieses Erzminerals beruht auf der Translationsmöglichkeit (Translationsebene (010), Translationsrichtung [010]). Es kann hier nur auf die Mitteilungen in Teil 5.7.3.1.3 und auf unsere einschlägigen Bilder verwiesen werden.

Antimonit stellt allenfalls unter den Haupterzkomponenten das mechanisch empfindlichste Mineral dar, was in unzähligen Beispielen bewundert werden kann. Die mikroskopische Untersuchung der Erzpulituren im polarisierten Auflicht lässt durch die Kenntnisnahme des Reflexionspleochroismus und der Anisotropieeffekte bei schräggestellten und gekreuzten Polarisatoren die mechanischen Regelungen (Tektonitregelungen) in eindrucksvoller Weise erkennen. In den Schieferungsflächen gestreckte Kriställchen mit bereichsweise regelrechter Aggregatpolarisation, verbogene Kristalle, undulöse Auslöschung, die sehr bekannte Drucklamellierung in Form der Zerknitterungslamellen, Sammelkristallite zu Großkristallen und die mikrokristallinen Rekristallite im Bereich von Mikroscherflächen, das alles gäbe interessante Anlässe, eingehende Untersuchungen über die Regelungsmechanismen anzustellen. Untersuchungen, denen zumindest von unserer Seite mangels entsprechenden Apparaturen Grenzen gesetzt sind.

5.7.7.2. Stoffmobilisation, Alteration, „Bleichung“

Den Bergleuten und Geologen sind verschiedene Farbwechsel in den Nebengesteinen bekannt, die immer auf die hellere Gesteinsfarbe bezogen und allesamt als „Bleichung“ bezeichnet werden. Es gibt verschiedene räumliche Verteilungsmuster solcher Bleichungen und, wie Detailuntersuchungen ergeben, auch unterschiedliche genetische Ursachen. Ja, für viele Fälle ist der Terminus „Bleichung“ sogar abzulehnen, weil nicht zutreffend.

Mit diesem Ausdruck dürfen nur jene Fälle bezeichnet werden, in denen im Gestein eine sekundäre Farbveränderung, im Speziellen eine Aufhellung, also tatsächlich eine Bleichung durch Änderung des Mineralbestandes infolge Alteration erfolgt ist. Dieser genetische Fall liegt

Abb. 183.

Als Leitschichten liegend und hangend von Erzlagerern sind häufig dunkelgraue bis dunkelgrüngraue Hämatitquarzite mit purpurrotem Farbstich und ein hellgrauer Sericitquarzit („gebleichter Schiefer“) als unmittelbares Erzträgergestein ausgebildet.

Die „Bleichungsursache“ ist mit dem oxidierenden und reduzierenden geochemischen Milieu im syngenetischen bis syndiagenetischen Bildungsstadium in Zusammenhang zu bringen, woraus auch der unmittelbare Zusammenhang der Erzlager mit der hellen Trägerschichte zu erklären ist, die ein negatives Redoxpotential impliziert.

aber oft nicht vor und der farblich erkennbare Schichtaufbau ist allein durch den primär schichtigen Materialwechsel zu erklären (Abb. 182, 183).

Allenfalls ist an der Änderung der Gesteinsfarbe die Gesamtheit der Innenreflexe eines definierten Teilbereiches maßgeblich. Diese Innenreflexe werden von den Komponenten des Gesteins infolge des auf das Gestein fallenden Lichtes und des verschieden weiten Eindringens der Lichtstrahlen in das Gestein bis zur Reflexion verursacht. Somit ist der Mineralbestand einschließlich seines Gefüges für den makroskopischen Farbeindruck ausschlaggebend.

Überwiegende Anteile der fein- bis grobschichtigen Gesteinsabfolge entwickeln sich mit entsprechenden Variationen des Mineralbestandes mikroskopisch nachweisbar und meist auch freisichtig wahrnehmbar in Form feiner Schichtlagen und erreichen oft dm- bis m-Mächtigkeiten. Auch wenn damit Erzkörper in Verbindung stehen, besteht keinerlei Berechtigung, von Alteration oder Bleichung einer Gesteinsbank zu sprechen.

Die unmittelbaren Ursachen für Hell- und Dunkelfärbung sind vielseitig. Opake Komponenten wie Pyrit und schlecht-transparente wie Hämatit sowie weiters Fe-Chlorite, oft vermischt mit Feinquarzit, bewirken im Rahmen der hier entwickelten Paragenese dunkle Gesteinsfarben. In hellen Lagen treten diese Komponenten zurück und es dominieren Sericit, Quarz, Dolomit; zusätzliche Pigmente von Rutil und Goethit fördern einen gelblich-grauen Farbstich. Gröberes Korn, z.B. bei Quarz und Karbonat wirkt in den vorliegenden Fällen heller.



Abb. 184.

Alteration durch intern chemische Stoffverschiebungen, hier im Wesentlichen durch Mobilisation von Eisen hervorgerufen, führte in verschiedenen Entwicklungsstadien zu Konturenverlagerungen im Schichtverband.

„Bleichung“ schräg diskordant zur Schichtung nach der Wegsamkeit (belteropor) einer teilweise von Quarz und Karbonat mineralisierten Klüftschar.

Schichtung diagonal: links unten – rechts oben; Klüftung diagonal: links oben – rechts unten.

Erzkörper V3, 9. Lauf.



Abb. 185.

Die „Bleichung“ des Gesteins setzte z.T. schon im frühdiagenetischen Stadium ein.

Der Farbwechsel nach Schichtung und Transversalschieferung beruht hier auf der Oxidation von Pyrit und Ankerit.

Abb. 186.

Alteration mit „Bleichung“ belteropor nach Zerrfugen quer zur Schichtung. Die Schichtung des metamorphen Sedimentes liegt im Bilde (Firstdarstellung) fast horizontal (besonders im Bild unten rechts erkennbar).

Der Verlauf der Klüftung ist durch die Quarz-Karbonat-Mineralisation verdeutlicht.

Nahe Erzkörper V4, 9. Lauf.



Das offensichtlich primär schichtige Mineralangebot, das manchmal in Form von Leitschichten als Hinweis auf Erzlagere dient, kann also zur primären Erzausscheidung in einem ursächlich günstigen geochemischen Zusammenhang bzw. auch mit frühdiagenetischen Stofftauschprozessen wie Metasomatose, und damit Alteration im Zusammenhang stehen. Gelegentlich vom schichtigen Parallelgefüge abweichende Farbfronten im Gestein sind aber durchaus als Alteration infolge von Diffusionsvorgängen erklärbar (Abb. 184). Es ist aber zu berücksichtigen, dass Alterationen, also stoffliche Veränderungen des Gesteins, in den verschiedenen Stadien des langen Entwicklungszeitraumes zwischen syndiagenetisch und mehrfach synmetamorph stattfinden konnten.

Im besonderen als Alteration und Bleichung des Gesteins zu bezeichnende Farbänderungen sind manchmal im Zusammenhang mit Zerrfugen oder auch nur mit überprägten Transversalschieferungen im Gestein entwickelt (Abb. 185). Hier ist die Beeinflussung des ursächlichen Mineralbestandes nahezu exakt belteropor nach sichtbaren oder auch nur mikroskopisch nachweisbaren Fugensystemen abgelaufen (Abb. 186). Natürlich ist auch in diesen Beispielen der Mineralbestand mit den makroskopisch zur Geltung kommenden Innenreflexen für die aufhellenden oder verdunkelnden Farbeffekte maßgeblich. In vielen Fällen ist überhaupt nur eine belteropore Limonitisierung von Fe-hältigen Mineralien die Ursache.

Als ausgezeichnetes Beispiel von Alteration kann die Abwanderung von feinschichtig angereichertem Pyrit und Arsenkies aus dem cm-Nahbereich eines transversalen Haarrisses in einem Karbonat-Chlorit-Sericit-Kiesel-schiefer angeführt werden, wobei dieser Haarriss selbst aber mit einem jungen Kristallinat aus Pyrit, Quarz und Dolomit verheilt ist (Abb. 70). Die Mobilisation von Pyrit und Arsenkies und deren partielle Abwanderung bewirkt die Bleichung des Gesteins.

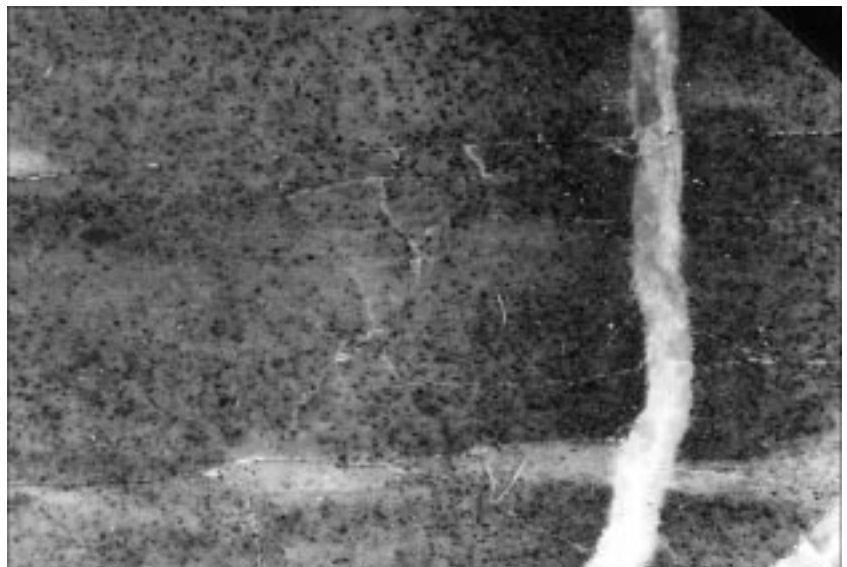
Abb. 187.

Der Farbunterschied hell/dunkel ist meist vom Gehalt an Pyrit oder Hämatit bedingt. Am Beispiel des Mikrobildes ist die Konzentration von Pyrit entlang des s-diskordanten Haarrisses durch laterale Zuwanderung des Pyrits aus dem Pyrit-Sericit-Quarzit-Laminat zu erklären.

Der primäre Pyritgehalt ist bevorzugt an die sericitreichen Laminæ gebunden. Der Bereich der Mobilisation und Abwanderung bzw. Zuwanderung in Richtung Kluft ist an einer Aufhellung parallel der Kluft bzw. rechtwinklig zur s-Fläche (im Bild vertikal) infolge des verminderten Pyritgehaltes erkennbar. Die Zerrfuge ist mit Quarz, Scheelit und Karbonat auskristallisiert.

Polierter Anschliff im schrägen Auflicht.

Natürl. Größe 13,5 × 9 mm.



Ein völlig konträres Beispiel bietet Abb. 187 mit einem Ankerit-Dolomit führenden Pyrit-Arsenkies-Sericit-Kiesel-schiefer im Scheeliterzkörper V4; also im selben Nebengestein wie Abb. 70). Pyrit mit Arsenkies sowie Quarz und Sericit bilden durch wechselnde Beteiligung eine Feinschichtung, welche durch Abwanderung von Fe und As in den unmittelbaren Spaltenbereich verloren ging. Die Spalte selbst enthält nämlich keine Pyrit- und Arsenkies-Kristallite.

Diese zwei Fälle in ein und demselben Nebengestein zeigen die komplizierten und nur zum Teil durchschaubaren Vorgänge von Stoffmobilisationen.

Ebenso wichtige Befunde über Stoffverschiebungen im Gestein bzw. Sediment mit „Bleichungseffekt“ gelingen an den Liegend- und Hangendgrenzen der oft genannten hellen Gesteinsbänke, welche häufig die Erzkörper umgeben (Abb. 39, 41, 42, 144, 188, 189). Der Aufschluss des Erzlagere V4 (Abb. 188) zeigt im Hangenden den typischen hellgrau-beigen Laminat, der von dem überlagernden dunkelgrauen Laminat im Allgemeinen konkordant, aber lokal auch diskordant (linker Bildrand) in das ss-s-Gefüge des hellen Gesteins eingreift. Die mineralogische Ursache der Hell-Dunkel-Gesteinsfärbung ist durch mikroskopische Untersuchung sichergestellt und wird hauptsächlich vom Hämatitgehalt diktiert. In anderen Fällen kommt auch Pyrit in Frage.



Abb. 188.

Die Schichtgrenzen zwischen dem hellen („gebleichten“) Sericitquarzit (Erzträgergestein) und dem dunklen Hämatitquarzit verlaufen meist schichtparallel, weichen aber auch stellenweise durch metasomatischen Stofftausch schichtübergreifend ab (im Bild Mitte links). Grubenaufschluss: Erzlager V4.

Das helle Gestein besteht aus wechselnder Beteiligung von authigenem und etwas detritischem Quarz, Sericit, viel Dolomit sowie Ankerit mit Hemiblasten und xenomorphkörnigen Aggregaten. Akzessorisch sind die detritischen Schwerminerale Turmalin, Zirkon, Rutil, Titanit und Leukoxen enthalten. Das dunkle Gesteinspaket hingegen enthält bei Fortsetzung der Lamination vor allem mehr oder weniger Hämatit; u.zw. die rötlichgrauen Laminae wenig, die rötlich-grauschwarzen Feinlagen bis etwa 10 %. Besonders stark vertreten ist Feinquarzit, der in der Mikroparagenese innig mit Hämatit verwachsen ist. Die übrigen authigenen und allothigenen Komponenten entsprechen denen der hellen Gesteinsbank. Sehr helle Zwischenlagen im dunkelgrauen Sediment sind hämatitfrei.

Nun sieht man in den Aufschlüssen verschiedene, von der Schichtung abweichende, grenzüberschreitende Stoffverlagerungen (Abb. 188, 189), je nachdem, ob die Beobachtung über oder unter dem Erzkörper bzw. an der überlagernden oder unterlagernden violett-dunkelgrauen Schichte erfolgt.

Das Probestück Abb. 190 stammt aus dem Liegenden des Erzlagers V7 (Abb. 189). In diesem und in mehreren anderen Beispielen erweist sich der dunkle, also hämatitreiche Quarzit der unterhalb anstehenden Gesteinsbank ebenfalls als der aktivere,

was durch seine Platzergreifung nach oben in das helle Sediment belegt ist. Hierbei werden eine über 3 cm mächtige feinlagige Zwischenschichte aus Ankerit (Abb. 190) sowie vorgezeichnete weißgraue Feinlagen aus dem hellen Ausgangssediment trotz des metasomatischen Stofftauschprozesses in das Kieselgestein übernommen. Die Verdrängungsfront ist durch eine mm-dünne, lokal schräg zur Feinschichtung verlaufende weiße Fuge (Abb. 190) gekennzeichnet. Diese besteht aus einem grobkristallinen Quarz- und Calcit-Kristallinat, welches so gut wie keine Beschädigungen aufweist. Demnach sollte zumindest diese Fugenverheilung als sehr junge Bildung eingestuft werden.

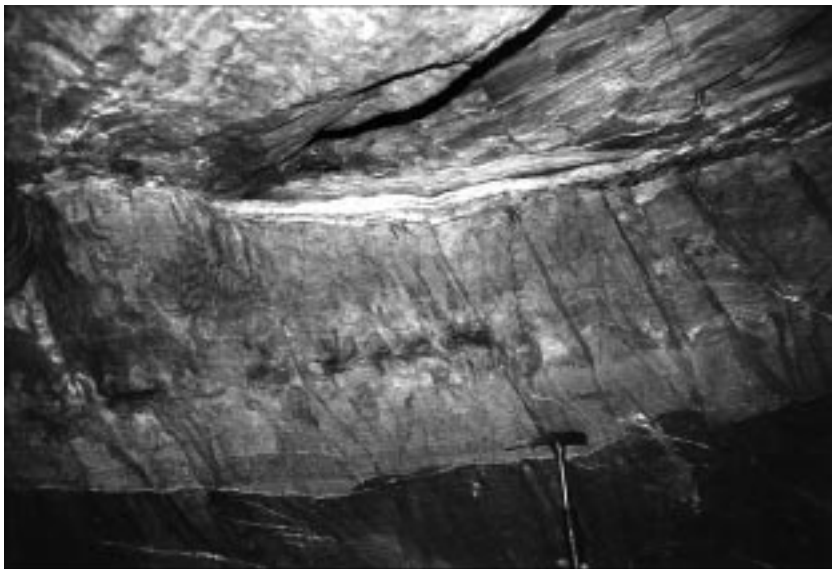


Abb. 189.

▲ △ ▲
Im Liegenden des Erzlagers V7 variiert die Schichtfärbung zwischen Erzträgergestein Sericitquarzit (hell) und Hämatitquarzit (dunkel) diskordant zur primären Lamination, verursacht durch sekundäre, metasomatische Stoffwanderung, vor allem von Eisen. Die nur scheinbare Diskordanz (im Bild oben rechts) ist durch den Schnitteffekt zwischen Ulm und Firste vorgetäuscht. Grubenaufschluss am 27. Lauf.

Abb. 190.

Die durch metasomatischen Stofftausch verursachte Verlagerung der farblichen Schichtgrenze diskordant zur Feinschichtung ist hier etwas vergrößert zu sehen. Die Schichtung ist durch Ankerit-Sericit-Laminae im Quarzit bedingt.

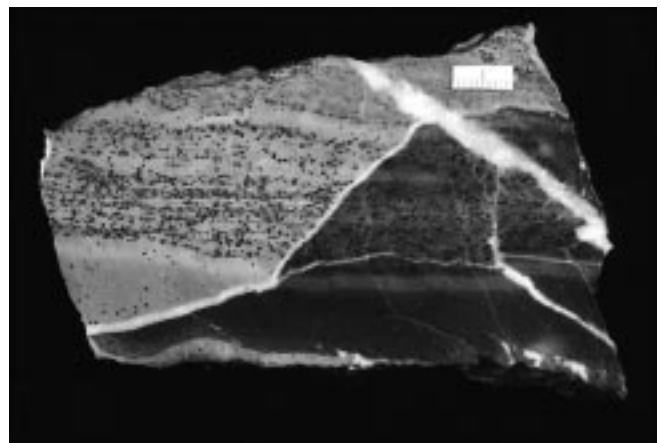


Abb. 191.

Gruppe von Ankerit-Idioblasten mit reliktem *si*-Hämatit-Gefüge aus dem syndimentären Vorstadium des „gebleichten“ Sericitquarzits (im Erzlager V7).

Während die Ankerit-Rhomboederchen ihr Primärgefüge konservieren, ist die Quarzit-Sericit-Matrix durch Transversalschieferung (rechts oben – links unten) mechanisch umgeschert und ihres ursprünglichen Eisengehaltes (Hämatit) weitgehend beraubt. Die Umscherung in eine neue, jüngere Schieferungsschar ist an der Regelung der Sericit-aggregate gut erkennbar.

Dünnschliff, 1 Nicol.

Natürl. Größe 3,33 × 2,22 mm.

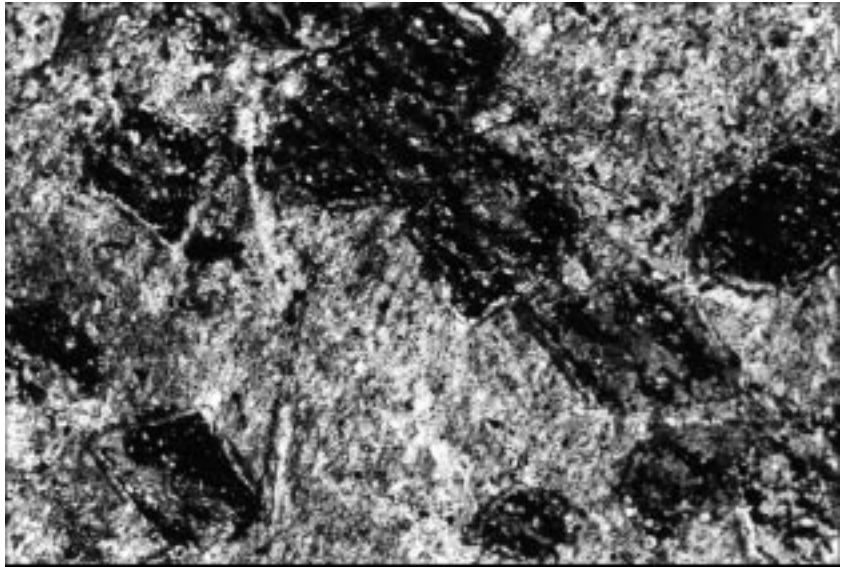
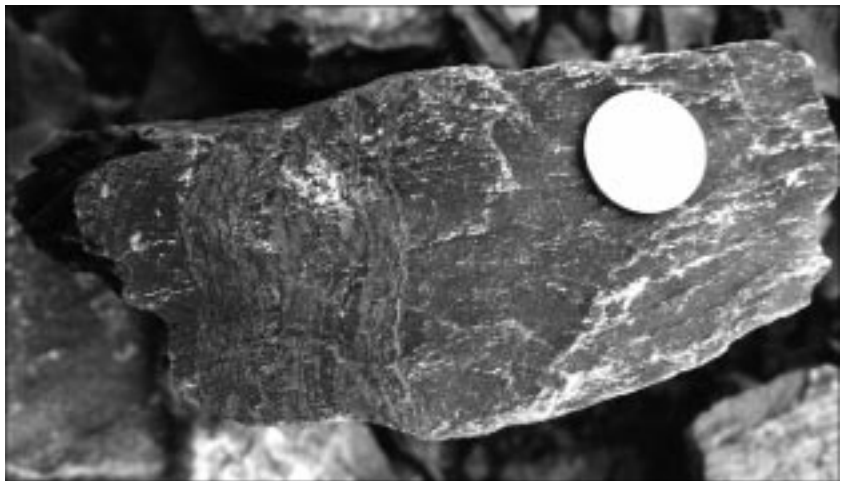


Abb. 192.

Stofflicher Feinlagenbau quer zur Gesteinsschichtung infolge Diffusion Fe-hältiger Lösungen und rhythmischer Ausfällung von Goethit („Liesegang-sche Diffusionsgefüge“).



Ergänzend zu diesem bemerkenswerten Befund ist auffallend, dass die zum großen Teil feinschichtig angereicherten Ankerit-Dolomit-Idioblasten, deren Kernzone mikro- bis kryptokristallines Hämatitpigment aufweist, in einem Feinschichtmilieu liegen, welches durch einen erhöhten Fe-Gehalt gekennzeichnet ist. So zieht sich eine feinstlagige Hämatitanreicherung auch durch mehrere dieser Idioblasten und stellt in diesen ein auffälliges *si*-Gefüge dar (Abb. 191). Dieses Makro- und Mikrogefüge stützt die Aussage, dass die Ankerit-Dolomit-Blastese in erster Anlage bereits in einem frühdiagenetischen Sedimentstadium erfolgt ist.

Für den Farbeindruck hell/dunkel ist also „nur“ der starke Auftritt von Hämatit und Feinquarzit bzw. das Zurücktreten oder Fehlen dieser authigenen Komponenten ausschlaggebend. Als optische Ursache sind das quasi-opake Verhalten der Hämatitpigmente und die sehr niedrige Lichtbrechung des transparenten mikrokristallinen Quarzits zusammen maßgeblich: eigentlich ein banaler Fall von Bewertung der Farberscheinungen an Gesteinsoberflächen.

Aus den beschriebenen Befunden kann man die Aussage ableiten, dass diese metasomatischen Platztauschvorgänge mit der Verkieselung und Hämatitisierung in Grenzbereichen der Schichten eine frühdiagenetische Alteration darstellen.

Ein weiteres, verblüffendes Beispiel von *s*-diskordanten sekundären Mineralausscheidungen stellen die Verwitterungsbildungen vom Typ der „Liesegang-schen Ringe“ dar. Dieser mineralogisch-petrographisch bekannte Fall ist im Gesteinsstück Abb. 192 durch diffundierende Fe-Lösungen und feinlagig-rhythmische Ausfällung von Goethit quer zur Schichtung = Schieferung erfolgt: ein Gefügebeispiel für sekundären Lagenbau.

Zum Thema „Alteration“ sind schließlich auch die zahlreichen Mineralumwandlungen während der Entwick-

lungsstadien der Gesteine und Minerale zu erwähnen. So zum Beispiel die Leukoxenbildung (Rutil, Anatas, Titanit) aus Ilmenit und Titanomagnetit, die Umwandlung von Titanohämatit–Ferriilmenit in Pseudorutil, Rutil und Hämatit, die Chloritisierung von Biotit u.a. dunklen Gemengteilen, die Sericitisierung und Kaolinisierung von Feldspäten und schließlich die Limonitisierung von Pyrit und Ankerit sowie die Antimonit-Umwandlung im Oxidationsbereich.

Diese Beispiele zeigen die Möglichkeit von Stoffwanderungen nach makro- und mikroskopischen Wegsamkeiten im Gestein auf. Selbstverständlich laufen auch in den Erzkörpern entsprechende, unter dem Einfluss von metamorphogenen Fluiden mobilisierte Elementverschiebungen mit Um- und Neukristallisationen ab.

5.7.8. Gemeinsamer Sedimentaufbau von Nebengestein und Erz

Im Teil 5.7.4. wurde die enge Zusammengehörigkeit von Erz und Nebengestein zum Ausdruck gebracht. Dennoch reihen wir noch eine weitere Beschreibung hinzu, in welcher der gemeinsame ursächliche Sedimentaufbau in Form von Reliktgefügen und veränderten, kristallinen, metamorphen Gefügen nochmals in einer anderen Form vom Aufschluss bis ins Mikrobild erklärt wird. Eine Erklärung, welche die genetische Zusammengehörigkeit von normalem Sediment und dem „fremden Metalleinfluss“ in Form des Erzsedimentes bestätigen soll.

Wir gehen vom Grundriss eines Grubenplanes (Abb. 8, 28) aus, in welchem der konkordant schichtige Verlauf von Erzlagern in stratigraphisch definierter Position beeinflusst durch Verfaltungen und Zerschörungen an Gleitungsklüften klar zur Geltung kommt. Sie verwerfen das Begleitgestein samt den Erzkörpern und bestätigen in allgemeiner Aussage die vordeformative Anlage der schichtigen Metallkonzentration.

Die Naturbilder im Bergwerksaufschluss offenbaren die enge genetische Zusammengehörigkeit von Erzkörpern mit dem präkambrischen Sediment seit den primär gemeinsamen, alternierenden, und auch gemeinsam sich überlagernden mechanischen und chemischen Anlageungsvorgängen.

Erzlager V3 (20., 24., 27. und 28. Lauf)

In der Position des Erzlagers V3 am 24. Lauf (Abb. 193) kommt wegen der nicht sehr intensiven Erzführung das inhomogene Parallelgefüge als Schichtung gut zur Geltung. Diese Schichtung ist durch wechselnde Feinlagen von Antimonit, Quarzit, Sericitschiefer-Nebengestein, Pyrit und etwas Scheelit gekennzeichnet und außerdem noch gemeinsam als Biegefalte deformiert. Am unteren Bildrand setzt abermals eine Antimonitschicht ein.

Die Zusammengehörigkeit von Erzmineralen, Lagerartmineralen und Begleitgestein beginnt eigentlich schon

weiter im Liegenden. Dies ist aber besser in einem Aufschluss am 20. Lauf (Abb. 194) zu beurteilen, wo das dunkelgraue Leitgestein mit purpurrotem Farbstich, ein für die erzführende mittlere Madiyi-Formation typischer Hämatit-Quarzitschiefer, deutlich aufgeschlossen ist.

Genauer beurteilt handelt es sich hierbei teils um dunkel-purpurroten, teils um schwarzgrauen Quarzitschiefer, dessen Hämatit-Quarz-Verteilung Hauptursache für den makroskopischen Farbeindruck ist. Gebietsweise sind auch Pyrit als opaker Vertreter für dunkle bis schwarze Farben, Sericit für hellgraue, Chlorit für grünliche, Rutil für gelblichbraune Farbanteile mit maßgeblich. Auch Ankerit und Dolomit sind oft beteiligt.

Man sieht aus dieser einerseits häufig laminierten, andererseits homogenen Teilnahme der Komponenten auch die Variationsbreite für die Gesteinsnomenklatur. Aus petrologischer Sicht aber sind außergewöhnliche Ereignisse zu vermerken, die zu einer derart starken authigenen Ausfällung von mikrokristallinem tafeligem bis körnigem Hämatit, z.T. auch von Rutil geführt haben. Nachdem in Teilbereichen auch Chlorit in Feinlagen und homogen mit-enthalten ist, liegt die Aussage nahe, dass ein hydrothermales Lieferereignis, vermutlich indirekt begleitet von tuffitischer Sedimentation, für diese Gesteinsentstehung verursachend war.

Sehr bemerkenswert ist nun der Übergang im Hangenden zu einem hellgrauen, stellenweise auch gelblich- oder grünlich-grauen Sericitschiefer. Seine Mächtigkeit beträgt hier wenige Dezimeter. Der Übergang vom dunklen Hämatitquarzit her ist im betrachteten Aufschluss (Abb. 194) unscharf diffus, also allmählich. Andernorts aber gibt es auch scharfe Grenzen infolge



Abb. 193.

Eines der typischen Erzlager (V3 am 24. Lauf). Die hier nicht intensive Erzführung bringt dem Forscher eine bessere Einsicht in die wechselnde Folge von Erz- und Begleitmineralen und erlaubt eine gute Beurteilung der Deformationen von Erz- und Nebengestein. Hier eine metamorph überprägte Folge von Antimonit, Pyrit, Quarzit, etwas Scheelit und mit zwischengeschaltetem Sericitquarzit. Die Dunkel-färbung der rechten Bildhälfte ist auf Verschmutzung des Ulmes zurückzuführen.

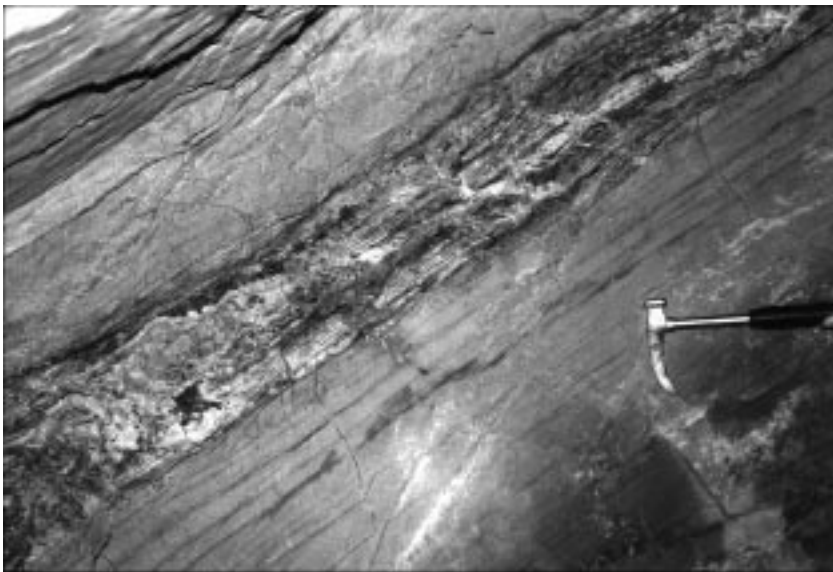


Abb. 194.

Die klassische Abfolge am Beispiel des Erzkörpers V3 (am 20. Lauf). Vom Liegenden ins Hangende: dunkler Hämatit-quarzit, hellgrauer Sericitquarzit als Erzträgergestein, Erzlager mit alternierender Folge von Erz- und Begleitmineralen sowie Einschaltungen des Sericit-(Chlorit-) Quarzits, darüber hellgrauer Sericitquarzit; außerhalb des Bildes schließt der dunkle Hämatitquarzit an.

sofortigen völligen Aussetzens von Hämatit. Die weiteren Zusammenhänge erscheinen kompliziert: Einerseits gibt es entlang von ss-diskordanten Fugen Bleichungszonen vom hellgrauen Schiefer in den Hämatit-Quarzitschiefer hinein (Abb. 194), andererseits erscheinen Anzeichen von grauen Laminæ im hellen Schiefer. Diese im Werksjargon als „gebleichter Schiefer“ bezeichnete Gesteinsbank enthält mit feinschichtiger Wechsellagerung allgemein sehr viel detritischen Sericit, meist auch Chlorit, detritischen Quarz, authigenen Feinquarzit, Ankerit und Dolomit, Pyrit, die detritischen Schwerminerale Turmalin, Zirkon, Rutil und Apatit. Im Überblick gesehen handelt es sich einfach ausgedrückt um Sericit-Quarzitschiefer und Sericitschiefer. Wichtig ist die Erkenntnis, dass die Variation dieser Komponenten die Lamination des Gesteins bedingt. Und interessant ist die feinschichtige Einschaltung von authigenem Pyrit in zarten Feinschichten und Suturen und noch bemerkenswerter von Antimonit in schichtparallelen Suturen, die als Vorboten des im nahen Hangenden folgenden Erzlagers zu werten sind. Das sind Aussagen, die allerdings nur im mikroskopischen Bild (Abb. 145, 177) möglich sind.

Lokale feinschichtige Abweichungen von der hellgrauen Gesteinsfarbe sind durch die Mineralpigmente verursacht. Es sei nochmals betont, dass die Lamination mit paralleler Feinschichtung, Schräg- und Kreuzschichtung, subaquatischen Gleitungen, Erosionsdiskordanzen u.ä. sedimenttypischen Anlagerungsgefügen ebenso wie im darunter lagernden Hämatit-Quarzitschiefer so auch in dieser vermeintlich „gebleichten“ hellen Gesteinsbank erhalten ist und keinerlei Anzeichen etwa von einem Lagergang zu sehen sind. Vielmehr ist der stoffliche Lagenbau als Schichtung des Sedimentes, Bauzone über Bauzone zustande gekommen.

Dieser Art entwickelt sich auch der Schichterzkörper im Rahmen der progressiven Sedimentation. Zugegeben, die sammelkristallisierten Quarzit-Antimonit-Lagen wirken durch die kräftigen Farbunterschiede zum Teil lagergangartig. Doch darf nicht vergessen werden, dass sich die am Sedimentaufbau diskret beteiligten feinen Erzmineral- und Quarzitlagen der makroskopischen Beurteilung entziehen. Und bei schwacher Erzführung erscheint das begleitende Sediment in Form von dünnen Zwischenschichten im Aufbau des Erzlagers (Abb. 42, 45, 142, 193). Die vom ungestörten Feinschichtaufbau abweichenden grobkristallinen Mineralaggregate sind das Ergebnis der diagenetischen und postdiagenetischen metamorphogenen Umkristallisationen mit partieller Mobilisation. Und die Erhaltung von Reliktgefügen im Nebengestein und im Erzlager ist umso bemerkenswerter, als doch in unseren Gesteinen häufig starke einscharige bis mehrscharige Transversalschieferungen den Schichtaufbau durchsetzen. Sie bilden immerhin die besten Wegsamkeiten für diffundierende Fluide.

Eine Menge von komplizierten Deformations- und Kristallisationsgefügen geben die mikroskopischen Details des nur gering erzführenden Abschnittes von Erzlager V3 in Abb. 143 und 193 zu erkennen.

Der Übergang vom Erzlager in das darüber folgende Gestein – es handelt sich um die Fortsetzung des Sericitschiefers – ist in allen uns zugänglich gewesenen Aufschlüssen zwar scharf und ist von einer pyritthältigen Antimonitschicht gebildet, aber es handelt sich weder um eine Scherkluft, noch um eine tektonisch bedingte Wand eines Erzganges. Das einige Dezimeter mächtige, laminierte Pyrit-Ankerit-Chlorit und Quarz führende Begleitgestein leitet schließlich über in den schon im Liegenden bekannten Leithorizont: purpurrot-dunkelgrauer sericitisch-chloritischer Hämatit-Quarzitschiefer.

Erzlager V7 (4., 24. und 27. Lauf)

Die Vielfalt von bereits subaquatischen Faltenbildungen infolge von Gleitungen des Meeresbodens sowie von Biege- und Scherfalten durch Überlagerung der Verformungen mehrerer Gebirgsbildungen führen zu faszinierenden Deformationsgefügen, wel-

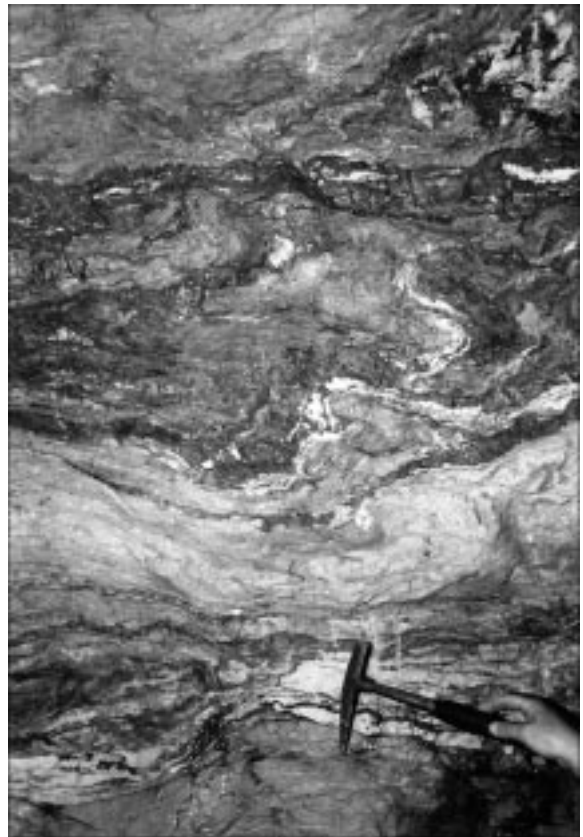


Abb. 195.
Biegegleitfaltung des Erzlagers V7 (am 24. Lauf).
Man beachte die Scharnierverdickung in einigen Faltensteilen. Die sichtbare Erzführung besteht aus Antimonit, Pyrit und Quarz. Die im Hangenden gekappte Falte und die kaum gestörte Überlagerung durch eine Antimonitlage erweckt den Eindruck, dass hier eine subaquatische Gleitung des Meeresbodens vorliegen könnte.

che die genetische Zusammengehörigkeit von Biegegleitgestein und Erzlagern untermauern (Abb. 195).

Eine im Bereich einer Biegefalte von Meter- bis Zehnermeter-Ausmaß untersuchte Schichtfolge mit Erz zeigt in Teilabschnitten auch intensive Verfaltung vom Typ einer „Biegegleitung“ mit quasi-s-paralleler intensiver Verschieferung, wodurch in der Gesteins-Erz-Sequenz gewisse Kompetenzunterschiede im mechanischen Verhalten deutlich auffallen (Abb. 195).

Im Detail der Sediment-Erz-Partie zeigen sich typische Sedimentgefüge einerseits im Nebengestein, andererseits im schichtigen Erzkörper, z.B. in Form von Feinschichtung und Schrägschichtung mit Winkeldiskordanz (Abb. 196), was im Mikrobereich mit diskreten Einzelheiten weiter bestätigt ist mit erhaltenen relikten Feinquarzitlagen zwischen sammelkristallisiertem Quarzit und relikten Antimonitfeinlagen. Sie erscheinen zusammen mit dem Feinquarzit gefältelt und durch s-diskordante Transversalschieferung etwas disloziert.

Im Zuge der durch die mechanische Beanspruchung ausgelösten partiellen Breccierungen, Umkristallisationen und lokalen Stoffwanderungen kam es zwischen den Quarz-Antimonit-Laminæ zur Verheilung eines quasi-s-parallelen Mikrofugennetzes durch Antimonit.

Während es verbreitet gering deformierte Feinlagen zu finden gibt, sind die netzförmigen Minera-

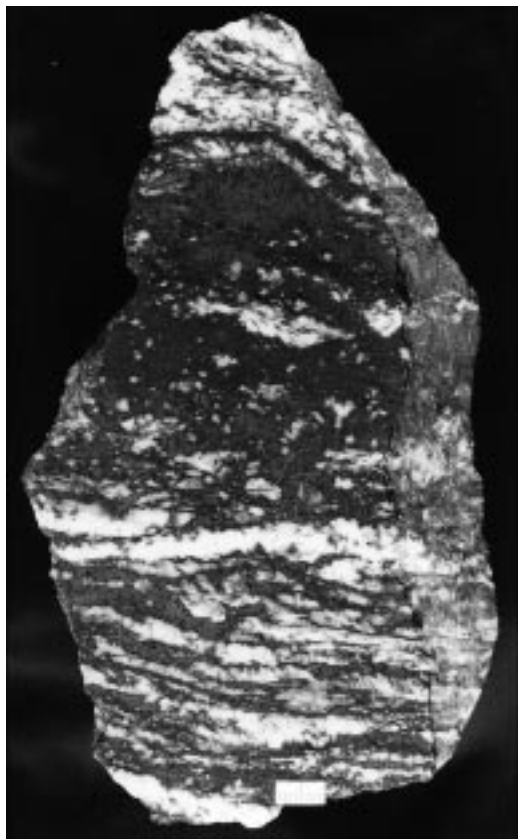
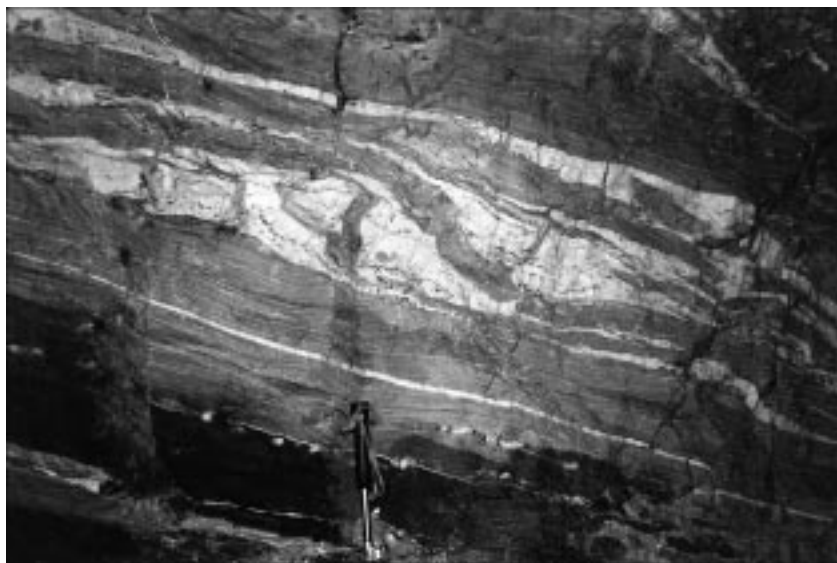


Abb. 196.
Unter den aus dem Ausgangsstadium erhaltenen sedimentären Erzgefügen bilden Erosionsdiskordanzen mit Schrägschichtung und polare, bzw. geopetale Gefüge trotz der metamorphogenen Abbildungskristallisation wertvolle genetische Befunde.
Erzstück aus Erzlager V7.

isationen durch allmähliche Entwicklung aus dem wenig beschädigten Erz als eindeutige Abwanderung aus den Erzfeinlagen in das Rupturennetz ableitbar. So liegt zweifellos eine syndeformative Netzwerkvererzung mit Anteilen von Deformationsbreccie vor. Die Stoffverschiebungen sind teils mechanischer Ursache, teils durch chemische Mobilisation erklärbar. Die Anwesenheit von Resten laminierter Feinquarzits, von grob-



kristallinen Antimonit- und Quarzteilegefügen mit zonar gewachsenen Subindividuen, starke Gitterbeschädigung und feinstkörnige Antimonit- und Quarz-Rekristallisate dokumentieren den mehrphasigen, komplizierten Deformations- und Kristallisationseinfluss.

24. Lauf

Weitere gute Befunde, die den fortschreitenden Sedimentaufbau mit der externen Anlagerung und Anreicherung von Erzmineralen erkennen lassen, bietet das bis zu maximal 1,50 m Mächtigkeit beobachtete Erzlager V7 (Abb. 197) in mehreren Aufschlüssen unter Tage, so z.B. am 24. und 27. Lauf. Es ist vor allem durch die weiße, im zweidimensionalen Bild bänderartige, schichtige Scheelit- und Quarz-Anreicherung im grünlichgrauen „gebleichten“ Schiefer gekennzeichnet, der seinerseits im Liegenden und Hangenden von dunkelgrauem chloritischem Hämatit-Quarzitschiefer unter- bzw. überlagert ist. Das Erzlager führt immer auch Pyrit, etwas Arsenkies, Baryt, bereichsweise ist auch Antimonit wesentlich an der Erzzusammensetzung beteiligt.

Das dunkelgrau-schwarze laminierte Leitsediment Hämatit-Quarzitschiefer im Liegenden besteht aus feinlagig wechselndem authigenem Quarz (Feinquarzit), bis zu etwa 10 % Hämatit in Form von Kristallblättchen und kleinen Aggregaten, Rutil, Ankerit und detritischem Sericit, spärlich Semigrafit sowie den Schwermineralen Zirkon, Turmalin, Rutil, Apatit.

Die im Allgemeinen scharfe, schichtparallele, lokal auch diskordante Grenze zum darüber folgenden hellgrauen Sericitschiefer ist durch nahezu unvermitteltes Aussetzen des Hämatits verursacht. Die anderen authigenen und allothigenen Komponenten hingegen setzen sich ins Hangende zu fort und erfahren durch Beteiligung von authigenem Ankerit, Dolomit, Calcit, Pyrit und Sericit(-Neubildung) eine Bereicherung. Bemerkenswert sind linsenförmig in Feinschichten auftretende Pyrit-Ansammlungen, die sich auffallenderweise auch durch stärkere Ankeritbeteiligung auszeichnen. Hämatit hingegen ist in diesem Milieu ein außerordentlich seltener Partner und gewöhnlich nur im Kern von Ankeritidioblasten als Pigment enthalten.

Dieser dolomitisch-ankeritische und quarzitisches Sericitschiefer bzw. Sericitquarzit (kieseliger Sericitschiefer) bildet nicht nur das Begleitgestein, sondern ist selbst das Erzträgergestein und bildet demnach mit Pyrit, Quarzit und Scheelit eine auffällige Wechsellagerung. Dass hierbei durch die teils alternierende, teils gemeinsame mechanische und chemische Anlagerung in der polar wachsenden Folge auch geopetale Gefüge, Schichtdiskordanzen mit Schrägschichtung, ss-Internegefüge, syndiagenetische faltende und rupturale Verformungen, lokale s-diskordante Fugenkristallisate und schließlich auch noch postdiagenetisch-tektonische Durchbewegungen des Erzschieferverbandes mit der Folge von metamorphogener Überprägung auftreten, sollte nicht wundern und als natürliche Folge der sich in der Entwicklung überlagernden Deformations- und Kristallisationseignisse verstanden werden.

Das „Erz“, als Sammelbegriff für Erzminerale, Begleitminerale und Nebengesteinsanteile, also als metallhaltiges Gestein, bietet in diesem Erzlager eine Menge von Feinheiten, die bei freisichtiger Betrachtung des Aufschlusses kaum zur Geltung kommen: So etwa feine Wechsellagerungen der Erzparagenese: am auffallendsten freilich Pyrit und Arsenkies im

Abb. 197.
Eine Ausbildungsvariante des Erzlagers V7 (am 24. Lauf) mit Hämatitquarzit (grauschwarz, im Liegenden), darüber das Erzträgergestein Sericitquarzit mit Quarzit, Scheelit, Pyrit, Arsenkies, Ankerit, mit zwischengelagertem Sericit, Chlorit, Rutil, in Form relikter sedimentärer Anlagerungsgefüge.

Feinquarzit, die schichtparallel gelagerten und zu Schollen zerbrochenen Tafeln der sammelkristallisierten Scheelitkristalle im Grobquarzit, die grobkristallinen Quarzitlagen mit zwischengeschalteten rutilreichen Sericitfilmen und -laminae (Abb. 139) und Ankeritblasten in lagiger Anreicherung. Die eingeschalteten Nebengesteinsminerale markieren in vorzüglicher Weise auch den ursächlichen Verlauf der Schichtung in den weißen grobkristallinen Quarz-Scheelit-Lagen. Das analoge Bild bietet sich auch im opaken Milieu von Antimonitzwischenlagen an, die ihrerseits durch Feinlagen von Pyrit, Sericit mit Rutil, Quarzit und Scheelit den ausgezeichneten Eindruck eines relikten chemischen Sedimentes mit mechanisch sedimentierten Anteilen vermitteln.

27. Lauf

Ein anderes aussagewichtiges Aufschlussbild liefert eine Biegegleitfalte im Zehnermeterbereich. Das Erzlager V7 am 27. Lauf ist mitsamt seinen liegenden und hangenden Leitschichten (Hämatitquarzit, Chlorit-Sericitschiefer) in eine stark eingeeengte Biegegleitfalte umgeformt. Das hatte weitere Deformationsfolgen und eine Stoffmobilisation zur Folge. Vor allem im Muldenkern der mit 30° nach NNE geneigten Synklinalfalte ist das Nebengestein zu einer tektonischen Deformationsbreccie zerbrochen und das entstandene Fugennetz vererzt. Es besteht kein Zweifel, dass hier syntektonische Metallmobilisation aus dem Erz des Schichterzkörpers stattgefunden hat und nach Fluidzirkulation eine Neuausscheidung im Fugennetz der Breccie mit einer „reineren“ Mineralparagenese erfolgt ist. Dieses Beispiel möge einen Teil jener Fälle erklären, die nach Aussage der Bergleute eine Zunahme der Vererzungsintensität in den Faltenscharnieren verursachen.

Nach all diesen Gefügeveränderungen sieht dann der Erzkörper, nämlich das ehemalige Erzlager, bei Bestrahlung mit kurzwelligem U.V.-Licht im Grubenaufschluss wie in Abb. 50 (49) aus. Und man muss zugeben, dass allein nach solchen Makrobefunden bestenfalls Vermutungen und Meinungen, aber keine exakten Aussagen über die Erzgenese zu machen sind.

Im Hangenden des Erzlagers V7 setzen schließlich die schichtigen Erzminerallagen aus und die Sedimentation bildet in Form des ankeritführenden, quarzitisches Sericitschiefers die Fortsetzung.

4. Lauf

Eine Aufschlussituation im Erzkörper V7 am 4. Lauf beginnt im Liegenden mit dunkelgrüngrauem bis schwarzem, laminiertem Schiefer. Dieser erweist sich u.d.M. als Hämatit-Sericit-Chlorit-Quarzitschiefer, der nach oben in das Hangende zu mit teils scharfer, teils unscharf-diffuser Grenze in gelblichgrauen Ankerit und Pyrit führenden Chlorit-Sericit-Quarzitschiefer übergeht. Weißgraue und gelblichgraue Laminae des mm- bis cm-Bereiches unterscheiden sich hauptsächlich im Quarz- und Sericit-Gehalt. Graugrüne Feinlagen enthalten zusätzlich Pyrit, z.T. von Arsenkies begleitet. Ungefähr nach s ausgerichtete, aber wolkig-diffuse dunkle Flecken erweisen sich ebenfalls als pyritreich und machen metasomatische Platztauschvorgänge wahrscheinlich. Subparallel zur Feinschichtung schneidet eine mit Quarz und Dolomit mineralisierte feine Spalte mit scharfen Grenzkonturen die Laminae spitzwinkelig, ohne dass eine Verschiebung erkennbar wäre. An Schwermineralien sind immer Turmalin, Zirkon und Rutil zu identifizieren. Gelbstichige Farbvarianten haben ihre Ursache am starken Anteil von Rutil-Mikrolithen im Sericit und Chlorit.

Wenige Dezimeter im Hangenden folgt eine farblich und im Gefüge auffallende, 25–30 cm mächtige, wechselnde weiße Schichteinschaltung von Quarzit mit Scheelit, Pyrit und Gold, weiters Baryt und Dolomit sowie im obersten Abschnitt etwas Antimonit. Das Gefüge dieser verschiedenen verformten schichtigen Fremdmineralisation erweist sich teils als synmetamorphe Deformationsbreccie, teils als synsedimentäres Reliktgefüge mit Erosionskonturen, polar geopetalem, parallel und schräggeschichtetem Aufbau der Schichtung mit wechselndem Anteil mechanischer und chemischer Anlagerung, bzw. wechselndem Anteil von Normalsediment und Fremdmineralparagenese.

Über diesen Scheelit-Quarz-Erzlagen folgt noch weiter für 4 cm der gelblichgraue Chlorit-Sericit-Quarzitschiefer, lagenweise mit vermehrtem Hämatit, der sich nach Erreichen von 57 cm Mächtigkeit durch plötzliche Zunahme des Hämatit- und Chloritgehaltes als dunkler grauer Schiefer in das Hangende fortsetzt.

In einem anderen, demselben stratigraphischen Niveau zugehörigen Aufschluss mit zwei in Biegefallen des dm-Bereiches gelegten weißen Quarz-Scheelit-Pyrit-Zwischenschichten, erscheint der dazwischenliegende Chlorit-Sericit-Quarzitschiefer durch dunkle hämatitreichere und weiße Quarzit-Laminae noch weiter gegliedert. Bemerkenswert ist die Anwesenheit von etwas Pyrit und Arsenkies in fast unmittelbar mit dem Hämatit wechselagernden Laminae. Liegend und hangend sind überwiegend dunkelgrüngraue, laminierte pyrit- und chloritreiche Sericit-Quarzitschiefer entwickelt. Stellenweise zeigen sich vom überlagernden grünscharzen Schiefer aus nach unten kleinräumig polare, gut konturierte sack- und trichterförmige Vertiefungen im dm-cm-Bereich in der weißen Quarzit-Dolomit-Scheelit-Bank, deren Reliefoberfläche mit feingeschichtetem dunkelgrüngrauem Schiefer geopetal aufgefüllt und unbeschädigt überlagert erscheint (Abb. 47). Wir beurteilen diesen Befund als wichtiges erhaltenes Merkmal für synsedimentäre Gestaltung einer externen Sedimentbauzone.

Das Niveau des Erzlagers V7 bringt in einer stratigraphisch etwas höher gelagerten Sedimentpartie ein geringmächtiges Antimonit-Scheelit-Pyrit-Erzlager mit grobkristallinem Quarzit. Trotz der derbkristallinen massigen Ausbildung des Erzes ist der kristalline Lagenbau im Großen, aber auch im Kleinen noch erhalten (Abb. 178). Die Mikrobilder dokumentieren starke ss-parallele Verschiebung, die zu extremer inter- und intragranularer Korndeformation in den Teilgefügen Antimonit und Quarz mit Auswirkungen von Kornlängung bis zu teilweiser Mylonitisierung und starker Undulation geführt hat. Antimonit und Quarz zeigen auch noch in vielen Schieferungsflächen deutliche postdeformative Rekristallisation in Form von Kleinstkörnern. Scheelit und z.T. Pyrit reagierten auf die Deformation mit Kataklyse von schichtigen grobkristallinen Krusten.

Der damit schon arg deformierte Erzbereich weist zusätzlich neben der Hauptschieferung s_1 (= ss) noch eine „bankrechte“, also rechtwinkelig zur Schichtung entwickelte Mikrozerklüftungschar auf. Die Haarrisse sind mit Quarzit, Pyrit und Scheelit verheilt. Diese Minerale stellen somit im Vergleich von Deformation und Kristallisation mehrere Generationen vor, die sich im Gefügebau unterscheiden.

Erzlager V8 (26. Lauf)

Dieses Erzlager zeigt in einem Aufschluss am 26. Lauf eine bis über 1,50 m mächtige Abfolge mit Antimonit und Scheelit im Verbands von Quarzit und Karbonat. Antimo-

Abb. 198.

Das auffallend polymineralisch aufgebaute Erzlager V4 (am 26. Lauf) enthält auch Tetraedrit, was in oxidierten Bereichen zu grünen und blauen Farben durch Malachit und Azurit führt.

Die Schwarz-Weiß-Darstellung kann den schönen Farbeindruck, vor allem im unregelmäßig, netzförmig vererzten Bereich, nicht vermitteln.

nit-Schichten mit einer Dünne von mm- bis cm-Ausmaßen erscheinen teilweise verbogen und häufig in Schollen fragmentiert. Der Lagenbau als Nachfolgegefüge der Schichtung ist im Quarzit-Scheelit-Lager trotz Grobkristallinität noch deutlich lokalisierbar und an feinen Nebengesteinslagen bestätigt. Aus einer etwa 30 cm mächtigen Antimonitschicht entwickelt sich im streichenden Verlauf eine polare Antimonit-Wanne mit Vertiefung in den Quarzit. Als Folge ergibt sich eine Diskordanz offenbar durch Lösungserosion, während sich die Obergrenze des Antimonitlagers ungefähr schichtparallel fortsetzt und unmittelbar von etwa noch 20 cm Quarzit überlagert ist. Liegend und hangend dieses Erzlagers nimmt hell- und dunkelgrauer, deutlich laminierter ankeritischer Sericit-Quarzitschiefer und dunkelgrüngrauer Chlorit-Hämatit-Quarzitschiefer die Position ein.

Der praktisch monomineralische kristalline Antimonittektonit zeigt bei kritischer Beobachtung den inhomogenen Feinlagenbau infolge tektonischer Einregelung der feinstengeligen Kristallite in die Hauptschieferungsfläche und infolge Korngrößenwechsels. Die diskrete Mitbeteiligung feinsten Quarzlagen verrät diese Schieferungsfläche als ehemalige Schichtfläche: ein Beispiel dafür, dass selbst in Derberzkörpern so manche Relikte von Vorgängergefügen zu finden sind, welche in günstigen Fällen die Spur zu einer korrekten Erklärung des Korngefüges weisen.

Zur Kontrolle der Aussage ist sinnvollerweise noch die Übereinstimmung mit dem Gefügeverband im Aufschluss zu überprüfen.

Erzlager V4 (26. Lauf)

Das lokal sehr mineralreiche Erzlager V4 (Antimonit, Bleiglanz, Zinkblende, Tetraedrit, Pyrit, Arsenkies, Bournonit, Boulangerit, relativ wenig Scheelit, 7–8 ppm Gold, Quarz) ist von den bekannten Leitschichten begleitet. Es handelt sich um den etwas Chlorit- und Sericit-führenden dunkelgrau-schwarzen Hämatit-Quarzitschiefer, bisweilen mit purpurrotem Farbstich und den unmittelbar erzbegleitenden grauen bis grünlichgrauen, Chlorit, Pyrit, Ankerit führenden Quarzit-Sericitschiefer („gebleichter Schiefer“). Die durchschnittliche Mächtigkeit des Erzes ist mit 0,5 m angegeben. Je weniger Pyrit und je mehr Sericit bzw. Chlorit beteiligt sind, um so heller erscheint das Gestein makroskopisch und wechselt folglich die Farbe auf hellgrüngrau. Rutilpigment in den Glimmer-Chlorit-Filzen führt ebenso wie limonitisierte Ankeritblasten zu gelblichbraunen Farbvarianten.

Das schichtig eingeschaltete Erz zeigt im chemisch angereicherten Lagenbau über weite Strecken eine deutliche Feinschichtfolge (Abb. 198). Die nähere Untersuchung zeigt unter Vergrößerung sowie unter dem Mikroskop die innige Zusammengehörigkeit der Erz- und Begleitminerale mit dem Nebengestein (Abb. 200). Die im Lokalbereich flächig konstante Wechsella-



gerung in mm–cm-Ausmaßen besteht z.B. aus 2–3 cm Antimonit, mechanisch vermengt mit raptuell deformierten Grobquarzit-Aggregaten, abgelöst von 1–3 cm Pyrit, ebenfalls vermengt mit deformierten Grobquarzit-Aggregaten sowie mit Antimonit. Darüber folgen eine 5–7 mm dünne Quarzitlage, eine bis 5 mm dünne Pyritlinse, 1 cm Quarzit, 2–5 mm Antimonit mit etwas Pyrit verwachsen, 5 cm Quarzit, 5–15 mm Antimonit mit zerscherten Quarzitaggregaten, 5–15 mm Quarzit mit mm-feinen Antimonit-Häuten, 15–20 mm Antimonit, 3 cm Quarzit mit schräg zu s verlagerten und zerrissenen Antimonit-Häuten und feinem Fugennetz mit Antimonit in 2 cm breiter Quarzitlage infolge mechanischer Durchbewegung im cm-Bereich.

In einem anderen Teilbereich des Erzlagers (Abb. 198) liegt eine Antimonit-Netzwerkmineralisation vor (Abb. 199). Es handelt sich um eine Quarzit-Deformationsbreccie mit fugenzementierendem Antimonit. (Quarzitektonit geregelt mit postkristalliner Fältelung, und z.T. postdeformatives Neukristallisieren der plattigen Quarzkristalle) (Abb. 200).

Eine andere Lokalität dieses mineralreichen Erzlagers V4 (Abb. 198) liegt zwischen den bekannten Leitschichten: dem dunkelgrauen sericitisch-chloritischen Hämatit-Quarzitschiefer und unmittelbar im hellgrüngrünen, ankeritischen, quarzitischem Sericitschiefer, der durch Limonitisierung gelblichbraun verfärbt ist. Der untere, 40 cm dicke

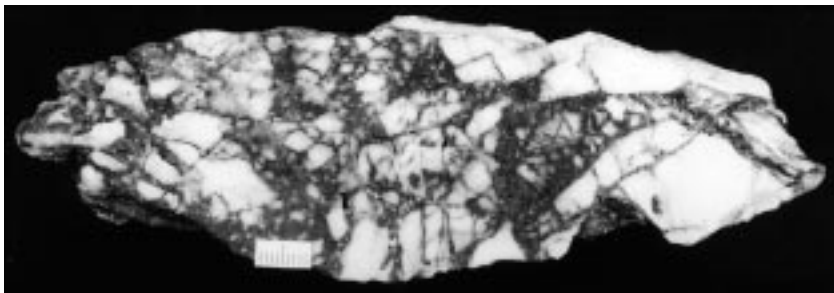


Abb. 199.

Antimonitvererzung im Fugennetz einer Quarzit-Deformationsbreccie.
Erzkörper V4 am 26. Lauf.

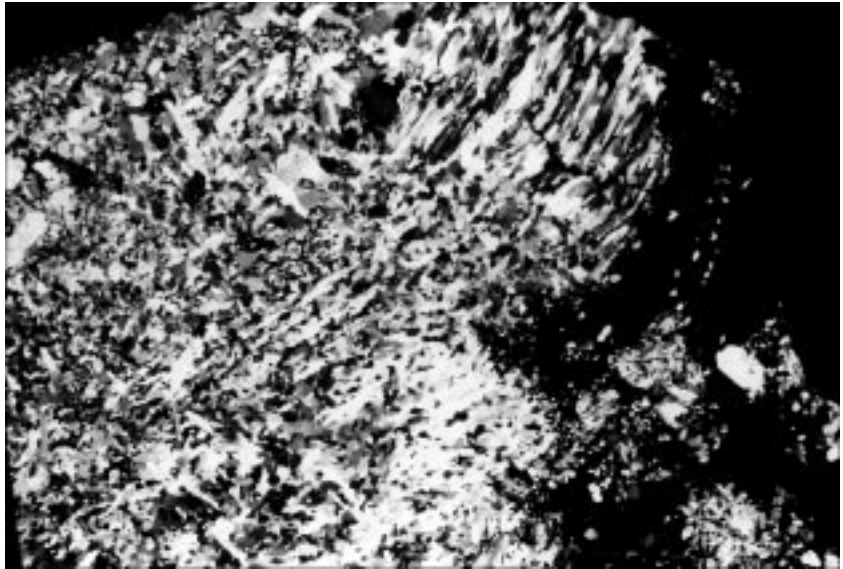
Abb. 200.

Netzförmige Antimonitverteilung an der Grenze einer Quarzit-Antimonit-Lage nach ruptueller Deformation.

Antimonit: schwarz; Quarz: je nach Schnittlage weiß, grau, grauschwarz.

Dünnschliff, Nicols +.

Natürl. Größe 25×16,7 mm.



Abschnitt des Erzlagers besteht aus dominierendem grauweißem Quarzit, der zufolge Pyritverwitterung bräunlichgelbe Verfärbung aufweist. Noch auffallender, weil seltener, ist die deutliche Grünfärbung dieser Partie, welche auf die Anwesenheit von Cu-Mineralen aufmerksam macht. Die Ursache ist im stark vertretenen Malachit dieser lokalen Oxidationszone zu suchen. Diese Quarzitbank ist durch mm- bis cm-dünne Antimonitlagen gegliedert, was übrigens auch in der angedeutet lagigen Malachit-Verteilung zur Geltung kommt. Das darüber kräftig entwickelte opake Erzband aus Antimonit weist freisichtig wahrnehmbar feinschichtige Einschaltungen von Quarzit auf, und ist durch die Mitbeteiligung der oben genannten Sulfide außergewöhnlich zusammengesetzt. Über dem Erzlager zeigt der begleitende quarzitischer Sericitschiefer deutliche Schichtung durch weiße Quarzitbänder mit mm- bis cm-Ausmaßen und subtile lagige Farbunterschiede durch Sericit-Feinlagen.

Erzlager V4: Scheeliterzkörper

Eine für die genetische Beurteilung des Erzes im Allgemeinen und für Scheelit im besondern wichtige Lokalität stand im Sommer 1994 im Abbau (Abb. 167). Das feinstreifig-schichtige und von einer engständigen Zerrkluftschär durchsetzte Makrogefüge zeigt die Paragenese Scheelit, Quarz, Antimonit, Pyrit, wobei der Scheelit vor allem bei Bestrahlung mit kurzwelligem U.V.-Licht durch die hellblaue Lumineszenz großartig in Erscheinung trat. Besonders auffallend waren dabei die im Normallicht nur weißen Scheelit-Quarz-Verheilungen der Kluftschär, während die feinschichtige Streifung im allgemeinen nur durch subtile, teilweise unterbrochene Scheelit-Lumineszenz sichtbar war.

Das z.T. mineralreiche Erzlager V4 bringt also offensichtlich in manchen Grubenabschnitten auch das W-Mineral Scheelit mit lagigem Erzaufbau in bedeutendem Umfang zur Geltung. Das Beispiel vom 9. Lauf lag in einer schwach karbonatischen, quarzitischer-tonigen Fazies der Madiyi-Formation. Die einige Meter mächtigen Erzlagenbaue gab es in Größenordnungen von Millimetern bis Dezimetern. Sie stellen einen überzeugenden Beweis für ursprünglich progressiv-schichtigen Aufbau eines Erzsedimentes dar. Rutilreiche Chlorit-Sericit-Ankerit-Dolomit-Zwischenlagen vervollständigten das gemischt chemisch-mechanische Anlagerungsgefüge.

In einem Scheelit-führenden Teilbereich wurde auch eine begleitende grüne Chlorit-Zwischenschichte gefunden. Es gibt zwar viele Gesteine und Erze mit den Nebengemengteilen Ankerit und Dolomit ohne Beteiligung von Scheelit, aber die Anwesenheit von Scheelit fällt häufig mit dem Vorhandensein dieser Karbonate zusammen. Die Bildung von Scheelit ist logischerweise an das Vorhandensein von Ca gebunden. Calcit spielt als Mineral in diesem Zusammenhang aber nur eine unauffällige Rolle.

Die diskreten Feinheiten eines primär submarin sedimentären Erzaufbaues kommen in der alternierenden polaren Ausfällung von Erz- und Begleitmineralen, bzw. in deren Interngefügen, in verschiedenen Raumrhythmen der Anlagerung, mit Einschaltung von detritischen Verunreinigungen (Sericit, Chlorit, Quarz, Semigrafit, Schwerminerale) zum Ausdruck, wie überhaupt der Sedimentaufbau, insbesondere der mechanisch sedimentierte Anteil in Fein- und Grobrhythmen, mächtige Abfolgen beherrscht.

Beste Erzgefüge im Mikrobild vermitteln die Hauptkomponenten Quarz, Pyrit, Antimonit und Scheelit. Diese Vergesellschaftung gibt dem aufmerksamen Beobachter Relikte des sedimentären Ausgangsstadiums zu erkennen, einschließlich synsedimentärer Verformungen und mehrerer metamorphogener Kristallisationen bis zu jüngsten Kristalliten. Ganz enorm ist die mikrorupturelle Deformation von plattenförmigen, der Feinschichtung angeglichenen, sammelkristallisierten Großkristallen (1,7 mm lang) von Scheelit und die offenbar jüngste Kristallisation in den Fugen mit hauptsächlich Quarz, Scheelit und Calcit. Aber auch Baryt und Apatit gehören der jüngsten Kristallisationsphase an.

Das unter und über dem mehrere Meter mächtigen Erzkörper durch allgemeine Übergänge lagernde Nebengestein enthält die Paragenese Quarz, Dolomit, Ankerit, Sericit, Chlorit, Pyrit, Rutil. In den schichtigen Übergängen zum Erzkörper sind zusätzlich Spuren von Scheelit und Baryt enthalten.

Bei den engständigen weißen Klüften handelt es sich um eine typische Zerrkluftschär mit kurzstreckigem Verlauf im dm- bis m-Bereich. Dem ist noch hinzuzufügen, dass der mikroskopische Befund die gleich orientierte Fugenschär im cm-mm-Bereich zu erkennen gibt. Die räumliche Lage dieser bankrechten Rupturen dürfte mit Wahrscheinlichkeit einer *ac*-Stellung entsprechen, wenn gleich allerdings in diesem Aufschluß die *B*-Achsenorientierung nicht überprüft werden konnte. Syntektonische Anlage sollte nicht bezweifelt werden.

Die Auskleidung dieser Zerrfugen erfolgte wandständig durch Quarz, Scheelit, Karbonat und Baryt (Abb. 168–171). Manchmal ist eine sehr geringe Verstellung der Kluftwände an der Feinschichtung erkennbar. Die meist glattwandigen, scharf konturierten Rupturen sind in seltenen Fällen von reliefartigen Ausbuchtungen der Wände oder überhaupt durch Materialbrücken unterbrochen.

Das führt in zufälligen Schnittlagen jeder Größenordnung zu scheinbar schlecht erklärbaren Motiven. Zudem beweisen Makro- und Mikrobefunde in Teilbereichen verbreitete postrupturelle und postkristalline, also abermalige Deformation durch Reaktivierung der Hauptschieferung (s). Diese führte durch affine und nichtaffine Teilbewegungen zu unscheinbaren bis deutlichen Scherfalten und partiell zu neuerlicher Stoffmobilisation und abermaliger Neukristallisation in den Spalten (Quarz, Scheelit, Baryt). In der Spaltenverheilung fällt verschiedentlich eine selektive Stoffbeteiligung aus dem angrenzenden Gestein auf, die durch Lateralsekretion erklärbar ist (Abb. 169, 170, 171).

Nun war bewusst vorerst nur von den jungen und jüngsten mechanischen und chemischen Teilbewegungen im Erzkörper die Rede. Der ausschlaggebende genetische Hauptbefund aber wird von dem als grau-hellgrauweiß unscheinbar aussehenden, feinkörnig getarnten Metasediment geliefert. Zunächst sein allothigener und authigener Mineralbestand: detritischer Sericit, etwas Chlorit, authigener Quarz, Dolomit, Ankerit, Pyrit, Arsenkies, Zinkblende, Rutil, Baryt, sowie detritisch Turmalin, Zirkon und Apatit.

Das Gestein zeigt allenfalls Feinschichtung, bankweise auch Raumrhythmik im dm-cm-mm-Bereich in verschiedenen Abständen. Sie fällt durch die Hell-Dunkel-Lamination auf. Ursache ist der detritische und authigene Komponentenwechsel. An der Dunkelfärbung sind Pyrit, Arsenkies, Sericit, Chlorit, z.T. gemischt mit Feinquarzit, mit verschiedenen Anteilen beteiligt. Helle und weiße Lagen und Fugenfüllungen bestehen meist aus Scheelit und gröberkristallinem Quarz sowie etwas Karbonat (Dolomit, Ankerit, Calcit). Gelblichgraue Feinlagen weisen auf erhöhten Rutilgehalt oder/und auf teilweise zu Goethit verwitterten Ankerit. Bisweilen kann man detritische Quarzkörnchen im Sedimentaufbau identifizieren.

Hervorzuheben sind einerseits lagenweise wenig beschädigte Parallelgefüge und auch Beispiele für Schrägschichtung (Abb. 82, 97, 99, 100), andererseits durch Schieferung verlagerte, verschleppte Teilgefüge, teils als Fältelung, teils als Fragmentierung, die bis zu Breccierung und Mylonitisierung reichen. In allen diesen Fällen spielt die unterschiedliche Teilbeweglichkeit der Gefügepartner und ihrer Mineralaggregate eine wesentliche Rolle. Das relativ starre Verhalten von Scheelit- und Karbonatkrusten z.B. zwischen Glimmer- und Chloritfilzen und -häuten kommt dabei auffallend zur Geltung.

Meist schwierig und manchmal unmöglich zu unterscheiden sind syndiagenetische von postdiagenetisch-tektonischen Verformungen, vor allem im Falle sich überlagernder Ereignisse. Aber es gibt auch durch Merkmale belegte eindeutige Befunde, die mit Vorsicht verallgemeinert werden dürfen. Beide, erdgeschichtlich-zeitlich weit getrennte Deformationen sind aber für genetische Aussagen über die Lagerstättenentwicklung enorm wichtig.

Zusammenfassend beurteilt sollte dieses Kapitel die enge Zusammengehörigkeit von Begleitsediment und Erzanreicherungen, also die gemeinsame Entwicklung im Rahmen einer syndensimentären Genese demonstrieren. Denn in der bisher einschlägigen Literatur kommt der traditionellen Hang nach epigenetischer Lagerstättenentstehung gravierend zum Ausdruck, wobei die verschiedensten Erklärungen und Meinungen vertreten sind – nur nicht die den Beobachtungen der Makro- und Mikrobefunde entsprechende einfachste Erklärung. Erst in allerletzter Zeit waren in der chinesischen Literatur sehr ver-

einzel Vermutungen und Aussagen zu finden, welche die Zuordnung der Metallanreicherung zu einem ursprünglichen sedimentären Stoffaufbau erwähnen. Wir liefern hierzu die Beweise auf Grund von Gefügemerkmalen aller Größenordnungen. Die mechanische Anlagerung des detritischen psammitischen, siltigen und pelitischen, aus dem Einzugsgebiet herantransportierten Materials und die authigene Ausfällung einiger typischer sedimentärer Minerale wie Karbonate und Pyrit bauen gemeinsam mit den in mehreren zeitlichen Phasen außergewöhnlich extrusiv zugeführten „Fremdelementen“, nämlich den Metallen W, Sb, Au, Fe, Cu, Pb, Zn, in diesem Falle in Form von authigener chemischer Anlagerung und Anreicherung Schichte für Schichte das Metallsediment. Diese Beurteilung muss selbstverständlich die diagenetischen und metamorphogenen Veränderungen und die tektonische Weiterentwicklung der Lagerstätte miteinbeziehen.

5.8. Geochemische Untersuchungen

Bekanntlich findet die große Variabilität der Genese sedimentärer Gesteine in mineralogischer, petrographischer, gefügemäßiger Sicht sowie auch im geochemischen Verhalten ihren Ausdruck. Der Versuch, unsere petrographisch verhältnismäßig monoton zusammengesetzten, aber außerordentlich mächtig aufgebauten klastischen, metamorphen Sedimente des mittleren bis oberen Proterozoikums durch den Einsatz analytischer geochemischer Methoden chemofaziell zu charakterisieren steht keineswegs auf einem Nebenschauplatz der Forschung. Denn die Entwicklung dieser Sedimente mit Einschaltungen vulkanogener Produkte bzw. Umwandlungsprodukte und völliger Fremdeinlagerungen von Metallen steht sowohl für die geochemische Grundlagenforschung als auch für die praxisbezogene, angewandte Forschung in einer möglichen erklärungsbedürftigen Beziehung zur Lagerstättenbildung. Dieser Art stellt also der geochemische Beitrag im Zuge der vielseitigen geowissenschaftlichen Beschreibung und genetischen Interpretation der Lagerstätte samt Begleitgesteinen eine wesentliche Ergänzung der Bildungs- und Entwicklungsgeschichte des fast fossilfreien Gesteinskomplexes dar.

5.8.1. Lithochemie der proterozoischen Meta-Sedimentgesteine

Haupt- und Spurenelemente lassen einen Schluss auf Herkunfts-, Sedimentations- und Entwicklungsmerkmale des in den Sedimenten deponierten Mineral- und Gesteinsmaterials samt den authigenen Mineralphasen zu. Dieser Problemkreis gliedert sich in:

- Typus und Beschaffenheit des detritischen Herkunftsmaterials, Herkunftsgesteine
- Verwitterungsmerkmale
- Plattentektonische Situation des Sedimentationsraumes

Für die Analysen der Haupt- und Spurenelemente in den Begleitgesteinen wurden die Proben aus „Schiefern“ (Tonschiefern, wie Sericitschiefer, Sericit-Chloritschiefer, Sericitquarzschiefer), von „Phylliten“ dieser Typen und entsprechenden meta-psammitischen und -siltigen Schiefern und Phylliten sowie Meta-Grauwackentypen herangezogen. Es wird auch daran erinnert, dass nach dem petrographischen Befund viele dieser Gesteine einen gewissen Gehalt von authigenen Mineralausscheidungen aufweisen, vor allem Varietäten von Pyrit, von An-

kerit und Dolomit. Die Probenaufsammlung wurde, den Geländeaufschlüssen entsprechend auf die Gesteinstypen abgestimmt. Davon wurden für diese Analytik über 100 charakteristische Proben herangezogen.

5.8.1.1. Hauptelemente

Die Zusammensetzung der Hauptelemente wird von mehreren Faktoren kontrolliert: von der Erosion und Verwitterung am Ausgangsort der Komponentenherkunft, vom Transport, von der Sortierung, Sedimentation des Gesteins- und Mineraldetritus sowie der Ausfällung authigener Komponenten, von der Mitwirkung eventueller biogener Aktivitäten und von der Diagenese. Im metamorphen Milieu kommen schließlich auch noch metamorphogene Einflüsse hinzu. Im Rahmen des geochemischen Stoffkreislaufes wird das Gesteinsmaterial auf ein energetisch tieferes Niveau reduziert. Der allgemeine Trend der geochemischen Differentiation wird allerdings durch die Metamorphose in unterschiedlichem Maße wieder rückgängig gemacht. Dadurch und auch unter Berücksichtigung, dass die Gesteine zum Teil sehr komplexe Naturkörper und oft von mehreren Ereignissen geprägt sind, wird die Interpretation geochemischer Daten oft zu einer schwierigen Aufgabe, manchmal mit mehrdeutigen Ergebnissen. Die Aussagekraft kann allerdings durch die Mitheranziehung petrographischer Ergebnisse präzisiert werden.

Auf Grund einiger chemischer Hauptfaktoren, betreffend die Hauptelemente und gewisse Spurenelemente, kann auf die provinzielle Zugehörigkeit des Sedimentationsraumes im großen Rahmen der jeweiligen plattentektonischen Position geschlossen werden (PETTJOHN et al., 1986; BLATT et al., 1980; BHATIA, 1983; TAYLOR & MCLENNAN, 1985, 1995; MCLENNAN et al., 1995). Auf diese Weise könnte eine genetische Beurteilung der Fazies versucht werden.

Die Zusammensetzung der Hauptelemente unserer proterozoischen Sedimentgesteine variiert, wie aus der petrographischen Voruntersuchung (Kap. 5.4.) bekannt ist, in weiten Grenzen (Tab. 11). Sie ist charakterisiert durch einen mittleren Gehalt an SiO_2 , das Verhältnis

$\text{K}_2\text{O}/\text{Na}_2\text{O}$ (Abb. 201b) und einen relativ hohen Gehalt an Fe_2O_3^* (= Fe gesamt) + MgO (Abb. 201). Die meisten Proben weisen einen niedrigen Gehalt an CaO (meist <1 %) und ein hohes Verhältnis $\text{Al}_2\text{O}_3/(\text{Na}_2\text{O}+\text{CaO})$ (meist >4) auf. Damit kommt die Seltenheit primärer Karbonatminerale in diesen Gesteinen zum Ausdruck.

Im Verhalten von Sandstein zu Tonchiefer sind die Schiefer durch niedrigeren SiO_2 -Gehalt, aber höheren K_2O -, Fe_2O_3^* (= Fe gesamt) + MgO- und Al_2O_3 -Gehalt gekennzeichnet. Damit kommt die hohe Beteiligung von Tonkomponenten und der Gehalt an mafischen Komponenten zur Auswirkung. Die analysierten Proben (Abb. 202) zeigen eine negative Korrelation von:

$\text{SiO}_2/\text{TiO}_2$	($r = -0,60$)
$\text{SiO}_2/\text{Al}_2\text{O}_3$	($r = -0,77$)
$\text{SiO}_2/\text{Fe}_2\text{O}_3$	($r = -0,71$) (= Fe gesamt)
SiO_2/MnO	($r = -0,34$)
SiO_2/CaO	($r = -0,50$)
SiO_2/MgO	($r = -0,64$)
$\text{SiO}_2/\text{Na}_2\text{O}$	($r = -0,01$) das Verhältnis $\text{SiO}_2/\text{Na}_2\text{O}$ streut unregelmäßig
$\text{SiO}_2/\text{K}_2\text{O}$	($r = -0,54$)

Das Ergebnis zeigt weiters, je höher der SiO_2 -Gehalt ist, um so weniger instabile Komponenten wie Feldspäte und andere Mineralkomponenten sind im Gestein enthalten. Die deutlich negative Korrelation von SiO_2 zu CaO und MgO lenkt zur Aussage, dass sowohl detritische als auch Matrix-Karbonatanteile primär, nicht sekundär, am Sedimentaufbau beteiligt sind, weil der Einfluß von sekundären Karbonaten eine Streuung von SiO_2/CaO und SiO_2/MgO bewirken würde (FENG & KERRICH, 1990; GU, X.X., 1994, 1996a,b).

5.8.1.2. Spurenelemente

5.8.1.2.1. LIL-Elemente (Large ion lithophil elements)

Die Gehalte von Rb, Cs, Sc und Sr zeigen große Streuung (Tab. 12; Abb. 203) sind aber grundsätzlich vergleichbar mit typischen postarchaischen Schiefergesteinen sowie PAAS (postarchaische australische Schiefer) und NASC (nordamerikanische Schieferzusammensetzungen) (Tab. 14) (TAYLOR & MCLENNAN, 1985; GROMET et al., 1984).

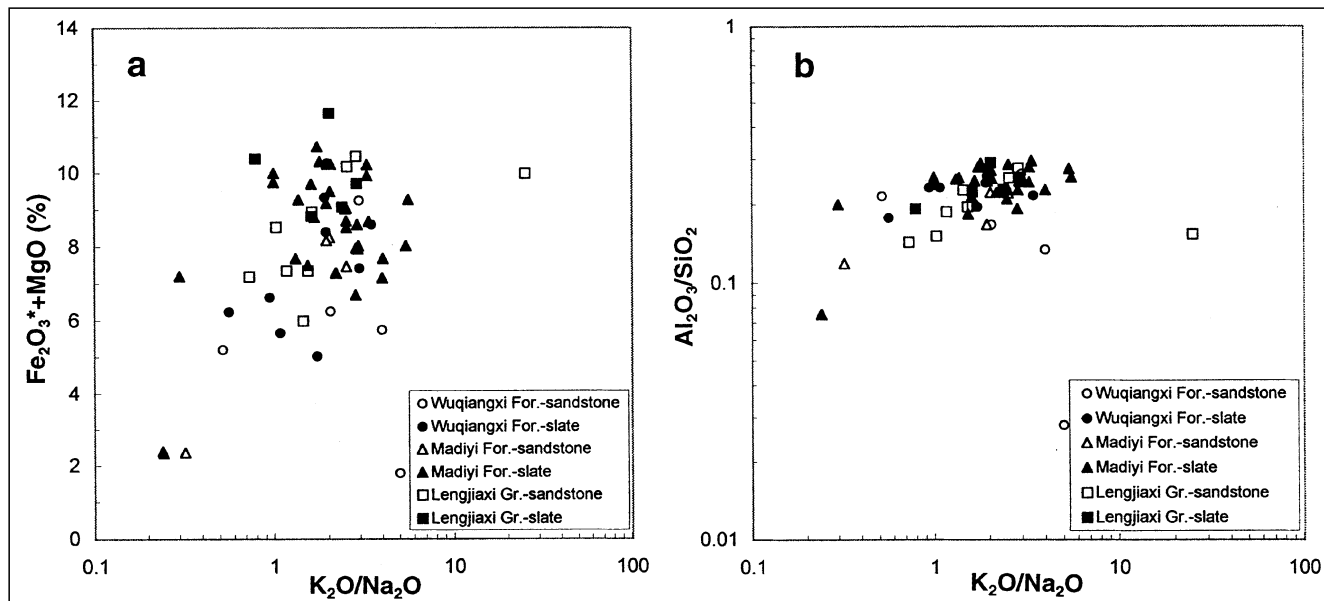


Abb. 201.

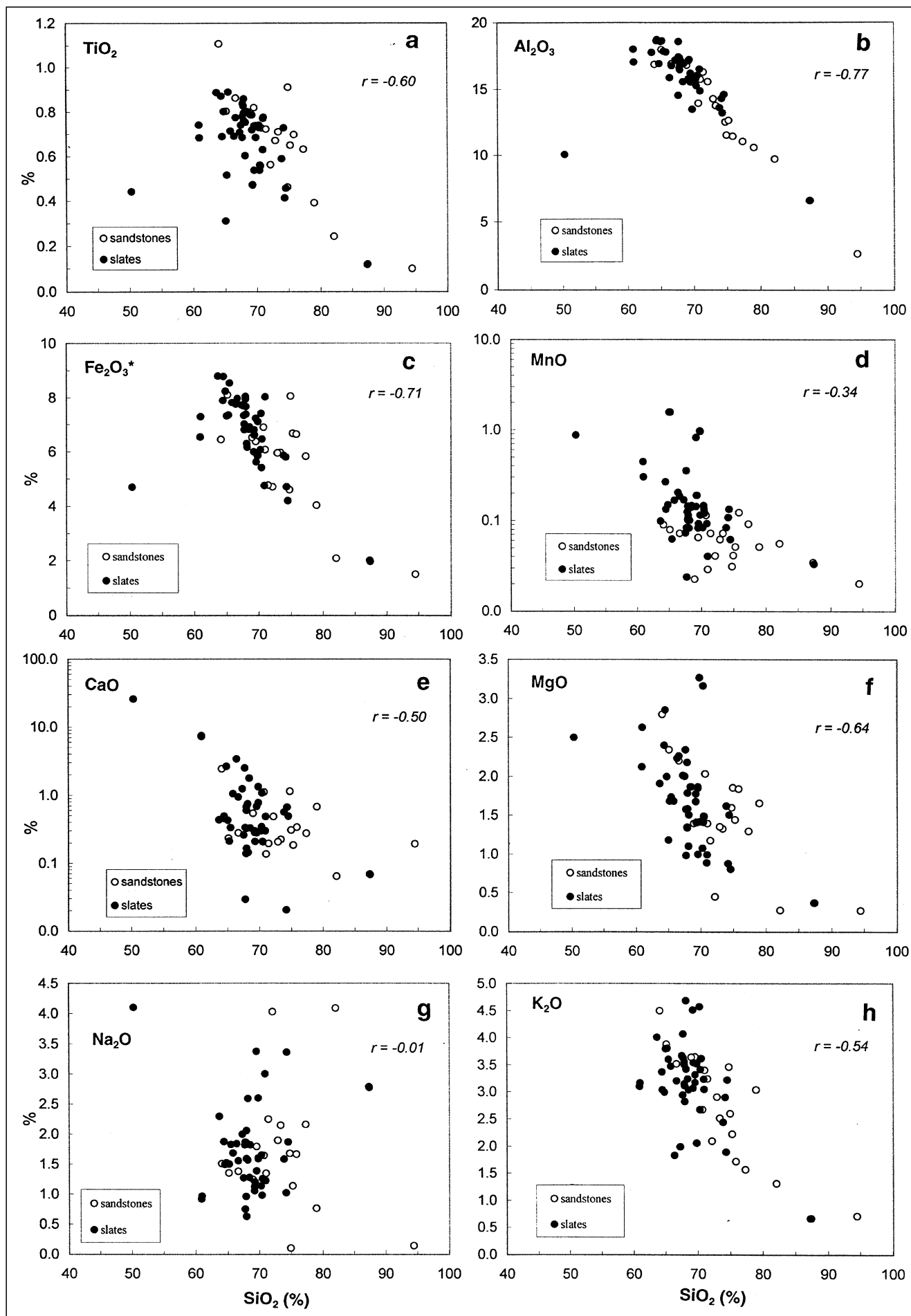
Korrelationsdiagramme $\text{K}_2\text{O}/\text{Na}_2\text{O}$ zu $\text{Fe}_2\text{O}_3^* + \text{MgO}$ und $\text{Al}_2\text{O}_3/\text{SiO}_2$ für mittel- und jung-proterozoische Metasandsteine und Tonschiefer.

Sample No.	Lithology	Location	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	Fe ₂ O ₃ +MgO	Al ₂ O ₃ /SiO ₂	K ₂ O/Na ₂ O	Al ₂ O ₃ /(Na ₂ O+CaO)	CIA	Data source	
Banxi Group, Wuqiangxi Formation (Pt3bnw)																				
Zhang-2	quartz sandstone	Woxi	74,76	12,54	1,41	2,90	1,15	1,60	1,68	3,46	0,46	0,03		6,24	0,17	2,06		4,43	66	3
Luo9-3(N=1)	quartz sandstone	Woxi	94,46	2,64	0,51	0,91	0,19	0,27	0,14	0,71	0,10	0,02	0,04	1,80	0,03	5,00		7,88	72	6
BnWu-N=4	sandstone	Woxi	78,99	10,61	1,21	2,59	0,68	1,66	0,76	3,04	0,39	0,05	0,03	5,74	0,13	3,99		7,36	70	2
BnWu-N=3	sandstone	Woxi	72,16	15,58	2,43	2,08	0,49	0,45	4,03	2,10	0,56	0,04	0,07	5,19	0,22	0,52		3,45	64	2
WP-1	siltstone	Woxi	64,07	16,86	6,45	&	2,46	2,80	1,51	4,49	1,11	0,09	0,17	9,24	0,26	2,99		4,25	70	1
BnWu-N=2	slate	Woxi	67,73	17,43	2,69	3,71	0,34	1,58	1,87	3,64	0,84	0,08	0,10	8,40	0,26	1,95		7,92	71	2
Zhang-1	slate	Woxi	70,40	15,26	1,13	3,87	1,09	3,17	0,98	3,41	0,54	0,13	0,02	8,59	0,22	3,47		7,38	74	3
BnWu-N=6	sandy slate	Mobin	68,13	17,01	2,31	3,60	0,75	1,10	1,57	4,69	0,60	0,08	0,16	7,41	0,25	2,99		7,34	69	2
BnWu175/1N=4	sandy slate	Mobin	74,53	14,60	1,10	2,80	0,50	0,81	1,86	3,22	0,46	0,06	0,07	5,01	0,20	1,73		6,18	69	2
BnWu175/2N=4	slate	Mobin	70,88	16,51	1,16	3,24	0,30	0,89	3,00	3,24	0,63	0,09	0,06	5,65	0,23	1,08		5,00	66	2
BnWu175/3N=5	slate	Mobin	69,56	16,20	1,63	3,60	0,69	1,00	3,37	3,18	0,54	0,09	0,13	6,63	0,23	0,94		3,99	64	2
Luo-4	slate	Banxi	74,33	13,21	0,14	4,12	0,67	1,51	3,36	1,89	0,41	0,13	0,22	6,24	0,18	0,56		3,28	64	5
Luo9-1(N=1)	slate	Woxi	65,45	17,85	4,19	3,91	0,34	1,74	1,82	3,60	0,89	0,06	0,15	10,27	0,27	1,98		8,27	72	6
Luo9-2(N=1)	slate	Woxi	67,91	16,48	4,21	3,40	0,33	1,35	1,85	3,56	0,76	0,10	0,05	9,34	0,24	1,92		7,57	70	6
	Average of sandstones (N=5)		76,89	11,65	2,40	2,12	1,00	1,36	1,62	2,76	0,52	0,05	0,08	5,64	0,16	2,91		5,47	68	
	sd		11,23	5,61	2,36	0,87	0,89	1,03	1,48	1,43	0,37	0,03	0,06	2,66	0,09	1,73		2,00	4	
	Average of slates (N=9)		69,88	16,06	2,06	3,58	0,55	1,46	2,19	3,38	0,63	0,09	0,11	7,50	0,23	1,85		6,33	69	
	sd		3,04	1,47	1,42	0,40	0,27	0,72	0,85	0,72	0,17	0,03	0,06	1,77	0,03	0,94		1,82	4	
Banxi Group, Madiyi Formation (Pt3bnm)																				
WP-3	sandstone	Woxi	69,54	15,54	6,38	&	0,29	1,87	1,79	3,65	0,82	0,07	0,06	8,25	0,22	2,04		7,46	69	1
WP-5	feldspathic qz-sandstone	Woxi	82,10	9,74	2,09	&	0,06	0,28	4,09	1,32	0,24	0,06	0,02	2,37	0,12	0,32		2,35	54	1
WP-12	feldspathic qz-sandstone	Woxi	87,31	6,61	2,02	&	0,07	0,37	2,78	0,67	0,12	0,03	0,02	2,40	0,08	0,24		2,32	55	1
WP-16	siltstone	Woxi	71,02	15,76	6,07	&	0,14	1,40	1,34	3,40	0,78	0,03	0,06	7,47	0,22	2,53		10,65	73	1
WP-17	siltstone	Woxi	68,95	16,81	6,53	&	0,54	1,40	1,24	3,64	0,79	0,02	0,06	7,93	0,24	2,94		9,42	74	1
BnMa-N=3	sandstone	Woxi	75,25	12,64	2,82	3,51	0,19	1,44	1,14	2,22	0,65	0,05	0,09	8,16	0,17	1,95		9,57	75	2
WP-9	silty slate	Woxi	87,38	6,59	1,98	&	0,07	0,37	2,77	0,67	0,12	0,03	0,01	2,35	0,08	0,24		2,32	56	1
WP-27	slate	Woxi	63,66	17,77	8,79	&	0,44	1,91	2,29	4,01	0,89	0,10	0,14	10,71	0,28	1,75		6,51	69	1
WP-26	silty slate	Woxi	68,19	17,08	6,16	&	0,15	1,51	2,59	3,42	0,76	0,10	0,05	7,67	0,25	1,32		6,26	68	1
WP-14	silty slate	Woxi	67,72	18,57	7,03	&	0,03	0,98	0,75	4,07	0,78	0,02	0,04	8,01	0,27	5,41		23,78	77	1
WP-15	silty slate	Woxi	74,18	14,32	5,81	&	0,02	0,88	1,02	2,90	0,73	0,11	0,03	6,69	0,19	2,85		13,79	75	1
WP-19	slate	Woxi	68,41	15,58	6,83	&	1,79	1,87	1,28	3,25	0,80	0,14	0,05	8,70	0,23	2,54		5,08	73	1
WP-20	silty slate	Woxi	67,89	16,59	6,04	&	0,14	2,18	0,96	3,16	0,83	0,13	0,09	10,23	0,24	3,30		15,13	77	1
Zhang-4	slate	Woxi	64,40	18,64	5,50	2,16	0,49	2,40	1,87	3,37	0,87	0,27	0,03	10,30	0,29	1,80		7,89	73	3
Zhang-5	slate	Woxi	60,89	18,00	3,17	3,05	7,53	2,13	0,92	3,10	0,74	0,44	0,03	8,68	0,30	3,37		2,13	79	3
Zhang-6	slate	Woxi	66,67	16,79	3,94	3,62	0,94	2,27	1,55	3,21	0,78	0,19	0,05	10,23	0,25	2,07		6,73	74	3
Zhang-7	slate	Woxi	69,23	17,13	3,40	3,07	0,29	1,78	1,05	3,07	0,79	0,14	0,04	8,59	0,25	2,91		12,78	77	3
Zhang-8	slate	Woxi	67,65	14,54	5,36	1,79	2,52	2,35	1,82	2,95	0,69	0,35		9,69	0,21	1,62		3,35	70	3
Zhang-9	slate	Woxi	65,82	17,80	5,63	1,97	1,05	1,68	1,68	3,47	0,72	0,17		9,50	0,27	2,06		6,50	73	3
Zhang-10	slate	Woxi	67,91	17,35	5,84	1,88	0,68	1,34	0,63	3,50	0,76	0,10		9,27	0,26	5,58		13,26	78	3
Zhang-11	slate	Woxi	69,81	15,56	3,27	2,35	0,78	1,42	1,58	3,53	0,74	0,96		7,29	0,22	2,23		6,58	71	3
Zhang-12	slate	Woxi	65,20	18,65	2,36	4,50	0,21	1,68	1,50	3,81	0,52	1,57		9,04	0,29	2,54		10,86	74	3
Zhang-13	slate	Woxi	69,32	17,22	4,78	1,65	0,21	1,41	1,20	3,54	0,47	0,19		8,03	0,25	2,96		12,22	75	3
Zhang-14	slate	Woxi	70,50	16,02	4,06	2,17	0,21	1,49	1,26	3,61	0,56	0,12		7,96	0,23	2,87		10,92	73	3
Zhang-15	slate	Woxi	70,24	16,00	3,87	1,98	0,30	1,08	1,14	4,57	0,73	0,08		7,15	0,23	4,02		11,10	70	3
Zhang-16	calcareous slate	Woxi	50,28	10,07	2,77	1,74	26,00	2,50	4,10	1,23	0,44	0,87		7,20	0,20	0,30		0,33	55	3
Zhang-17	slate	Woxi	66,39	15,86	5,41	2,12	3,42	2,23	1,84	1,84	0,69	0,21		9,99	0,24	1,00		3,02	76	3
Zhang-18	slate	Woxi	67,27	17,19	4,59	2,83	1,25	2,01	1,99	1,99	0,71	0,17		9,74	0,26	1,00		5,30	76	3
Zhang-19	slate	Woxi	73,89	13,60	3,46	2,17	0,57	1,62	1,58	2,44	0,59	0,08		7,49	0,18	1,55		6,34	72	3
Zhang-20	slate	Woxi	70,98	14,88	3,52	4,06	0,49	1,00	1,22	3,05	0,77	0,04		9,02	0,21	2,50		8,71	74	3
BnMa-N=8	sandy slate	Woxi	67,95	16,75	4,58	2,53	0,60	1,79	1,59	3,12	0,80	0,14	0,15	9,17	0,25	1,96		7,65	74	2
BnMa-N=6	sandy slate	Woxi	68,53	16,92	1,99	4,44	0,33	1,87	1,82	3,04	0,80	0,15	0,11	8,79	0,25	1,67		7,87	73	2
BnMa-N=2	calcareous slate	Woxi	60,94	17,05	3,37	3,53	7,28	2,63	0,96	3,17	0,68	0,30	0,07	9,93	0,28	3,29		2,07	77	2
W-77-3	slate	Woxi	69,79	15,56	3,26	2,34	0,78	1,42	1,60	3,52	0,74	0,97	0,01	7,28	0,22	2,20		6,54	71	4
W-60	slate>																			

Tab. 11. ▲ ▲ ▲
Chemische Zusammensetzung proterozoischer Sedimente in Hunan. Alle Werte auf 100 % volatiltfreier Basis berechnet. Leere Zellen = nicht analysiert.
 $\text{Fe}_2\text{O}_3^* = \text{Fe}$ gesamt; & = FeO in Fe_2O_3 , sd = Standardabweichung; CIA = $(\text{Al}_2\text{O}_3/(\text{Al}_2\text{O}_3 + \text{CaO}^* + \text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O})) \times 100$: Oxide in Mol.-%, CaO^* = in der Silikatfraktion der Gesteine (NESBITT & YOUNG, 1982).
Herkunft der Daten: 1 = im Rahmen dieser Studie, 2 = LIU, Y.J. et al. (1993); 3 = ZHANG, Y.G. et al. (1981); 4 = TU, G.Z. (1984); 5 = LUO, X.L. (1994); 6 = LUO, X.L. et al. (1996).

Sample No.	Lithology	Location	Li	Be	Sc	TiO ₂	V	Cr	MnO	Co	Ni	Cu	Zn	Ga	Ge	Rb	Sr	Y	Zr	Nb	Mo	Ag	Cd	In	Sn	Cs	
Banxi Group, Madiyi Formation (Pt3bmn)																											
WP-1	siltstone	Woxi	41.46		10.18	1.03	79.37	76.58	0.07	12.06	39.44	42.95	92.30	22.37	1.53	117.51	93.48	37.06	220.31	20.35	1.46	1.39	0.66	0.10	9.49	4.26	
WP-6	pebbled sandstone	Woxi	38.44	2.16	10.57	0.66	70.00	108.75	0.03	8.72	33.11	10.02	83.75	23.07	2.07	149.83	35.82	41.84	248.67	16.36	0.78	0.39	0.36	0.08	5.76	4.37	
WP-21	pebbled sandstone	Woxi	108.20		9.86	0.56	62.98	130.06	0.10	22.12	24.82	43.87	58.40	13.89	1.79	43.79	122.31	14.98	124.93	7.36	1.92	0.23	0.26	0.02	2.21	3.43	
WP-16	siltstone	Woxi	50.21	3.05	15.55	0.84	116.56	120.39	0.03	22.40	39.80	33.76	159.13	22.18	2.72	165.24	41.47	36.05	191.71	12.08	1.73	0.55	0.63	0.10	6.26	11.40	
WP-17	siltstone	Woxi	50.53	1.87	16.46	0.77	119.20	135.16	0.02	28.65	33.55	88.04	102.98	22.38	2.23	172.80	40.47	31.58	191.51	11.84	0.59	0.19	0.44	0.09	5.07	10.12	
WP-5	feldspathic qz-sandstone	Woxi	2.71		3.33	0.26	17.18	71.89	0.05	4.61	7.41	7.59	26.56	8.61	0.67	35.92	74.51	10.34	89.13	5.66	0.72	0.21	0.32	0.03	3.57	1.21	
WP-12	feldspathic qz-sandstone	Woxi	5.98	1.21	1.73	0.12	11.35	65.21	0.04	4.45	8.00	12.01	38.90	5.82	0.84	22.10	54.79	5.49	63.59	3.21	1.05	0.30	0.29	0.02	2.76	0.63	
WP-10	sandstone	Woxi	33.18	3.12	10.80	0.73	66.08	115.66	0.04	9.34	26.48	14.30	133.52	24.35	1.95	143.49	65.50	39.51	241.83	16.45	0.93	0.22	0.43	0.07	3.64	5.07	
WP-3	sandstone	Woxi	31.61		15.62	0.82	93.87	91.64	0.06	13.63	33.62	55.03	116.07	20.01	1.94	123.73	55.52	30.18	182.21	10.41	2.08	0.26	0.34	0.09	4.29	5.30	
XA-1	sandstone	Xian	149.24	0.33	15.30	0.94	90.87	151.09	0.16	19.22	55.44	40.06	101.99	23.94	1.71	121.97	115.41	30.04	199.16	13.12	0.52	0.15	0.48	0.07	2.66	7.35	
WP-7	silty slate	Woxi	26.22	1.13	10.92	0.53	56.54	66.51	0.07	7.22	22.51	14.42	63.95	18.90	1.94	113.05	40.31	174.41	206.64	12.37	1.09	0.15	0.42	0.07	3.57	3.54	
WP-9	silty slate	Woxi	36.15	1.74	9.86	0.58	56.44	69.92	0.05	7.81	24.20	8.96	74.73	23.13	2.00	143.15	58.31	36.25	212.54	15.37	0.60	0.57	0.32	0.08	5.58	4.05	
WP-26	silty slate	Woxi	51.72	0.35	14.82	0.78	86.75	124.05	0.09	16.80	37.16	34.84	104.17	23.80	1.96	128.21	71.04	32.87	205.66	12.96	0.49	0.25	0.42	0.10	4.73	5.63	
WP-14	silty slate	Woxi	33.88	0.94	18.06	0.78	130.65	163.91	0.03	13.06	26.84	25.22	86.43	25.00	2.62	192.85	81.05	26.79	189.34	11.45	0.54	0.19	0.39	0.10	5.78	14.04	
WP-15	silty slate	Woxi	36.37		13.14	0.76	94.08	115.42	0.11	14.95	27.31	13.11	74.44	19.16	2.33	142.41	73.23	25.23	202.70	10.29	0.62	0.82	0.10	0.09	8.10	10.60	
WP-19	silty slate	Woxi	33.86	0.50	15.75	0.79	103.07	177.28	0.13	19.53	31.70	19.65	84.61	20.81	2.17	158.24	79.97	27.33	210.75	11.23	0.82	0.23	0.38	0.08	4.48	15.38	
WP-27	silty slate	Woxi	42.99	1.45	16.69	0.94	108.80	132.59	0.09	21.30	48.47	33.18	117.24	25.00	1.85	153.38	63.49	47.63	250.11	16.07	0.47	0.15	0.32	0.08	4.28	7.36	
WP-20	silty slate	Woxi	108.06	1.42	16.02	0.84	111.95	178.87	0.12	23.63	44.69	39.66	153.75	21.91	2.37	147.93	50.52	29.13	211.81	12.09	1.57	0.37	0.35	0.10	5.12	12.79	
WX20-1	silty slate	Woxi	9.89	1.20	16.75	0.83	106.75	111.94	0.17	18.73	38.45	116.66	103.22	21.95	2.18	171.63	105.41	27.00	181.96	11.22	0.47	0.42	0.40	0.09	4.50	24.24	
WX20-2	silty slate	Woxi	6.51		16.61	0.80	105.36	120.33	0.11	16.20	29.34	62.86	88.73	21.16	2.01	181.24	113.96	27.65	176.92	10.33	0.56	0.19	0.35	0.08	4.02	26.57	
WX20-9	silty slate	Woxi	10.24	3.12	16.84	0.79	104.58	142.76	0.14	19.30	35.72	27.86	99.72	21.94	1.78	174.53	108.43	31.84	180.88	10.69	0.42	0.13	0.40	0.10	6.33	26.66	
WX28-1	silty slate	Woxi	8.80	2.56	17.03	0.89	108.43	152.65	0.25	21.36	39.04	23.80	104.16	22.21	2.09	209.17	129.26	37.93	201.07	11.87	0.55	0.21	0.32	0.09	3.67	32.57	
Average of sandstones (N=10)																											
	sd		51.15	1.95	10.94	0.67	72.75	106.64	0.06	14.52	30.17	34.76	91.36	18.66	1.74	109.64	69.93	27.71	175.30	11.68	1.18	0.39	0.42	0.07	4.57	5.31	
Average of slates (N=12)																											
	sd		45.00	1.08	5.13	0.29	36.36	29.18	0.04	8.22	14.53	25.20	41.27	6.75	0.61	55.46	31.06	12.82	62.74	5.27	0.58	0.37	0.14	0.03	2.19	3.47	
	sd		33.89	1.44	15.21	0.77	97.78	129.69	0.11	16.66	33.79	35.02	96.26	22.08	2.11	159.65	111.48	43.67	202.53	12.21	0.68	0.31	0.39	0.09	5.01	15.29	
	sd		27.80	0.86	2.58	0.12	21.89	36.63	0.06	5.18	8.16	29.48	23.75	1.96	0.24	27.46	95.01	41.66	19.70	1.97	0.34	0.21	0.06	0.01	1.29	9.93	
Lengjiaxi Group (Pt2In)																											
WP-22	sandstone	Woxi	49.73	1.13	16.92	0.89	130.89	157.46	0.07	20.25	42.62	60.15	118.80	23.30	2.47	172.84	40.41	36.09	206.29	14.67	0.71	0.24	0.38	0.11	5.13	12.32	
WP-25	sandstone	Woxi	47.33	2.19	16.20	0.75	116.56	175.41	0.11	18.70	36.60	27.03	85.57	18.20	1.72	123.58	55.21	31.11	179.28	11.15	0.82	0.21	0.33	0.07	4.40	9.63	
WP-21	sandstone	Huanglingdong	17.80	2.89	17.39	0.89	113.90	141.33	0.14	19.55	35.81	56.19	106.83	24.01	2.04	171.03	75.90	26.80	197.24	12.13	0.64	0.15	0.70	0.15	17.13	21.82	
WP-23	silty slate	Woxi	65.36	2.57	19.11	0.80	142.08	148.32	0.07	21.00	42.56	59.27	141.26	24.73	2.49	192.18	40.93	33.14	194.17	13.79	0.86	0.18	0.45	0.12	5.92	14.85	
HJ-2	silty slate	Huanglingdong	16.55	3.59	17.59	0.67	106.19	111.37	0.69	20.69	51.00	47.17	119.81	23.10	1.38	195.68	176.02	25.93	147.49	9.19	0.41	0.07	0.28	0.08	4.99	19.77	
HJ3-2	silty slate	Huanglingdong	16.12	6.25	19.72	0.82	125.21	196.52	0.14	18.48	41.84	33.12	118.20	25.83	1.81	203.18	72.41	28.10	172.81	11.21	0.47	0.11	0.49	0.14	10.90	26.86	
HJ3-4	silty slate	Huanglingdong	21.30	3.05	19.47	0.82	123.34	171.70	0.14	18.14	43.21	36.98	117.75	23.48	2.06	194.88	68.95	32.46	171.93	11.24	0.74	0.24	0.64	0.10	6.35	28.43	
HJ3-5	silty slate	Huanglingdong	79.77	2.51	19.88	0.85	123.03	181.58	0.14	20.28	43.57	38.32	97.91	23.78	2.29	179.22	74.46	28.35	180.08	11.79	0.47	0.11	0.34	0.08	6.34	16.07	
HJ3-6	silty slate	Huanglingdong	82.21	3.29	20.91	0.86	133.77	117.97	0.21	17.74	44.20	34.69	115.38	28.16	2.24	208.48	75.10	30.75	181.92	11.87	0.09	0.15	0.24	0.14	6.31	18.32	
Average of sandstones (N=3)																											
	sd		39.29	2.07	16.83	0.84	120.45	158.07	0.10	19.50	38.34	47.79	103.73	21.84	2.07	155.82	57.17	31.33	194.27	12.65	0.72	0.20	0.47	0.11	8.89	14.59	
Average of slates (N=6)																											
	sd		46.88	3.54	19.45	0.80	125.60	154.58	0.23	19.39	44.40	41.59	118.39	24.85	2.04	195.60	84.65	29.79	174.73	11.52	0.51	0.14	0.41	0.11	6.80	20.72	
	sd		32.22	1.39	1.09	0.07	12.06	34.72	0.23	1.43	3.34	9.95	13.82	1.90	0.40	10.04	46.59	2.80	15.57	1.48	0.27	0.06	0.15	0.03	2.07	5.65	
Average of Proterozoic sandstones (N=13)																											
	sd		48.18	1.98	12.30	0.71	83.75	118.51	0.07	15.67	32.05	37.77	94.21	19.39	1.82	120.29	66.98	28.54	179.68	11.91	1.07	0.35	0.43	0.08	5.57	7.45	
Average of Proterozoic slates (N=18)																											
	sd		38.22	2.14	16.62	0.78	107.05	137.98	0.15	17.57	37.32	37.21	103.64	23.00	2.09	171.64	102.54	39.04	193.26	11.98	0.62	0.25	0.39	0.10	5.61	7.70	
	sd		29.07	1.48	2.98	0.10	23.13	37.00	0.14	4.44	8.54	24.53	23.16	2.31	0.29	28.66	81.54	34.21	22.45	1.81	0.32	0.19	0.10	0.02	1.76	11.10	

Sample No.	Lithology	Location	Ba	La	Ce	Pr	Nd	Sm	Eu	Gd	Tb	Dy	Ho	Er	Tm	Yb	Lu	Hf	Ta	W	Ti	Pb	Bi	Th	U	Au	As	Sb
Banxi Group, Madiyi Formation (Pt3bnm)																												
WP-1	siltstone	Woxi	942,70	44,35	89,23	10,39	37,50	7,30	1,41	5,96	0,89	6,06	0,98	3,59	0,58	4,08	0,79	6,34	1,47	9,48	0,50	64,32	0,84	11,24	2,61	53,20	17,28	21,38
WP-6	pebbled sandstone	Woxi	1644,54	55,72	107,10	12,77	44,25	8,72	1,57	6,82	1,05	7,32	1,06	3,86	0,64	4,35	0,72	7,19	1,36	10,20	0,68	9,92	0,32	13,86	2,54	26,20	8,93	867,00
WP-21	pebbled sandstone	Woxi	112,36	46,39	84,87	10,16	34,96	5,96	1,32	3,93	0,53	2,96	0,40	1,34	0,20	1,41	0,20	3,51	0,62	95,85	0,19	19,93	0,47	12,43	1,32	25,90	22,31	20,85
WP-16	siltstone	Woxi	360,38	47,84	83,65	10,77	38,27	7,37	1,41	6,12	0,98	6,03	0,89	3,11	0,51	3,45	0,52	5,61	1,05	12,56	0,67	23,43	0,74	15,29	3,30	23,90	9,09	9,23
WP-17	siltstone	Woxi	372,30	42,64	83,60	10,33	37,06	7,47	1,37	5,83	0,87	5,84	0,89	3,12	0,46	3,44	0,51	5,50	1,06	98,63	0,72	47,13	1,00	15,13	3,49	27,60	14,08	8,33
WP-5	feldspathic qz-sandstone	Woxi	774,84	38,96	71,29	7,82	26,48	4,03	0,99	2,82	0,34	1,87	0,30	1,12	0,16	1,31	0,23	2,46	0,38	9,39	0,16	5,20	0,32	3,72	0,69	9,80	1,42	22,28
WP-12	feldspathic qz-sandstone	Woxi	266,44	16,33	29,48	3,37	11,34	2,00	0,45	1,30	0,15	0,95	0,15	0,61	0,10	0,80	0,13	1,67	0,21	28,90	0,09	5,33	0,19	2,76	0,52	17,10	3,88	9,60
WP-10	sandstone	Woxi	1531,14	64,59	124,51	14,76	50,14	9,65	1,86	7,65	1,13	7,00	1,01	3,66	0,53	3,96	0,60	6,86	1,11	8,85	0,67	8,93	0,13	13,10	1,90	18,10	4,02	9,83
WP-3	sandstone	Woxi	564,44	33,24	67,55	8,29	29,60	6,33	1,17	5,22	0,85	5,29	0,77	2,94	0,43	3,29	0,54	5,00	0,83	5,07	0,52	14,00	0,41	9,97	2,09	15,90	5,62	3,49
XA-1	sanstone	Xi'an	975,38	45,79	92,35	10,86	36,99	6,84	1,57	6,23	0,92	5,62	0,87	2,95	0,45	3,19	0,46	6,18	1,08	14,77	0,54	12,69	0,49	11,68	2,67	(5350)	69,81	41,33
WP-7	silty slate	Woxi	1114,67	59,24	132,55	17,74	77,23	23,35	4,99	30,86	4,54	26,41	3,67	12,03	1,68	10,93	1,68	5,08	0,87	10,75	0,51	19,84	0,49	9,66	15,51	92,10	4,52	110,25
WP-9	silty slate	Woxi	1472,69	50,07	97,51	11,68	40,44	7,64	1,42	6,18	0,90	5,91	0,91	3,41	0,57	4,07	0,58	6,58	1,13	6,44	0,64	6,34	0,26	12,73	1,84	27,10	1,93	19,35
WP-26	silty slate	Woxi	447,57	44,01	89,69	10,51	37,82	7,46	1,54	5,86	0,95	5,92	0,90	3,26	0,51	3,71	0,52	6,00	0,99	53,86	0,82	9,01	0,46	12,75	2,38	17,50	10,26	17,93
WP-14	silty slate	Woxi	565,60	39,53	80,16	9,26	32,99	6,11	1,08	4,43	0,66	4,61	0,72	2,61	0,44	3,04	0,50	5,40	0,98	13,25	0,78	20,96	0,92	15,53	3,05	36,70	4,02	76,50
WP-15	silty slate	Woxi	475,06	33,10	68,80	8,22	29,42	5,55	0,99	4,26	0,64	4,39	0,66	2,47	0,40	3,03	0,45	5,70	0,86	7,62	0,52	16,55	0,74	12,80	2,82	6,55	0,14	16,73
WP-19	slate	Woxi	417,36	39,56	80,08	9,21	32,84	6,24	1,20	4,74	0,73	4,61	0,74	2,78	0,43	3,10	0,46	6,12	0,99	19,70	0,66	14,29	0,66	14,61	2,93	11,40	1,40	7,88
WP-27	slate	Woxi	518,94	61,25	123,37	14,83	53,42	10,42	1,81	8,87	1,27	8,53	1,29	4,63	0,67	5,06	0,70	7,24	1,32	7,21	0,71	20,77	0,47	16,29	3,57	14,80	2,18	10,28
WP-20	silty slate	Woxi	323,64	38,64	79,42	9,26	32,95	6,63	1,26	5,40	0,81	4,97	0,80	2,87	0,46	3,17	0,46	6,06	1,03	21,77	0,63	7,00	0,29	15,97	3,14	139,00	2,49	42,75
WX20-1	slate	Woxi	535,17	36,77	76,46	9,06	32,09	6,35	1,30	5,16	0,72	5,09	0,77	2,82	0,46	3,28	0,50	5,17	0,91	24,03	0,66	20,13	1,24	12,55	3,05	11,60	7,29	43,88
WX20-2	slate	Woxi	515,46	33,69	70,97	8,21	29,24	5,60	1,18	4,70	0,75	4,69	0,73	2,82	0,46	3,35	0,53	5,13	0,87	22,96	0,67	15,14	0,65	12,17	2,72	13,10	4,21	28,58
WX20-9	slate	Woxi	520,77	39,32	82,26	9,61	34,35	6,63	1,34	5,52	0,87	5,43	0,86	3,09	0,47	3,43	0,52	5,09	0,84	61,48	0,70	18,34	0,88	11,84	2,75	48,30	8,74	27,00
WX28-1	slate	Woxi	526,58	44,31	92,16	10,77	36,95	7,59	1,60	6,58	1,00	6,74	1,02	3,80	0,57	3,98	0,60	5,73	0,97	28,26	0,84	13,73	0,40	12,95	2,90	23,30	7,76	63,98
Average of sandstones (N=10)			754,45	43,59	83,36	9,95	34,66	6,57	1,31	5,19	0,77	4,89	0,73	2,63	0,41	2,93	0,47	5,03	0,92	29,37	0,47	21,09	0,49	10,92	2,11	24,19	15,64	101,33
sd			523,67	12,87	25,11	3,05	10,54	2,21	0,38	1,94	0,32	2,18	0,32	1,16	0,19	1,27	0,22	1,88	0,41	36,34	0,24	19,57	0,28	4,38	1,02	12,37	20,13	269,25
Average of slates (N=12)			619,46	43,29	89,45	10,70	39,14	8,30	1,64	7,71	1,15	7,27	1,09	3,88	0,59	4,18	0,62	5,78	0,98	23,11	0,66	15,17	0,62	13,32	3,89	36,79	4,58	38,76
sd			330,47	9,19	19,87	2,86	13,63	4,92	1,08	7,39	1,08	6,14	0,83	2,63	0,35	2,21	0,34	0,67	0,14	17,79	0,09	5,30	0,29	1,93	3,68	39,91	3,23	30,92
Lengjiaxi Group (Pt2ln)																												
WP-22	sandstone	Woxi	365,32	44,65	90,06	10,53	37,75	7,59	1,37	6,38	0,99	6,51	0,94	3,61	0,52	3,85	0,60	6,13	1,35	13,77	0,78	24,33	0,83	19,63	4,51	30,20	4,56	6,09
WP-25	sandstone	Woxi	295,25	38,57	79,93	9,48	32,97	6,66	1,17	5,85	0,89	5,55	0,84	3,03	0,46	3,29	0,47	5,33	1,04	15,71	0,63	29,18	0,95	14,88	3,46	9,05	4,76	12,68
HJ3-1	sandstone	Huangjindong	413,07	38,65	81,59	9,56	33,90	6,75	1,52	5,78	0,82	5,00	0,74	2,72	0,42	3,16	0,46	6,53	1,18	15,56	0,83	75,84	1,29	15,27	4,07	32,10	119,73	19,05
WP-23	silty slate	Woxi	395,59	45,43	91,69	10,59	37,31	6,91	1,36	5,77	0,87	5,76	0,91	3,35	0,50	3,82	0,57	5,77	1,23	11,24	0,87	23,43	0,76	19,15	4,11	21,90	4,64	4,28
HJ-2	slate	Huangjindong	420,53	31,32	70,41	7,44	26,66	5,39	1,34	5,13	0,80	4,84	0,74	2,65	0,40	2,80	0,41	4,96	0,93	10,78	0,94	5,89	0,15	12,54	3,09	182,00	311,61	5,83
HJ3-2	silty slate	Huangjindong	422,33	38,82	79,23	9,34	32,39	6,18	1,50	5,74	0,85	5,39	0,81	2,76	0,42	3,13	0,50	5,69	1,17	31,13	1,01	59,53	1,30	15,56	3,40	44,90	199,29	5,43
HJ3-4	slate	Huangjindong	408,79	42,05	87,25	10,29	35,87	7,01	1,61	6,85	1,02	6,06	0,92	3,22	0,49	3,45	0,51	5,59	1,12	16,74	0,99	36,32	0,48	15,60	4,00	92,50	163,41	4,19
HJ3-5	silty slate	Huangjindong	424,77	38,94	80,46	9,33	32,52	6,62	1,40	5,80	0,84	5,21	0,80	2,81	0,46	3,15	0,48	6,10	1,16	20,15	0,86	20,59	0,46	15,98	4,05	44,10	46,41	18,90
HJ3-6	slate	Huangjindong	456,34	39,23	82,47	9,79	33,71	6,55	1,57	6,09	0,92	5,66	0,87	3,26	0,51	3,42	0,52	6,11	1,21	3,66	1,00	9,60	0,19	15,85	4,04	17,30	10,18	11,48
Average of sandstones (N=3)			357,88	40,62	83,86	9,86	34,87	7,00	1,35	6,00	0,90	5,69	0,84	3,12	0,47	3,43	0,51	6,00	1,19	15,01	0,75	43,12	1,02	16,59	4,01	23,78	43,02	12,61
sd			59,26	3,49	5,43	0,59	2,53	0,52	0,18	0,33	0,09	0,76	0,10	0,46	0,05	0,37	0,08	0,61	0,15	1,08	0,11	28,45	0,24	2,64	0,53	12,79	66,44	6,48
Average of slates (N=6)			421,39	39,30	81,92	9,46	33,08	6,4																				



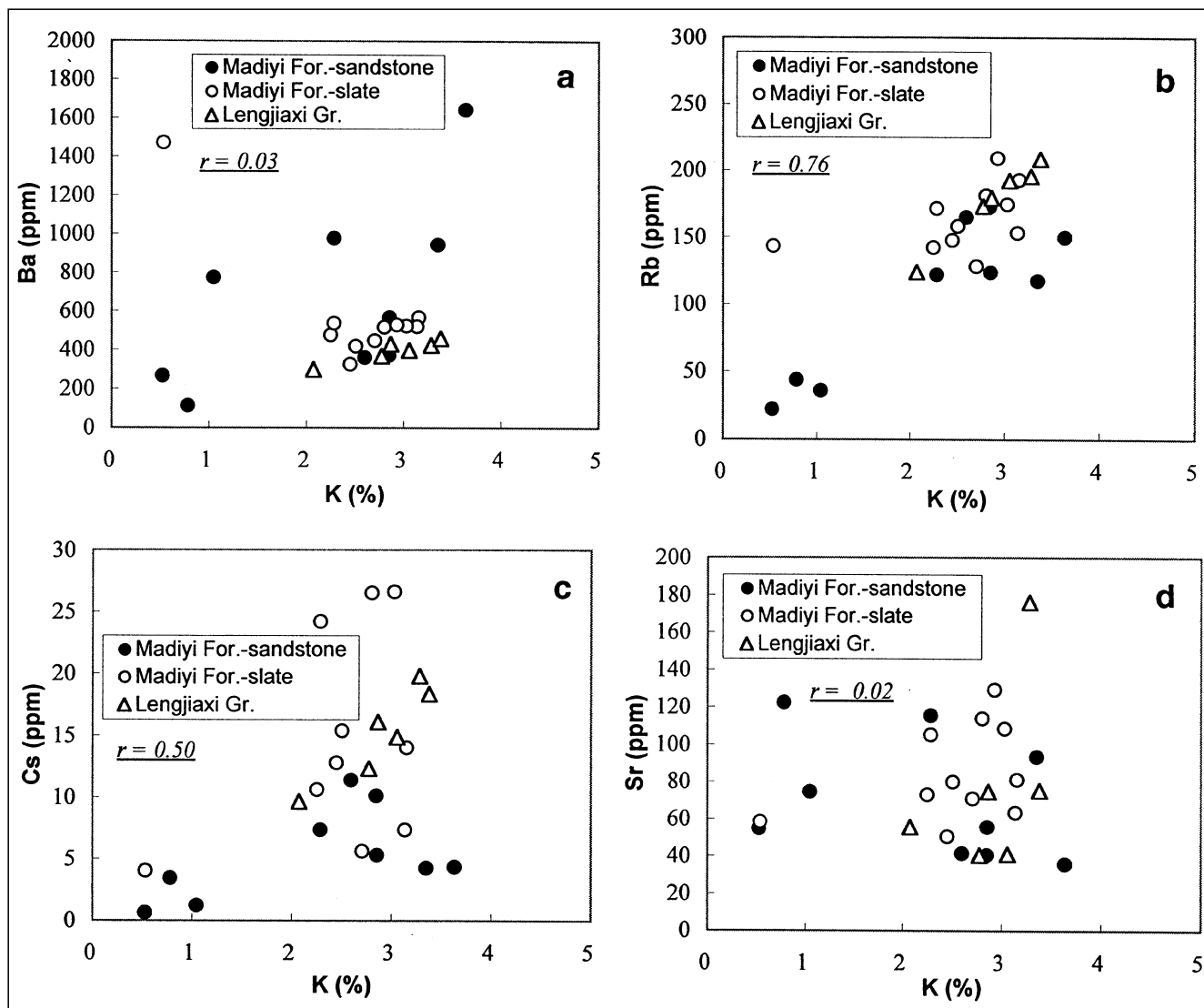


Abb. 203.
Korrelationsdiagramme K zu Ba, Rb, Cs und Sr für mittel- und jungproterozoische Metasedimente.

Die Sedimente der mittelproterozoischen Lengjiayi-Gruppe zeigen im Vergleich zur jungproterozoischen Banxi-Gruppe höhere Gehalte von Rb und Cs sowie ein höheres Rb/Sr-Verhältnis, aber niedrigere Ba- und Sr-Gehalte und ein niedrigeres Verhältnis von K/Rb, Ba/Rb und Ba/Sr. Im Prinzip zeigen Tonchiefer höhere Rb-, Cs- und Sr-Gehalte, aber niedrigere Ba/Rb-, Ba/Sr-Verhältnisse als die Sandsteine. Eine positive Korrelation zwischen K/Rb ($r = 0,76$) und K/Cs ($r = 0,5$) in Abb. 203 impliziert die Aussage, dass K-hältige Tonminerale primär den Gehalt dieser Spurenelemente bewirkt haben.

5.8.1.2.2. Seltenerdelemente (SEE), Th, U

Der absolute Gehalt, charakteristische Parameter und chondrit-normalisierte Werte von SEE liegen in den Sedimentgesteinen ähnlich wie in der kontinentalen Oberkruste und auch ähnlich wie in typischen postarchaischen Schiefer mit Anreicherung von LREE (leichten SEE), hoch (La/Yb), (La/Yb)_n, (La/Sm)_n und $\Sigma\text{LREE}/\Sigma\text{HREE}$, flach HREE (Gd/Yb) $n = 1,14$ – $2,29$, durchschnittlich $1,42$ und deutlich negativ die Eu-Anomalie (Eu/Eu* typisch = $0,6$ – $0,7$) (Tab. 13, 14; Abb. 204). Eine Ce-Anomalie ist nicht deutlich erkennbar. Gering höher liegt die Wechselbeziehung La/ Yb, (La/Yb)_n, (La/Sm)_n, auch $\Sigma\text{LREE}/$

ΣHREE der Schiefer als der Sandsteine in der Madiyi-Formation. Außerdem gibt es keinen deutlichen systematischen Trend in der SEE-Verteilung und bezüglich der Parameter zwischen verschiedenen stratigraphischen Horizonten oder zwischen Schiefer und Sandsteinen zu erkennen. Ausnahmen zeigen lediglich einige Proben (WP-21, WP-5, WP-12 in Abb. 204b und WP-7 in Abb. 204d, die hier nicht diskutiert sind).

Die Studie behandelt auch die proterozoischen Sedimente generell im Bezug auf Th- und U-Gehalte sowie die Th/U-Verhältnisse, die zwar variabel, aber durchschnittlich vergleichbar sind mit den postarchaischen Schiefer-tonen. Es gibt keine auffallenden Differenzen in den Th- und U-Gehalten und in den Th/U-Verhältnissen zwischen Sandsteinen und Schiefer, ausgenommen die relative Breite der gestreuten Werte ($4,30$ – $9,42$) und höhere durchschnittliche Th/U-Verhältnisse ($5,50$) in den Sandsteinen im Vergleich zu den Schiefer (4 – 7 , durchschnittlich $4,55$) der Madiyi-Formation und auch der Lengjiayi-Gruppe.

Vergleichsweise betragen die durchschnittlichen Gehalte nach TUREKIAN & WEDEPOHL (1961) allgemein für Ton-schiefer $3,24$ und für Sandsteine $3,78$. Die proterozoischen Sedimente in Hunan wären demnach Th-reicher.

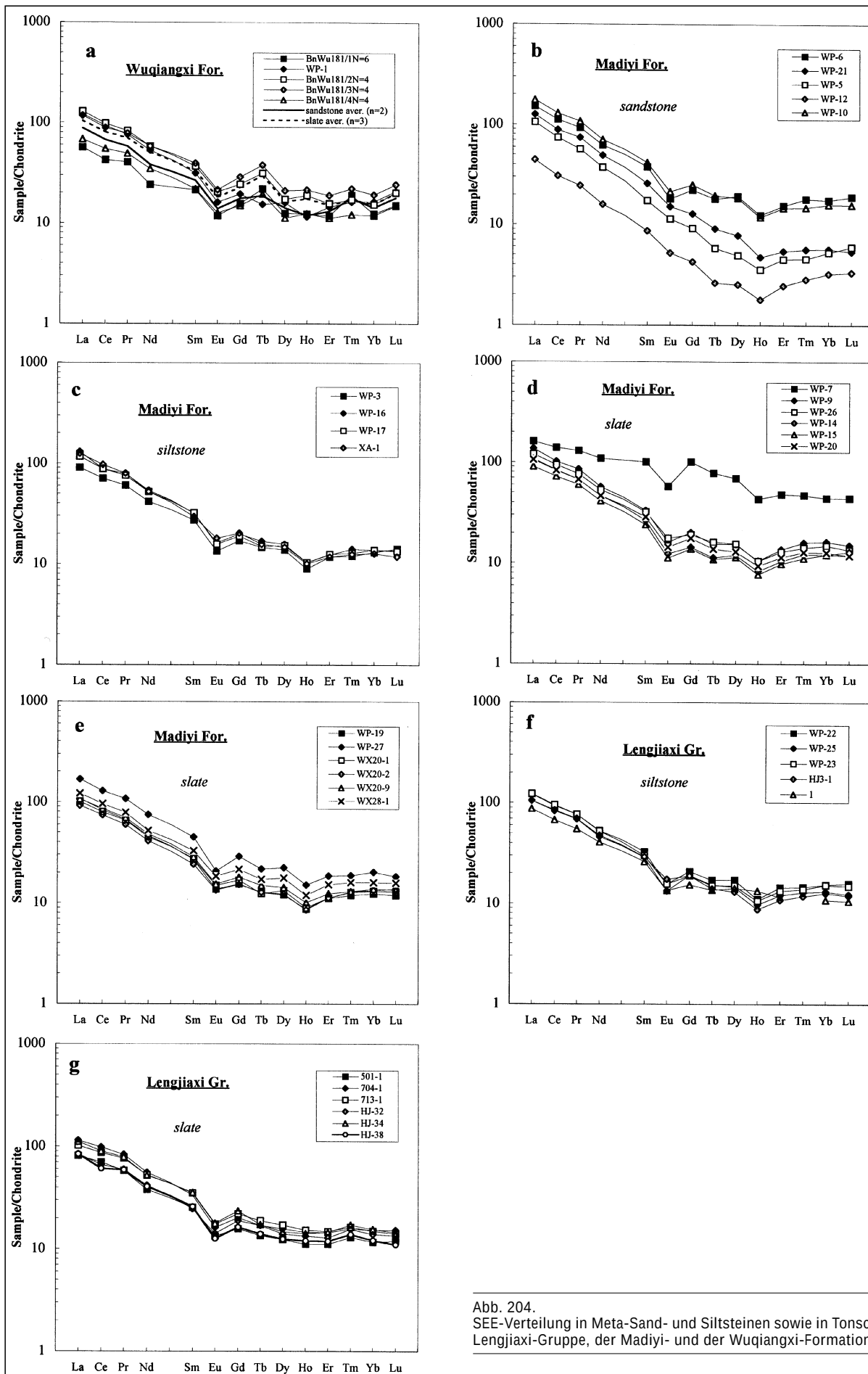


Abb. 204.
SEE-Verteilung in Meta-Sand- und Siltsteinen sowie in Tonschiefern der Lengjiaxi-Gruppe, der Madiyi- und der Wuqiangxi-Formation.

Tab. 13.

Seltenerdelement-Zusammensetzung von proterozoischen Metasedimenten in Hunan.

Alle Elementgehalte in ppm, sd = Standardabweichung.

REE Chondrit-norm. Faktoren (TAYLOR & McLENNAN 1985); $\Sigma \text{REE} = \Sigma (\text{La-Lu})$; $\text{Eu}/\text{Eu}^* = (\text{Eu})_n / ((\text{Sm})_n \times (\text{Gd})_n)^{1/2}$; $\text{Ce}/\text{Ce}^* = (\text{Ce})_n / ((\text{La})_n \times (\text{Pr})_n)^{1/2}$; $\Sigma \text{LREE}/\Sigma \text{HREE} = \Sigma (\text{La-Sm}) / \Sigma (\text{Gd-Lu})$ (McLENNAN 1989).

Data source: 1 = ICP-MS-Analysen im Rahmen dieser Studie, Institut für Geochemie, Chinesische Akademie der Wissenschaften (CAS), Guijiang; 2 = LIU, Y.J. et al. (1993); 3 = LIN, F.C. (1988); 4 = ZHANG, Q. et al. (1992).

Sample No.	Lithology	Location	La	Ce	Pr	Nd	Sm	Eu	Gd	Tb	Dv	Ho	Er	Tm	Yb	Lu	ΣREE	Eu/Eu*	Ce/Ce*	La/Yb	(La/Yb) _n	(La/Sm) _n	(Gd/Yb) _n	ΣLREE/ΣHREE	Data source	
Banxi Group, Wuyangxi Formation (Pt3bnw)																										
BnWu181/1N=6	sandstone	Mobin	20,76	40,79	5,57	17,18	4,97	1,02	4,79	1,27	4,74	1,04	2,94	0,68	3,06	0,58	109,39	0,64	0,89	6,78	4,58	2,63	1,27	4,67	2	
WP-1	siltstone	Woxi	44,35	89,23	10,39	37,50	7,30	1,41	5,96	0,89	6,06	0,98	3,59	0,58	4,08	0,79	213,11	0,65	0,97	10,88	7,35	3,82	1,19	8,23	1	
BnWu181/2N=4	slate	Mobin	47,35	94,07	11,39	41,61	8,49	1,77	7,46	1,83	6,58	1,60	3,91	0,61	3,82	0,77	231,26	0,68	0,95	12,40	8,38	3,51	1,58	7,63	2	
BnWu181/3N=4	tuffaceous slate	Mobin	42,94	85,56	10,78	41,50	9,12	1,87	8,82	2,20	7,99	1,82	4,70	0,79	4,79	0,93	223,81	0,64	0,93	8,96	6,06	2,96	1,49	5,93	2	
BnWu181/4N=4	tuffaceous slate	Mobin	25,04	52,76	6,75	24,72	5,07	1,10	4,58	1,13	4,26	1,05	2,78	0,43	2,95	0,57	133,19	0,70	0,95	8,49	5,74	3,11	1,26	6,44	2	
Average of sandstones (N=2)			32,55	65,01	7,98	27,34	6,14	1,21	5,38	1,08	5,40	1,01	3,27	0,63	3,57	0,69	161,25	0,65	0,93	8,83	5,97	3,23	1,23	6,45		
sd			16,68	34,25	3,41	14,37	1,65	0,27	0,83	0,27	0,93	0,04	0,46	0,07	0,72	0,15	73,34	0,01	0,06	2,90	1,96	0,84	0,06	2,52		
Average of slates (N=3)			38,44	77,46	9,64	35,94	7,56	1,58	6,95	1,72	6,28	1,49	3,80	0,61	3,85	0,76	196,09	0,67	0,94	9,95	6,72	3,19	1,44	6,67		
sd			11,82	21,81	2,52	9,72	2,18	0,42	2,16	0,54	1,88	0,40	0,97	0,18	0,92	0,18	54,60	0,03	0,01	2,13	1,44	0,28	0,17	0,88		
Banxi Group, Madiyi Formation (Pt3bnm)																										
WP-6	pebbled sandstone	Woxi	55,72	107,10	12,77	44,25	8,72	1,57	6,82	1,05	7,32	1,06	3,86	0,64	4,35	0,72	255,96	0,62	0,94	12,82	8,67	4,02	1,27	8,85	1	
WP-21	pebbled sandstone	Woxi	46,39	84,87	10,16	34,96	5,96	1,32	3,93	0,53	2,96	0,40	1,34	0,20	1,41	0,20	194,64	0,83	0,92	32,93	22,25	4,90	2,26	16,60	1	
WP-5	feldspathic quartz sandstone	Woxi	38,96	71,29	7,82	26,48	4,03	0,99	2,82	0,34	1,87	0,30	1,12	0,16	1,31	0,23	157,73	0,90	0,96	29,81	20,15	6,08	1,75	18,24	1	
WP-12	feldspathic quartz sandstone	Woxi	16,33	29,48	3,37	11,34	2,00	0,45	1,30	0,15	0,95	0,15	0,61	0,10	0,80	0,13	67,17	0,86	0,93	20,39	13,78	5,15	1,31	14,91	1	
WP-10	sandstone	Woxi	64,59	124,51	14,76	50,14	9,65	1,86	7,65	1,13	7,00	1,01	3,66	0,53	3,96	0,60	291,05	0,66	0,94	16,30	11,02	4,21	1,57	10,32	1	
WP-3	sandstone	Woxi	33,24	67,55	8,29	29,60	6,33	1,17	5,22	0,85	5,29	0,77	2,94	0,43	3,29	0,54	165,51	0,62	0,95	10,11	6,83	3,30	1,29	7,50	1	
WP-16	siltstone	Woxi	47,84	83,65	10,77	38,27	7,37	1,41	6,12	0,98	6,03	0,89	3,11	0,51	3,45	0,52	210,92	0,64	0,86	13,88	9,38	4,09	1,44	8,70	1	
WP-17	siltstone	Woxi	42,64	83,60	10,33	37,06	7,47	1,37	5,83	0,87	5,84	0,89	3,12	0,46	3,44	0,51	203,43	0,64	0,93	12,40	8,38	3,59	1,37	8,64	1	
XA-1	siltstone	Woxi	45,79	92,35	10,86	36,99	6,84	1,57	6,23	0,92	5,62	0,87	2,95	0,45	3,19	0,46	215,06	0,73	0,97	14,36	9,71	4,21	1,58	9,33	1	
WP-7	silty slate	Woxi	59,24	132,55	17,74	77,23	23,35	4,99	30,86	4,54	26,41	3,67	12,03	1,68	10,93	1,68	406,89	0,57	0,96	5,42	3,66	1,60	2,29	3,38	1	
WP-9	silty slate	Woxi	50,07	97,51	11,68	40,44	7,64	1,42	6,18	0,90	5,91	0,91	3,41	0,57	4,07	0,58	231,27	0,63	0,94	12,30	8,31	4,13	1,23	9,21	1	
WP-26	silty slate	Woxi	44,01	89,69	10,51	37,82	7,46	1,54	5,86	0,95	5,92	0,90	3,26	0,51	3,71	0,52	212,64	0,71	0,98	11,87	8,02	3,71	1,28	8,77	1	
WP-14	silty slate	Woxi	39,53	80,16	9,26	32,99	6,11	1,08	4,43	0,66	4,61	0,72	2,61	0,44	3,04	0,50	186,14	0,64	0,98	13,00	8,78	4,07	1,18	9,88	1	
WP-15	silty slate	Woxi	33,10	68,80	8,22	29,42	5,55	0,99	4,26	0,64	4,39	0,66	2,47	0,40	3,03	0,45	162,37	0,62	0,98	10,92	7,38	3,75	1,14	8,90	1	
WP-20	silty slate	Woxi	38,64	79,42	9,26	32,95	6,63	1,26	5,40	0,81	4,97	0,80	2,87	0,46	3,17	0,46	187,08	0,64	0,98	12,20	8,24	3,67	1,38	8,82	1	
WP-19	slate	Woxi	39,56	80,08	9,21	32,84	6,24	1,20	4,74	0,73	4,61	0,74	2,78	0,43	3,10	0,46	186,71	0,67	0,98	12,77	8,63	3,99	1,24	9,55	1	
WP-27	slate	Woxi	61,25	123,37	14,83	53,42	10,42	1,81	8,87	1,27	8,53	1,29	4,63	0,67	5,06	0,70	296,11	0,57	0,96	12,11	8,18	3,70	1,42	8,49	1	
WX20-1	slate	Woxi	36,77	76,46	9,06	32,09	6,35	1,30	5,16	0,72	5,09	0,77	2,82	0,46	3,28	0,50	180,84	0,69	0,98	11,21	7,57	3,64	1,28	8,55	1	
WX20-2	slate	Woxi	33,69	70,97	8,21	29,24	5,60	1,18	4,70	0,75	4,69	0,73	2,82	0,46	3,35	0,53	166,89	0,70	1,00	10,07	6,80	3,79	1,14	8,20	1	
WX20-9	slate	Woxi	39,32	82,26	9,61	34,35	6,63	1,34	5,52	0,87	5,43	0,86	3,09	0,47	3,43	0,52	193,69	0,68	0,99	11,45	7,74	3,73	1,30	8,53	1	
WX28-1	slate	Woxi	44,31	92,16	10,77	36,95	7,59	1,60	6,58	1,00	6,74	1,02	3,80	0,57	3,98	0,60	217,66	0,69	0,99	11,15	7,53	3,67	1,34	7,90	1	
Average of sandstones (N=9)			43,50	82,71	9,90	34,34	6,48	1,30	5,10	0,76	4,77	0,70	2,52	0,39	2,80	0,44	195,72	0,72	0,93	18,11	12,24	4,40	1,54	11,45		
sd			13,65	26,54	3,23	11,13	2,33	0,41	2,04	0,34	2,28	0,33	1,18	0,19	1,28	0,20	63,51	0,11	0,03	8,07	5,46	0,85	0,31	4,00		
Average of slates (N=12)			43,29	89,45	10,70	39,14	8,30	1,64	7,71	1,15	7,27	1,09	3,88	0,59	4,18	0,62	219,02	0,65	0,98	11,21	7,57	3,62	1,35	8,35		
sd			9,19	19,87	2,86	13,63	4,92	1,08	7,39	1,08	6,14	0,83	2,63	0,35	2,21	0,34	69,15	0,05	0,02	2,00	1,35	0,66	0,31	1,66		
Lengjiaxi Group (Pt2ln)																										
WP-22	siltstone	Woxi	44,65	90,06	10,53	37,75	7,59	1,37	6,38	0,99	6,51	0,94	3,61	0,52	3,85	0,60	215,37	0,60	0,97	11,60	7,84	3,70	1,34	8,14	1	
WP-25	siltstone	Woxi	38,57	79,93	9,48	32,97	6,66	1,17	5,85	0,89	5,55	0,84	3,03	0,46	3,29	0,47	189,15	0,57	0,98	11,73	7,92	3,65	1,44	8,23	1	
WP-23	siltstone	Woxi	45,43	91,69	10,59	37,31	6,91	1,36	5,77	0,87	5,76	0,91	3,35	0,50	3,82	0,57	214,82	0,66	0,98	11,91	8,04	4,14	1,22	8,92	1	
HJ3-1	siltstone	Huangjindong	38,65	81,59	9,56	33,90	6,75	1,52	5,78	0,82	5,00	0,74	2,72	0,42	3,16	0,46	191,08	0,74	0,99	12,24	8,27	3,60	1,48	8,92	1	
1	sandstone	Huangjindong	31,96	64,66	7,55	28,94	6,03	1,18	4,69	0,79	5,40	1,14	2,90		2,69	0,40	158,33	0,68	0,98	11,88	8,03	3,34	1,41	7,72	2	
HJ3-2	silty slate	Huangjindong	38,82	79,23	9,34	32,39	6,18	1,50	5,74	0,85	5,39	0,81	2,76	0,42	3,13	0,50	187,04	0,77	0,97	12,40	8,38	3,95	1,49	8,47	1	
HJ3-4	slate	Huangjindong	42,05	87,25	10,29	35,87	7,01	1,61	6,85	1,02	6,06	0,92	3,22	0,49	3,45	0,51	206,59	0,71	0,98	12,19	8,24	3,77	1,61	8,11	1	
HJ3-5	sity slate	Huangjindong	38,94	80,46	9,33	32,52	6,62	1,40	5,80	0,84	5,21	0,80	2,81	0,46	3,15	0,48	188,80	0,69	0,99	12,37	8,36	3,70	1,49	8,60	1	
HJ3-6	slate	Huangjindong	39,23	82,47	9,79	33,71	6,55	1,57	6,09	0,92	5,66	0,87	3,26	0,51	3,42	0,52	194,56	0,76	0,99	11,47	7,75	3,77	1,44	8,08	1	
HJ-2	slate	Huangjindong	31,32	70,41	7,44	26,66	5,39	1,34	5,13	0,80	4,84	0,74	2,65	0,40	2,80	0,41	160,33	0,78	1,08	11,20	7,57	3,66	1,49	7,95	1	
2	sandy slate	Huangjindong	33,49	62,20	7,96	30,91	6,61	1,36	5,28	0,96	5,85	1,13	3,03		2,98	0,45	162,21	0,70	0,89	11,24	7,59	3,19	1,44	7,17	2	
3	slate	Huangjindong	38,53	78,33	9,34	36,90	8,72	1,60	7,36	1,33	7,63	1,56	4,04		3,71	0,54	197,59	0,61	0,94	10,39	7,02	2,78	1,61	6,49	2	
501-1	slate	Huangjindong	29,66	67,39	7,95	26,99	5,84	1,16	4,78	0,78	4,68	0,94														

Abb. 205.
Elementverteilung in klastischen Metasedimenten der Madiyi-Formation (Pt3bnm 1,2,3) und der Lengjiaxi-Gruppe (Ptln), normalisiert auf die obere Kontinentalkruste.

5.8.1.2.3. Spurenelemente der Ferridengruppe

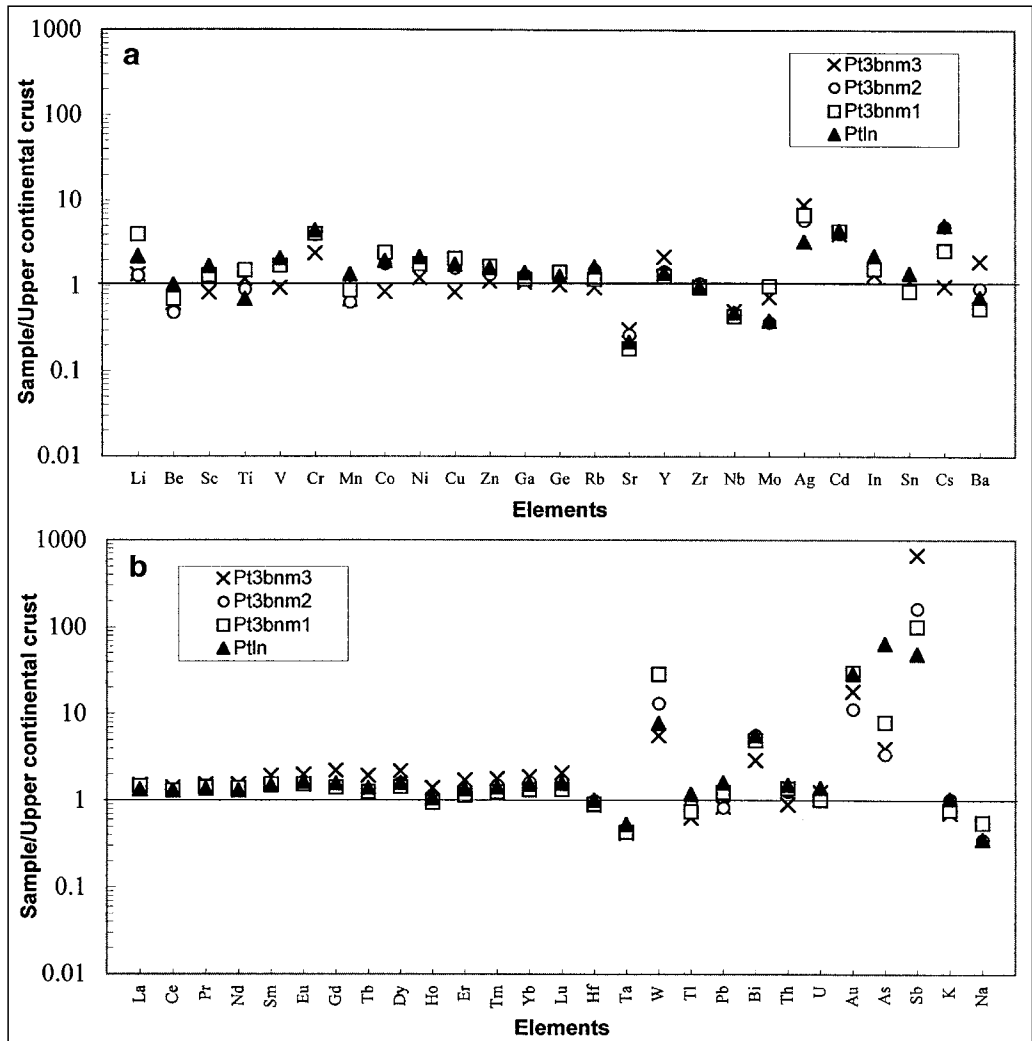
Die Co-, Cr-, Ni-, Sc-, V-Gehalte (Tab. 12) und die Cr/Ni-, Ni/Co-, Sc/Ni- und Sc/Cr-Verhältnisse sind im Gesamten gesehen einigermaßen variabel und vergleichbar mit Werten aus der Oberkruste und durchschnittlichen Tonschiefen. Die Sedimentgesteine der Lengjiaxi-Gruppe zeigen eine relativ höhere Konzentration für die meisten Elemente der Ferridengruppe verglichen mit denen der Banxi-Gruppe. Das lässt einen höheren Anteil an mafischen Komponenten in der Lengjiaxi-Gruppe vermuten.

5.8.1.2.4. Andere Spurenelemente

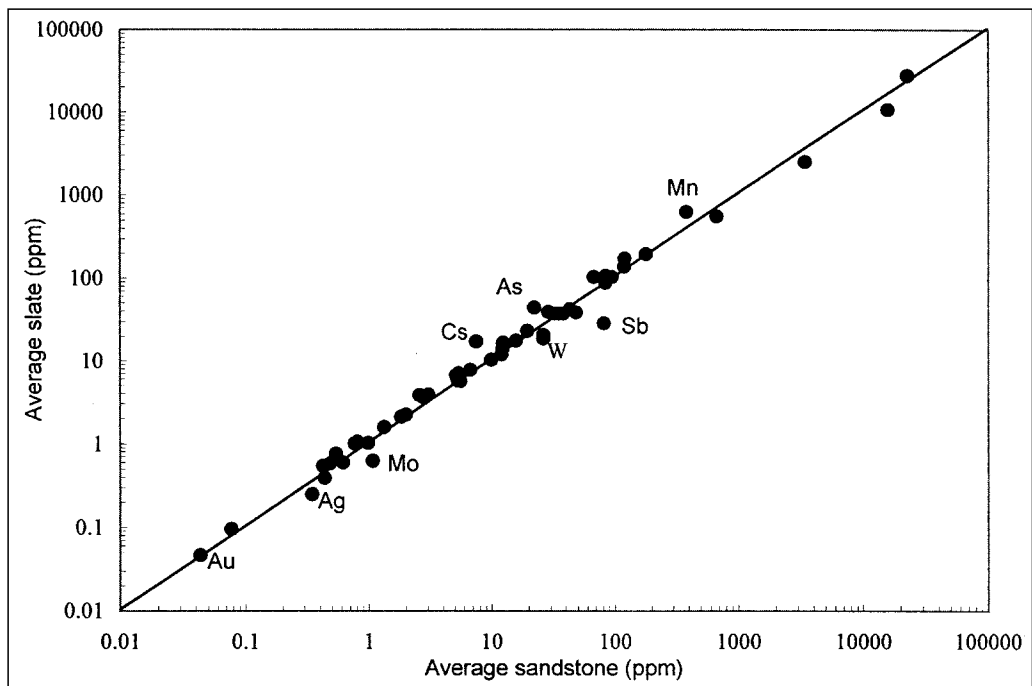
Die Gehalte von Au, Ag, As, Sb und W sind allgemein hauptsächlich aus den Herkunftsgesteinen abzuleiten, können allerdings auch von Sekundärprozessen wie hydrothormaler und metamorphogener Alteration beeinflusst sein. Die Gehalte dieser Elemente sind in unseren Gesteinen als extrem hoch und sehr variabel zu bezeichnen. Sie liegen um 3–4 Dezimalen höher als die für die durchschnittliche Oberkruste bekannten Werte (Abb. 205). Darüber hinaus zeigen sich für unsere Sedimente innerhalb des gehobenen Grundwertes noch signifikante Anomalien.

In der stratigraphischen Sedimentfolge von unten (Lengjiaxi-Gruppe) nach oben (Ma-

Abb. 206.
Vergleich der Durchschnittsgehalte von Elementen in Sandsteinen und Tonschiefen von mittel- und jungproterozoischen Metasedimenten.



diyi- und Wuqiangxi-Formation) zeigt sich eine zusätzliche Anreicherung von Au und As in Form einer Anomalie in der Lengjiaxi-Gruppe, weiters von W, Sb (und Au) in der Madiyi-Formation und von Sb (und Au) in der Wuqiangxi-Formation (Abb. 205).



Tab. 14.

Vergleich der chemischen Zusammensetzung von proterozoischen Metasedimenten mit phanerozoischen Grauwacken verschiedener plattentektonischer Positionen, mit PAAS (postarchaische australische Schiefer) und der Oberkruste.

Werte der proterozoischen Metasedimente aus Tab. 11–13.

NASC-Werte aus BHATIA (1983, 1985a), BHATIA & CROOK (1986); PAAS- und Oberkrusten-Werte aus TAYLOR & McLENNAN (1985).

Hauptelementgehalte in Gew.-%, Spurenelementgehalte ohne gesonderte Angabe in ppm. Unterstrichene Elemente = für tektonische Positionen empfindlichste Diskriminatoren; n = Anzahl der Analysen. $\text{Fe}_2\text{O}_3^* = \text{Fe}$ gesamt.

REE Chondrit-norm. Faktoren (TAYLOR & McLENNAN, 1985); $\Sigma \text{REE} = \Sigma (\text{La-Lu})$; $\text{Eu/Eu}^* = (\text{Eu})_n / ((\text{Sm})_n \times (\text{Gd})_n)^{1/2}$, $\text{Ce/Ce}^* = (\text{Ce})_n / ((\text{La})_n \times (\text{Pr})_n)^{1/2}$, $\Sigma \text{LREE}/\Sigma \text{HREE} = \Sigma (\text{La-Sm}) / \Sigma (\text{Gd-Lu})$ (McLENNAN, 1989). $\text{CIA} = (\text{Al}_2\text{O}_3 / (\text{Al}_2\text{O}_3 + \text{CaO}^* + \text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O})) \times 100$: Oxide in Mol.-%, $\text{CaO}^* =$ in der Silikatfraktion der Gesteine (NESBITT & YOUNG, 1982).

Dieses Ergebnis kann sehr gut folgende Fakten interpretieren: Die Erzlagerstätten im Forschungsgebiet weisen eine charakteristische Erzmineralparagenese mit Au, Arsenkies in der Lengjiaxi-Gruppe (Huangjindong, Mobin), Scheelit, Antimonit, Gold in der Wuqianxi-Formation (Woxi) und Antimonit, Gold in der Madiyi-Formation (z.B. Fuzhuxi, Yangpimao) auf. Die geochemischen und mineralogischen Anomalien stimmen überein. Lithologisch gesehen ist der Gehalt von Au und Arsenkies im „Schiefer“ um eine Dezimale höher als im Sandstein, aber W und Sb sind anscheinend mehr in Sandsteinen angereichert (Abb. 206).

5.8.1.3. Verwitterungsmerkmale für die Herkunftsgebiete

Die Verwitterungsgeschichte in der Herkunftsregion des Detritus könnte man aus dem Zusammenhang von Alkali- und Erdalkali-Elementen in terrigenen Sedimentgesteinen beurteilen (NESBITT et al., 1980; KRONBERG & NESBITT, 1981; NESBITT & YOUNG, 1982, 1984; SCHAU & HENDERSON, 1983; GRANDSTAFF et al., 1986; GU, X.X., 1994, 1996a,b,c). Größere Kationen wie Cs, Rb, Ba sind allgemein fixiert in Verwitterungsprofilen, jedoch vorzüglich für den Ionenaustausch und für die Adsorption an Tonminerale geeignet. Im Gegensatz dazu sind die kleineren Ionen wie Na, Ca, Sr im Verwitterungsprofil selektiv ausgelaugt (NESBITT et al., 1980). In Abb. 207 sind Konzentrationen von alkalischen und erdalkalischen (ausgenommen Mg, Ca) Elementen für Proben aus verschiedenen stratigraphischen Horizonten zur durchschnittlichen Oberkruste normalisiert und in der Reihe zunehmender Ionengröße dargestellt. Die Abbildung zeigt deutlich den Trend einer systematisch zunehmenden Verarmung in Richtung kleinerer Kationen. Dieser verhält sich ähnlich wie die Beobachtung des Trends im Verwitterungsprofil und zeigt deutlich die Entwicklungsgeschichte der Minerale im Herkunftsgestein vor der Sedimentation.

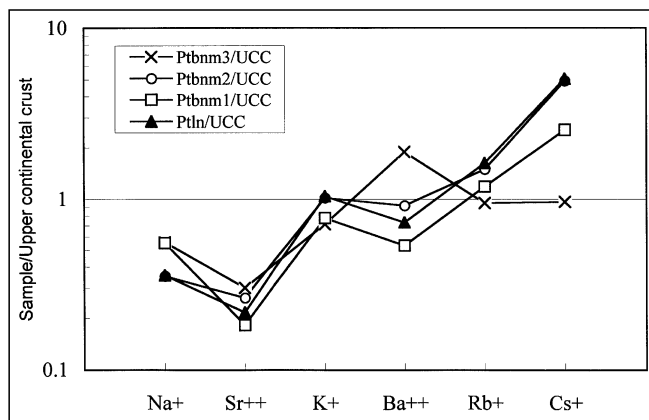


Abb. 207.

Auf die kontinentale Oberkruste (UCC) normalisierte Alkali- und Erdalkalimetallgehalte von Metasedimenten der Lengjiaxi-Gruppe (Ptln) und der Madiyi-Formation (Ptbnm1, 2, 3).

Im Vergleich kleinerer Ionen ist die Verminderung von Sr besonders deutlich. Das führt zur Vermutung, dass in den Ausgangsgesteinen vorwiegend intermediäre bis saure Plagioklase bzw. Kalifeldspäte enthalten waren oder dass die Herkunft hauptsächlich auf den Zerfall von basischen Plagioklasen zurückzuführen ist. Es ist interessant, aus der Abb. 207 abzulesen, dass die Verminderungstendenz von kleineren alkalischen und erdalkalischen Elementen anscheinend intensiver in stratigraphisch älteren Sedimentabfolgen (Ptln2, Ptbnm1) als in jüngeren Ablagerungen (Ptbnm2, Ptbnm3) gegeben war. Man kann daraus schließen, dass die Intensität der chemischen Veränderungen von der älteren zur jüngeren Zeit laufend abnimmt. Weil der Entwicklungsgrad eine Funktion von Klima und tektonischer Heraushebung ist (WRONKIEWICZ & CONDIE, 1987), würde dieser abnehmende chemische Entwicklungsgrad auf eine zunehmende tektonische Aktivität und zunehmende physikalische Verwitterung hinweisen.

Weil Primärgehalte von K und Al in den meisten magmatischen Gesteinen miteinander negativ korrelieren (PLANK & LANGMUIR, 1988; MANIAR & PICCOLI, 1989) ist die positive Korrelation von K/Al ($r = 0,78$), K/Rb ($r = 0,76$) und K/Cs ($r = 0,50$) ein Hinweis für Verwitterung von K-haltigen Mineralen (FENG & KERRICH, 1990).

Sr ist normalerweise im Plagioklas angereichert, der Zerfall von Plagioklas führt zur Auslaugung von Sr aus dem Muttergestein und zu Ionenaustausch von K an Tonminerale, wie die Streuung von K/Sr ($r = 0,02$) zeigt. Während der chemischen Verwitterung wird Na bevorzugt gegenüber K ausgelaugt (NESBITT et al., 1980), weshalb eine signifikante Verminderung von Na eintritt und das hohe Verhältnis von $\text{K}_2\text{O}/\text{Na}_2\text{O}$ in unseren Sedimentgesteinen einen mehr oder weniger intensiven Zerfall von Plagioklas gegenüber Kalifeldspat anzeigt.

Es ist weiters bemerkbar, dass die Proben aus der Lengjiaxi-Gruppe einen höheren Gehalt von Rb und Cs und die höheren Verhältnisse Rb/Sr, $\text{K}_2\text{O}/\text{Na}_2\text{O}$ und $\text{Al}_2\text{O}_3/(\text{Na}_2\text{O} + \text{CaO})$ als die Sedimente der Banxi-Gruppe aufweisen. Das lässt auf eine intensivere Entwicklungsgeschichte der Gesteine der Lengjiaxi-Gruppe schließen.

Der Chemische Index der Alteration („CIA“) (NESBITT & YOUNG, 1982) ist ein wertvoller Parameter für die Beurteilung des Verwitterungsgrades der Herkunftsgesteine. Die CIA-Daten dieser Studie sind in Tab. 11 und in Abb. 209 ersichtlich. Die untersuchten Sedimentgesteine weisen auf eine mittelmäßige Verwitterungsgeschichte mit dem CIA-Index zwischen 54 und 79, vergleichbar mit dem Wert durchschnittlicher Tonschiefer (70–75) (TAYLOR & McLENNAN, 1985). Die meisten Proben zeigen auf eine Besetzung entlang einer Linie von Plagioklas zu Illit. Das bedeutet, dass die Verwitterung in der Hauptsache den Verlauf von Na-Ca-Feldspat zu illitischen Tonmineralen nimmt. Abb. 209 zeigt die Korrelation zwischen CIA und verwitterungsempfindlichen Komponenten. Die CIA-Werte korrelieren negativ mit Na_2O ($r = -0,82$), aber positiv mit dem Verhältnis $\text{K}_2\text{O}/\text{Na}_2\text{O}$ ($r = 0,51$) und dem $\text{Al}_2\text{O}_3/(\text{Na}_2\text{O} + \text{CaO})$ -Verhältnis ($r = 0,57$), während die CIA/CaO-Vertei-

	Proterozoische Sedimente in Hunan								Phanerozoische Grauwacken verschiedener Herkunft				PAAS	Upper crust
	Lengjiaxi Group		Banxi Group				Average of Proterozoic		Oceanic	Continental	Active continental	Passive		
	sandstones	slates	Madiyi Formation		Wuqiangxi Formation		Sandstones	Slates	island arc	island arc	margin	margin		
			sandstones	slates	sandstones	slates								
SiO ₂	72.03	68.34	75.7	67.88	76.89	69.88	74.35	68.3	58.83	70.69	73.86	81.95	62.80	66.00
Al ₂ O ₃	14.14	16.22	12.85	16.17	11.65	16.06	13.13	16.16	17.11	14.04	12.89	8.41	18.90	15.20
Fe ₂ O ₃	3.71	1.99	4.32	4.44	2.40	2.06	3.56	3.74	1.95	1.43	1.30	1.32		
FeO	4.07	5.09	3.51	2.74	2.12	3.58	3.41	3.14	5.52	3.05	1.58	1.76	6.50	4.50
CaO	0.35	0.54	0.22	1.84	1.00	0.55	0.47	1.46	5.83	2.68	2.48	1.89	1.30	4.20
MgO	1.71	2.28	1.13	1.68	1.36	1.46	1.45	1.7	3.65	1.97	1.23	1.39	2.20	2.20
Na ₂ O	1.62	1.68	2.06	1.57	1.62	2.19	1.75	1.69	4.10	3.12	2.77	1.07	1.20	3.90
K ₂ O	2.74	2.95	2.48	3.17	2.76	3.38	2.67	3.19	1.60	1.89	2.90	1.71	3.70	3.40
TiO ₂	0.75	0.72	0.57	0.68	0.52	0.63	0.64	0.68	1.06	0.64	0.46	0.49	1.00	0.50
MnO	0.08	0.11	0.04	0.33	0.05	0.09	0.06	0.23	0.15	0.10	0.10	0.05	0.11	
P ₂ O ₅	0.16	0.09	0.05	0.07	0.08	0.11	0.11	0.08	0.26	0.16	0.09	0.12	0.16	
F ₂ O ₃ +MgO	8.44	9.92	6.09	8.54	5.64	7.50	7.04	8.49	11.73	6.79	4.63	2.89	9.35	7.15
Al ₂ O ₃ /SiO ₂	0.20	0.24	0.18	0.24	0.16	0.23	0.18	0.24	0.29	0.20	0.18	0.10	0.30	0.23
K ₂ O/Na ₂ O	4.22	1.95	1.67	2.43	2.91	1.85	3.13	2.27	0.39	0.61	0.99	1.60	3.08	0.87
Al ₂ O ₃ /(Na ₂ O+CaO)	9.32	8.35	6.96	8.25	5.47	6.33	7.65	7.90	1.72	2.42	2.56	4.15	7.56	1.88
CIA	72	73	67	73	68	69	69	72						
n	9	5	6	34	5	9	20	48	7	9	7	7		
La	39.85	36.50	43.50	43.29	32.55	38.44	40.99	39.62	8.20	27.00	37.00	39.00	38.00	30.00
Ce	81.59	76.20	82.71	89.45	65.01	77.46	80.15	82.02	19.40	59.00	78.00	85.00	80.00	64.00
Nd	34.17	32.97	34.34	39.14	27.34	35.94	33.42	35.93	11.16	28.30	35.80	42.00	32.00	26.00
Sm	6.79	6.81	6.48	8.30	6.14	7.56	6.54	7.53	3.05	5.68	6.70	8.70	5.60	4.50
Eu	1.32	1.41	1.30	1.64	1.21	1.58	1.30	1.53	1.07	1.33	1.10	1.50	1.10	0.88
Tb	0.87	0.95	0.76	1.15	1.08	1.72	0.83	1.12	0.50	0.78	0.80	1.20	0.77	0.64
Yb	3.36	3.33	2.80	4.18	3.57	3.85	3.07	3.75	2.14	2.66	2.97	3.00	2.80	2.20
Lu	0.50	0.50	0.44	0.62	0.69	0.76	0.49	0.58					0.43	0.32
Σ REE	193.75	184.24	195.72	219.02	161.25	196.09	190.79	200.42	58.00	146.00	186.00	210.00	183.00	146.37
Eu/Eu*	0.65	0.68	0.72	0.65	0.65	0.67	0.69	0.67	1.04	0.80	0.60	0.55	0.66	0.65
La/Yb	11.87	10.98	18.11	11.21	8.83	9.95	15.00	10.97	4.20	11.00	12.50	15.90	13.60	13.60
(La/Yb) _{in}	8.02	7.42	12.24	7.57	5.97	6.72	10.14	7.41	2.80	7.50	8.30	10.80	9.20	9.20
(Gd/Yb) _{in}	1.38	1.45	1.54	1.35	1.23	1.44	1.45	1.41	1.31	1.49	1.26	2.75	1.36	1.40
Σ LREE/ Σ HREE	8.39	7.70	11.45	8.35	6.45	6.67	9.87	7.86	3.80	7.70	9.10	8.50	9.45	9.47
n	5	13	9	12	2	3	16	28	11	32	10	15		
K(%)	2.27	2.45	2.06	2.63	2.29	2.81	2.22	2.65	0.91	1.37	2.19	1.06	3.07	2.80
Na(%)	1.20	1.25	1.53	1.16	1.20	1.62	1.30	1.25					0.90	2.89
Rb	156.00	196.00	110.00	160.00			120.00	172.00	18.00	67.00	115.00	61.00	160.00	112.00
Sr	57.00	85.00	70.00	111.00			67.00	103.00	637.00	250.00	141.00	66.00	200.00	350.00
Cs	15.00	21.00	5.00	15.00			7.00	17.00					15.00	3.70
Ba	358.00	421.00	754.00	619.00			663.00	553.00	370.00	444.00	522.00	253.00	650.00	550.00
Pb	43.10	25.90	21.10	15.20			26.20	18.70	6.90	15.10	24.00	16.00	20.00	20.00
K/Rb	145.81	124.95	187.16	164.47			184.71	153.96	578.00	219.00	189.00	178.00	191.88	250.00
Rb/Sr	2.92	2.77	2.04	1.89			2.24	2.18	0.05	0.65	0.89	1.19	0.80	0.32
Ba/Rb	2.31	2.16	8.28	4.13			6.90	3.47	21.30	7.50	4.50	4.70	4.06	4.91
Ba/Sr	6.61	5.93	13.21	7.17			11.68	6.76	0.95	3.55	3.80	4.70	3.25	1.57
U	4.01	3.78	2.11	3.89			2.55	3.85	1.09	2.53	3.90	3.20	3.10	2.80
Th	16.60	15.78	10.92	13.32			12.23	14.14	2.27	11.10	18.80	16.70	14.60	10.70
Zr	194.00	175.00	175.00	202.00			180.00	193.00	96.00	229.00	179.00	298.00	210.00	190.00
Hf	6.00	5.70	5.00	5.80			5.30	5.80	2.10	6.30	6.80	10.10	5.00	5.80
Nb	12.70	11.50	11.70	12.20			11.90	12.00	2.00	8.50	10.70	7.90	19.00	25.00
Y	31.30	29.80	27.70	43.70			28.50	39.00	19.5	24.20	24.90	27.30	27.00	22.00
Ta	1.19	1.14	0.92	0.98			0.98	1.03						2.20
K/Th	1370.25	1551.93	1885.32	1975.65			1812.34	1872.82	4055.00	1296.00	1252.00	681.00	2102.74	2616.82
K/U	5672.34	6478.67	9757.20	6764.96			8692.14	6878.37	8682.00	5631.00	5956.00	3950.00	9903.00	10000.00
Th/U	4.14	4.18	5.50	4.55			5.18	4.42	2.10	4.60	4.80	5.60	4.71	3.82
Zr/Hf	32.50	30.64	35.20	35.17			34.58	33.66	45.70	36.30	26.30	29.50	42.00	32.76
Zr/Th	11.82	11.13	17.36	15.43			16.08	13.99	48.00	21.50	9.50	19.10	14.38	17.76
Zr/Nb	15.46	15.24	15.80	16.76			15.72	16.26	49.30	31.50	16.70	37.20	11.05	7.60
Zr/Y	6.28	5.88	7.06	6.06			6.88	6.00	5.67	9.60	7.20	12.40	7.78	8.64
La/Th	2.47	2.50	4.62	3.33			4.12	3.05	4.26	2.36	1.77	2.20	2.60	2.80
La/Y	1.31	1.32	1.93	1.24			1.79	1.27	0.48	1.02	1.33	1.31	1.41	1.36
Nb/Y	0.41	0.39	0.45	0.36			0.44	0.37	0.11	0.36	0.43	0.30	0.70	1.14
Sc	16.80	19.40	10.90	15.20			12.30	16.60	19.50	14.80	8.00	6.00	16.00	11.00
V	120.50	125.60	72.70	97.80			83.80	107.10	131.00	89.00	48.00	31.00	150.00	60.00
Fe (%)	5.68	5.31	5.66	5.15	3.28	4.18	5.07	4.98					5.05	3.50
Ti (%)	0.45	0.43	0.34	0.41	0.31	0.38	0.38	0.41	0.48	0.39	0.26	0.22	0.60	0.30
Co	19.50	19.40	14.50	16.70			15.70	17.60	18	12.00	10.00	5.00	23.00	10.00
Cr	158.10	154.60	106.60	129.70			118.50	138.00	37.00	51.00	26.00	39.00	110.00	35.00
Ni	38.30	44.40	30.20	33.80			32.10	37.30	11.00	13.00	10.00	8.00	55.00	20.00
Au(ppb)	23.78	67.12	24.19	36.79			24.09	46.90						1.80
Ag	0.20	0.14	0.39	0.31			0.35	0.25						0.05
As	43.00	122.60	15.60	4.60			22.00	43.90						1.50
Sb	12.60	8.40	101.30	38.80			80.85	28.62						0.20
Zn	103.70	118.40	91.40	96.30			94.20	103.6	89.00	74.00	52.00	26.00	85.00	71.00
W	15.00	15.6	29.40	23.10			26.10	20.60					2.70	2.00
Mo	0.72	0.51	1.18	0.68			1.07	0.62					1.00	1.50
La/Sc	2.41	2.0.												

Abb. 208.

Häufigkeitsverteilung im Dreiecksdiagramm (nach McLENNAN et al., 1995; HEMMING et al., 1995) des Systems $\text{Na}_2\text{O} + \text{CaO}$, K_2O , Al_2O_3 (in Mol.-%) von Metasedimenten der Lengjiaxi-Gruppe, der Madiyi- und Wuqiangxi-Formation.

lung eine Streuung erkennen lässt. Dies lenkt zur Aussage einer fortschreitenden Verminderung von Na während der zunehmenden chemischen Verwitterung des Herkunftsgesteins.

Eine Erhöhung des Th/U-Verhältnisses in terrigenen Sedimenten (Sandsteine, Tonschiefer) wird allgemein mit der Zunahme der Verwitterung wegen des U-Verlustes infolge Oxidation zu erwarten sein (TAYLOR & McLENNAN, 1985; McLENNAN et al., 1990, 1995; McLENNAN & TAYLOR, 1991). Ein höheres Th/U-Verhältnis, besonders >4 , ist mit der Verwitterung

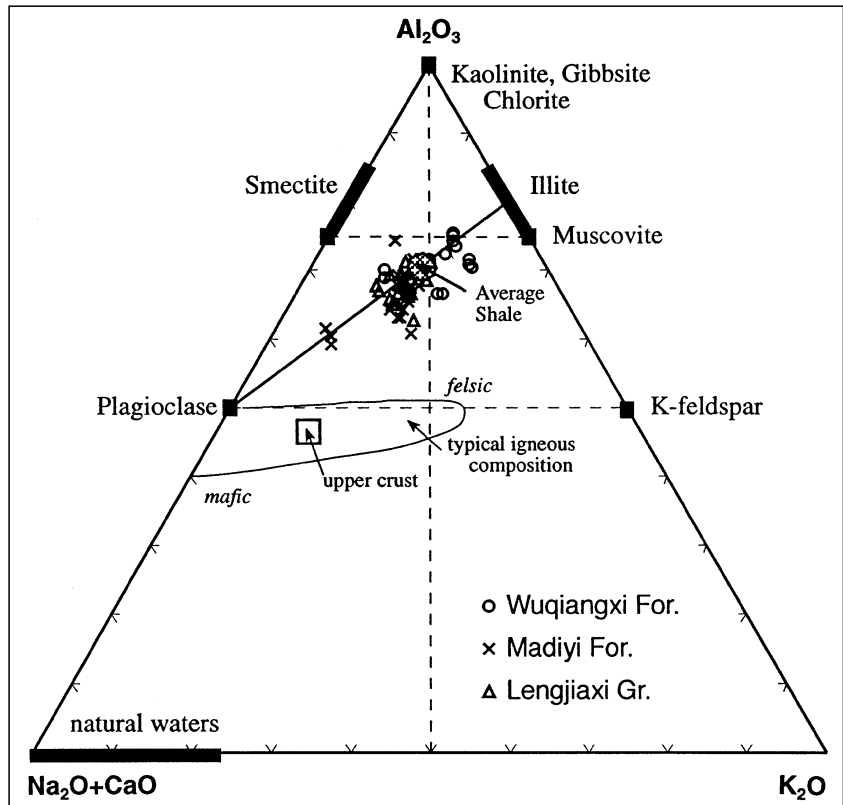


Abb. 209.

Korrelation von Na_2O , CaO , $\text{K}_2\text{O}/\text{Na}_2\text{O}$ und $\text{Al}_2\text{O}_3/(\text{Na}_2\text{O} + \text{CaO})$ mit dem chemischen Index der Alteration (CIA).

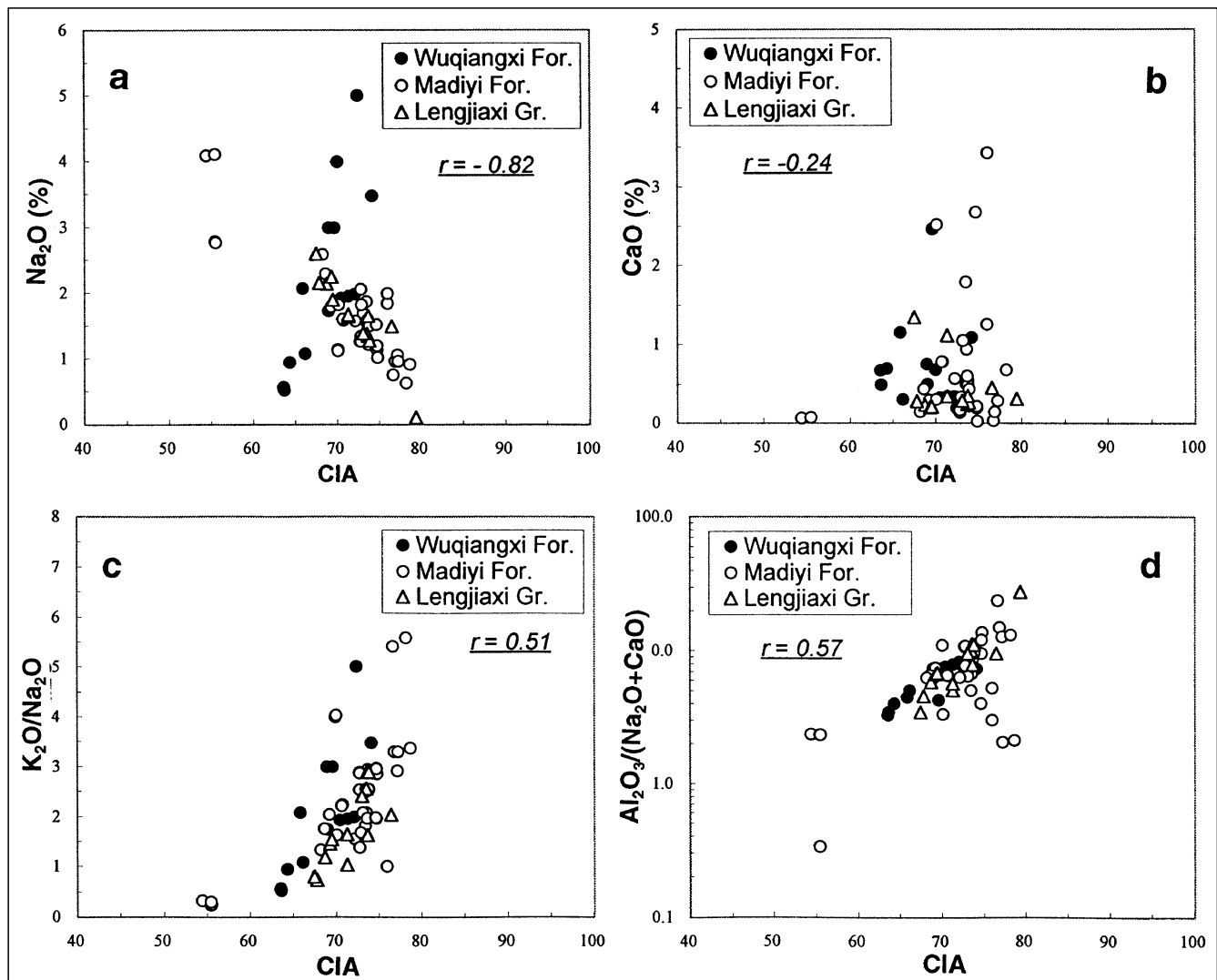


Abb. 210.

Th-Th/U-Korrelationsdiagramm von klastischen Metasedimenten der Lengjiaxi-Gruppe und der Madiyi-Formation mit dem Verwitterungstrend der Ausgangsgesteine („Depleted Mantle Sources“ nach McLENNAN et al., 1995).

zu Tonmineralen in Verdacht zu bringen. Die meisten unserer Proben lassen ein variables, aber hohes Verhältnis, typisch über dem Durchschnittswert der Erdoberkruste mit 3,8 erkennen (Tab. 12, Abb. 210). Dieses Ergebnis spricht für eine relativ starke Beeinflussung der Herkunftsgesteine unserer Sedimente im Laufe der Verwitterungsgeschichte.

5.8.1.4. Typus und Beschaffenheit der Herkunftsgesteine

Die Verteilungsmuster der Seltenerd-elemente gelten generell als ein verlässlicher Indikator für die Sedimentherkunft (TAYLOR & McLENNAN, 1985; McLENNAN et al., 1995). Die signifikante Anreicherung von LREE, die deutlich negative Eu-Anomalie und die flache HREE-Verteilung in unseren proterozoischen Sedimentgesteinen zeigen die Herkunft aus einer alten kontinentalen Oberkruste an, die hauptsächlich aus felsischen Komponenten zusammengesetzt war. Die negative Eu-Anomalie impliziert auch, dass intrakrustale magmatische Differentiation sowie partielle Aufschmelzung oder/und fraktionierte Kristallisation mit Separation von Plagioklas-Feldspat die Ursprungsgesteine $\pm$ beeinflusst hat.

Die Th/Sc-, La/Sc-Verhältnisse sind besonders sensibel für die durchschnittliche Herkunftszusammensetzung (TAYLOR & McLENNAN, 1985; McLENNAN & HEMMING, 1992). Im Falle, dass keine sedimentäre Wiederaufnahme von Elementen wirksam war, sollten diese Verhältnisse zwischen ultramafischen, mafischen und felsischen Komponenten entscheidend sein (WRONKIEWICZ & CONDIE, 1987). Die Proben unserer Studie zeigen ein relativ variables Th/Sc-Verhältnis (0,70–1,60) und La/Sc-Verhältnis (1,78–11,70). Das

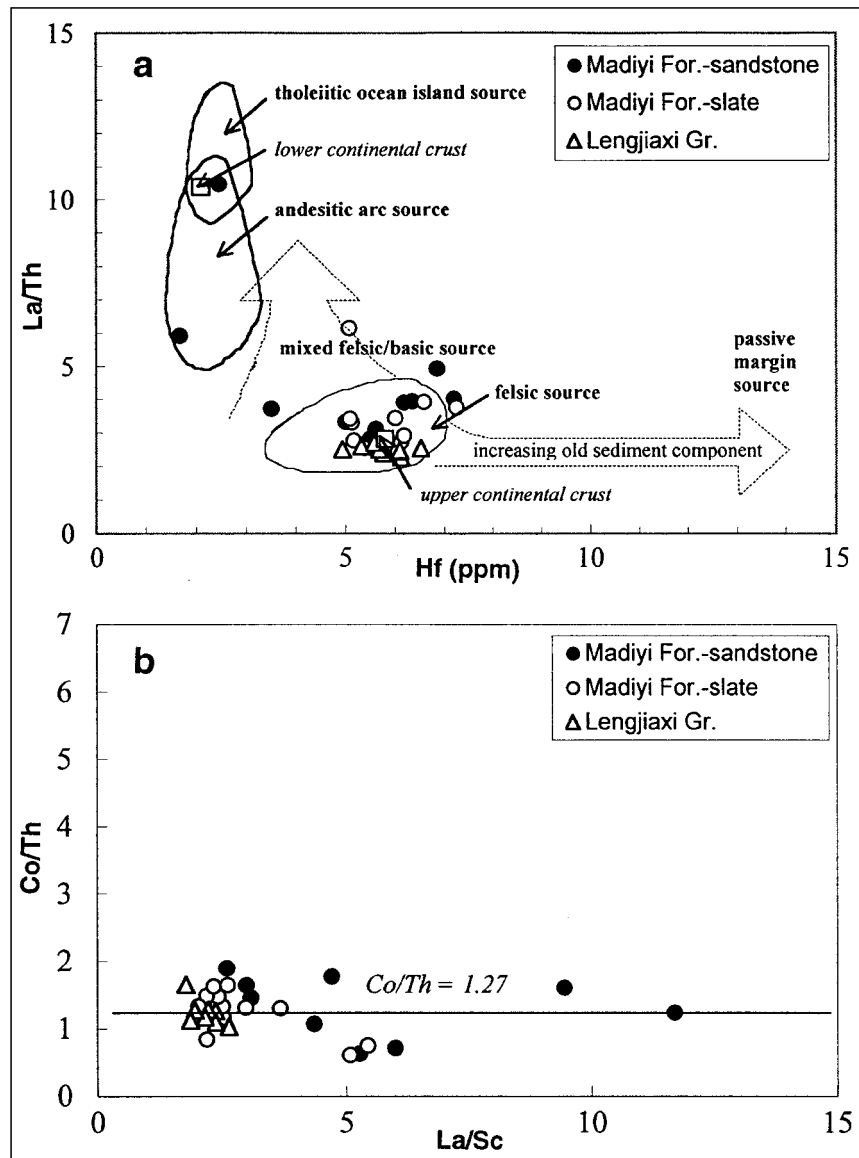
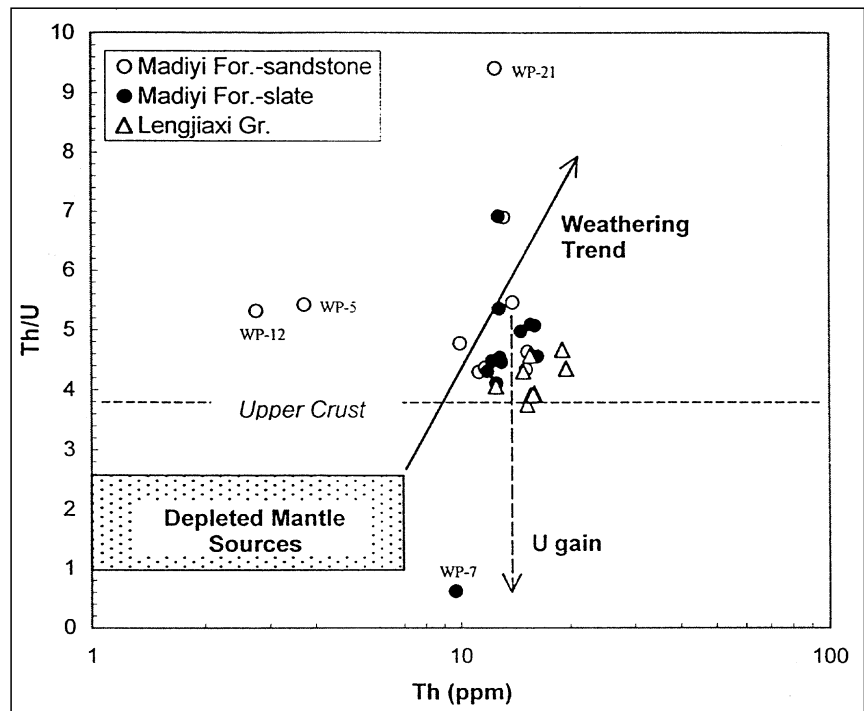


Abb. 211.

Korrelationsdiagramme Hf – La/Th und La/Sc – Co/Th von klastischen Metasedimenten der Lengjiaxi-Gruppe und der Madiyi-Formation zur Unterscheidung der Ausgangsgesteine. Verschieden zusammengesetzte Ausgangsgesteine nach FLOYD et al. (1989).

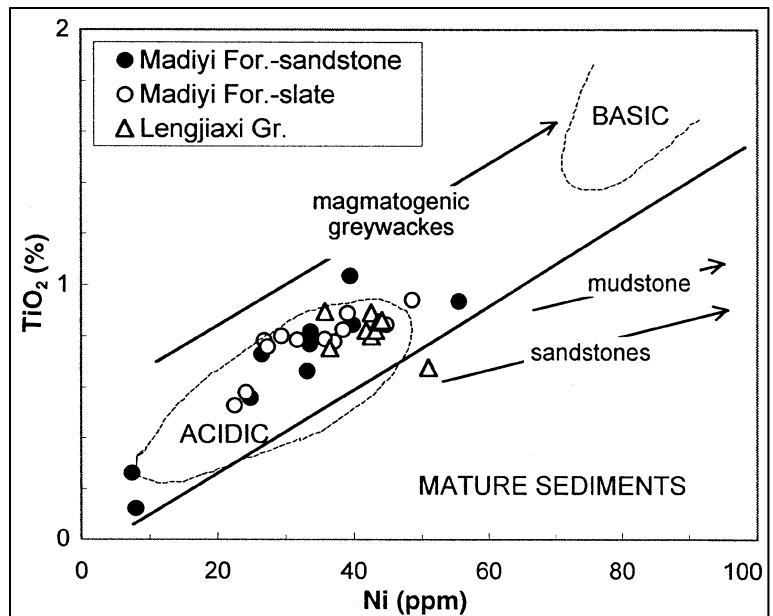
Abb. 212.

Korrelationsdiagramm Ni – TiO₂ der proterozoischen klastischen Metasedimente. Bereiche verschiedener Zusammensetzung nach FLOYD et al. (1989, 1991).

deutet an, dass dieses Sediment nicht von einer Wiederaufnahme von chemischen Komponenten beeinflusst war. Die Sedimente der Lengjiaxi-Gruppe zeigen ähnliche Th/Sc-Verhältnisse, aber niedrige La/Sc-Verhältnisse. Im Vergleich zu Sedimenten der Banxi-Gruppe ergibt sich ein relativ höherer Anteil an mafischen Komponenten für die Herkunftsgesteine der Lengjiaxi-Gruppe. Diese Feststellung ist auch mit dem hohen Gehalt von Ferriden (Co, Cr, Ni, Sc, V) in den Proben der Lengjiaxi-Gruppe vereinbar. Im Vergleich zu Sandsteinen der selben Schichteneinheit zeigen die Schiefer allgemein ein niedrigeres Th/Sc- und La/Sc-Verhältnis. Das führt zu der Vermutung, dass die mafischen Komponenten bei der sedimentären Aufnahme in der Tonmineralfraktion adsorbiert sind.

Auch andere Spurenelemente könnten als Merkmale für Herkunftsgesteine der Sedimente herangezogen werden. FLOYD & LEVERIDGE (1987) benutzten das La/Th-Hf-Diagramm für eine Entscheidung über die ursprüngliche Gesteinszusammensetzung im Herkunftsgebiet. In der Abb. 211a sind die meisten Proben in einem Feld für felsische Herkunft konzentriert, rundum das Zentrum für Werte typischer Oberkruste. Einige Proben (z.B. WP-21, WP-7, WP-12, WP-5) liegen im Feld andesitischer oder gemischt felsisch-basischer Herkunftsgebiete. Im La/Sc-zu-Co/Th-Diagramm (Abb. 211b) kommt ein niedriges und konstantes Co/Th-Verhältnis mit einem durchschnittlichen Wert 1,27 zum Ausdruck, hingegen hohem variablem La/Sc-Verhältnis. Dies spricht für bevorzugt felsische Komponentenherkunft (McLENNAN & TAYLOR, 1984; TAYLOR & McLENNAN, 1985).

Die TiO₂- und Ni-Beziehung im Diagramm (Abb. 212) deutet auf die Erklärung, dass das Material der Sediment-



gesteine hauptsächlich von sauren Magmentypen herzu-leiten ist. In diesen Sedimenten fehlen Merkmale für eine deutliche Mehrfachaufarbeitung von Gesteins- bzw. Sedimentmaterial. Vielmehr spricht die schwerpunktmäßige Lage der Analysenwerte für eine direkte Herkunft aus sauren magmatischen Gesteinen (FLOYD et al., 1991). Die hohen Zr- und Hf-Gehalte weisen darauf, dass Zirkon schon aus den sauren Plutoniten freigegeben ist. FLOYD & LEVERIDGE (1987) und McCANN (1991) verwenden das Diagramm mit K₂O- und Rb-Gehalten, um die Komponenten der Sedimente aus sauren und intermediären Gesteinen von basischen Gesteinen zu unterscheiden. In Abb. 213 zeigt die Korrelation und der höhere Gehalt von K₂O und Rb die Herkunft aus bevorzugt sauren bis intermediären Gesteinen an.

5.8.1.5. Hinweise

zu plattentektonischen Rahmenbedingungen

Sedimentologen und Geochemiker haben sich seit langem bemüht, Beziehungen zwischen sedimentären Gesteinen und plattentektonischer Entwicklung zu finden, um die älteren Merkmale tektonischer Entwicklungsstadien herauszuarbeiten (MIDDLETON, 1960; CROOK, 1974; SCHWAB, 1975; BHATIA & TAYLOR, 1981; MAYNARD et al., 1982; BHATIA, 1983, 1985a,b; ROSER & KORSCH, 1985, 1986; BHATIA & CROOK, 1986; McLENNAN et al., 1990; GU, X.X. 1994).

ROSER & KORSCH (1986) haben drei tektonische Kategorien definiert auf der Basis eines K₂O/Na₂O-SiO₂-Diagrammes (Abb. 214a): passiver Kontinentalrand (PM), aktiver Konti-

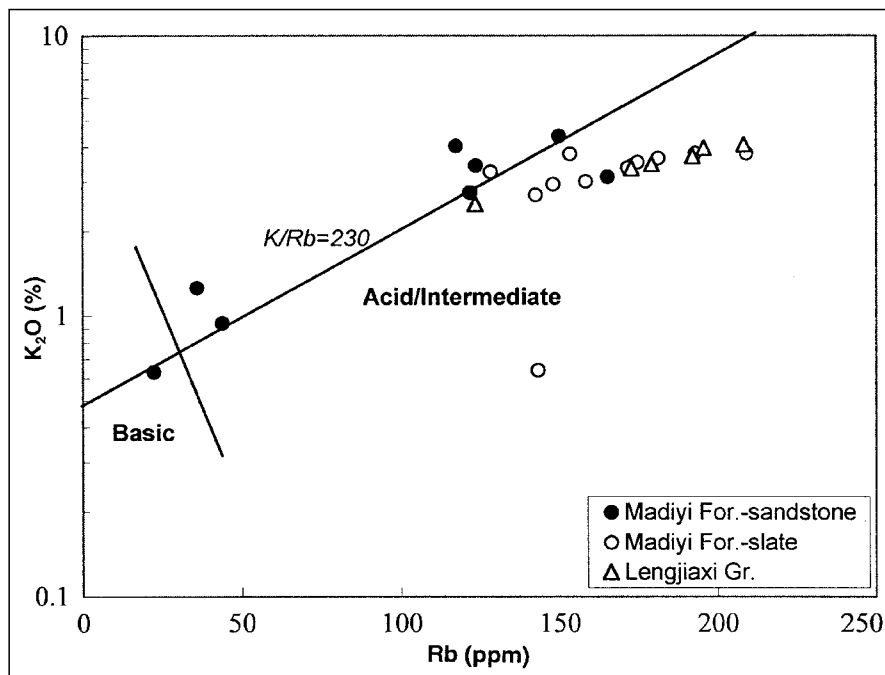


Abb. 213.

Korrelationsdiagramm Rb – K₂O der proterozoischen klastischen Metasedimente. Grenze zwischen basischer und intermediärer bis saurer Zusammensetzung nach FLOYD & LEVERIDGE (1987).

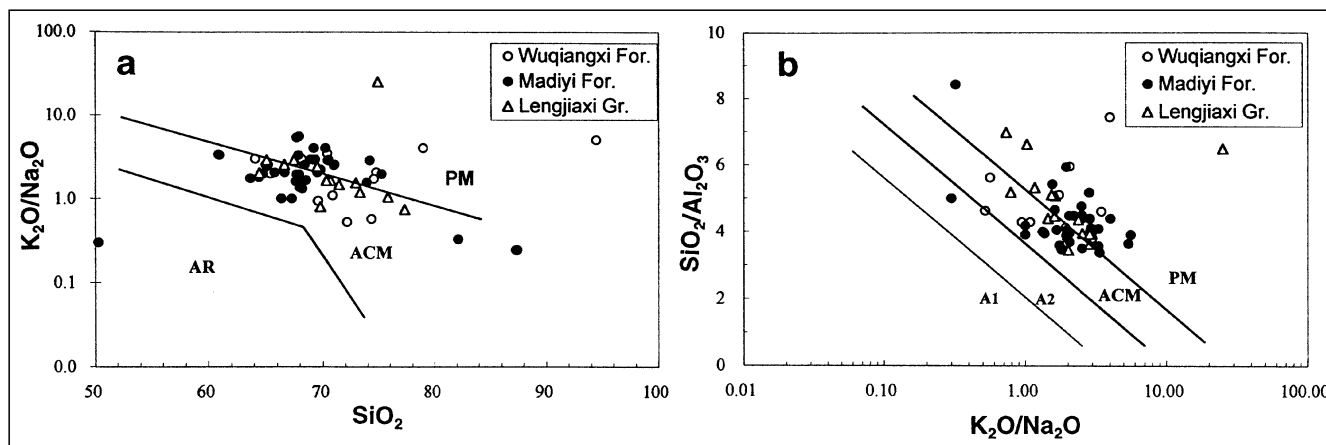


Abb. 214.

Korrelationsdiagramme SiO_2 – $\text{K}_2\text{O}/\text{Na}_2\text{O}$ und $\text{K}_2\text{O}/\text{Na}_2\text{O}$ – $\text{SiO}_2/\text{Al}_2\text{O}_3$ der proterozoischen klastischen Metasedimente.

Die Abgrenzung der verschiedenen plattentektonischen Positionen nach ROSER & KORSCH (1986): AR = ozeanischer Inselbogen; ACM = aktiver Kontinentalrand; PM = passiver Kontinentalrand; A1 = Inselbogen mit basaltischem und andesitischem Detritus; A2 = Inselbogen mit felsisch-plutonischem Detritus.

nentalrand (ACM), ozeanischer Inselbogen (ACR). MAYNARD et al. (1982) verwenden ein $\text{K}_2\text{O}/\text{Na}_2\text{O}$ – $\text{SiO}_2/\text{Al}_2\text{O}_3$ -Diagramm (Abb. 214b) für die Unterscheidung verschiedener tektonischer Entwicklungsschauplätze. In diesen zwei Abbildungen liegt die Besetzung durch die Analysenergebnisse zwischen PM und ACM.

BHATIA (1983) und BHATIA & CROOK (1986) haben auf Grund der Beschaffenheit der Erdkruste vier plattentektonische Milieus unterschieden: ozeanischer Inselbogen, kontinentaler Inselbogen, aktiver Kontinentalrand und passiver Kontinentalrand. Sie haben beschlossen, die am besten unterscheidbaren Parameter $\text{Fe}_2\text{O}_3^* + \text{MgO}$, TiO_2 , $\text{Al}_2\text{O}_3/\text{SiO}_2$, $\text{K}_2\text{O}/\text{Na}_2\text{O}$, $\text{Al}_2\text{O}_3/(\text{CaO} + \text{Na}_2\text{O})$ heranzuziehen (Abb. 215, 216). $\text{Fe}_2\text{O}_3^* + \text{MgO}$ repräsentiert die relative mafische Komponente, $\text{Al}_2\text{O}_3/\text{SiO}_2$ den Anreicherungsgrad von Quarz, $\text{K}_2\text{O}/\text{Na}_2\text{O}$ das Verhältnis von Kalifeldspat und Glimmer zu Plagioklas und $\text{Al}_2\text{O}_3/(\text{CaO} + \text{Na}_2\text{O})$

repräsentiert ungefähr das Verhältnis immobilster Komponenten zu den am leichtesten mobilisierbaren Komponenten.

Wie Tab. 14 und Abb. 216 zeigen, sind $\text{TiO}_2\%$ und $\text{Fe}_2\text{O}_3^* + \text{MgO}\%$ in unseren proterozoischen Gesteinen ungefähr mit Grauwacken und Sandsteinen aus kontinentalen Inselbögen vergleichbar. $\text{Al}_2\text{O}_3/\text{SiO}_2$ liegt demnach zwischen Sedimenten aus kontinentalen Inselbögen und aktivem Kontinentalrand. Aber $\text{K}_2\text{O}/\text{Na}_2\text{O}$ und $\text{Al}_2\text{O}_3/(\text{CaO} + \text{Na}_2\text{O})$ sind extrem abnormal hoch. Es muss betont werden, dass Na_2O und CaO die leichtest mobilisierbaren Verbindungen von Hauptelementen sind, weswegen sedimentäre und postsedimentäre Prozesse (Diagenese, Metamorphose) leicht die Veränderung meist in Form von Verminderung solcher Bestandteile bewirken. Zum Beispiel nehmen in den meisten Sedimentationsbecken diese zwei Verbindungen Na_2O und CaO allgemein ab, jedoch zeigt SiO_2 eine Anreicherung in Sandsteinen im Vergleich zu der Herkunftszusammensetzung (BHATIA, 1983). In dieser Sicht erscheint die Verwendung von $\text{K}_2\text{O}/\text{Na}_2\text{O}$ und das Verhalten von $\text{Al}_2\text{O}_3/(\text{CaO} + \text{Na}_2\text{O})$ für die Unterscheidung der plattentektonischen Situation von alten Sedimentgesteinen, besonders der metamorphen, problematisch. Angenommen, dass die Verminderung von Na_2O und CaO signifikant ist, und das primäre $\text{K}_2\text{O}/\text{Na}_2\text{O}$ - und $\text{Al}_2\text{O}_3/(\text{CaO} + \text{Na}_2\text{O})$ -Verhältnis niedriger als die gemessenen Daten wäre, wären die Daten in Abb. 214 nach rechts in das ACM-Feld verschoben.

Eine bessere Methode, das plattentektonische Situationsmilieu zu unterscheiden wäre, mehrere Elemente für die Beurteilung heranzuziehen. Eine Diskriminierungsanalyse unserer Sedimentgesteine wurde mit 11 Hauptelement-Oxiden als Variable und nach der Methode von BHATIA (1983) durchgeführt. In Abb. 217 fallen die meisten Daten (70 %) in das Feld „aktiver Kontinentalrand“. Ein kleiner Teil der Ergebnisse kommt in den Bereich „passiver Kontinentalrand“ (28 %) und „kontinentaler Inselbogen“ (2 %) zu liegen. Es sollte aber bemerkt werden, dass die diskriminante Funktion I (Abb. 217) eine hohe Belastung von CaO und Na_2O hat und die Funktion II in der Hauptsache von SiO_2 und CaO beeinflusst ist. Wenn man bedenkt, dass der ursprüngliche Gehalt von CaO und Na_2O in den untersuchten Sedimenten höher war als die gemessenen Werte, wie früher schon erwähnt, würden fast alle Datenpunkte in die Felder für „aktiven Kontinentalrand“ und „kontinentalen Inselbogen“ fallen. Im Unterschei-

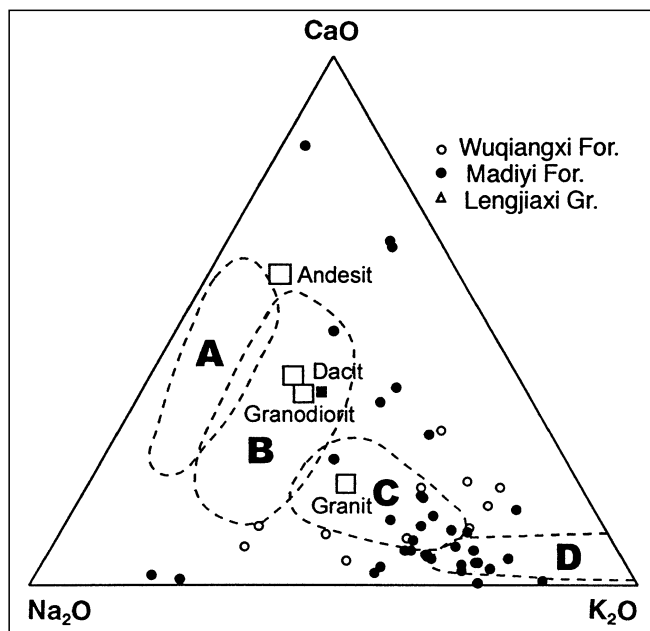


Abb. 215.

Häufigkeitsverteilung der Minerale von klastischen Sedimenten der Lengjiaxi-Gruppe, der Madiyi- und Wuqiangxi-Formation im System Na_2O – K_2O – CaO und ihr Bezug zu Magmatiten.

Die Abgrenzung der verschiedenen plattentektonischen Positionen nach BHATIA (1983): A = ozeanischer Inselbogen; B = kontinentaler Inselbogen; C = aktiver Kontinentalrand; D = passiver Kontinentalrand.

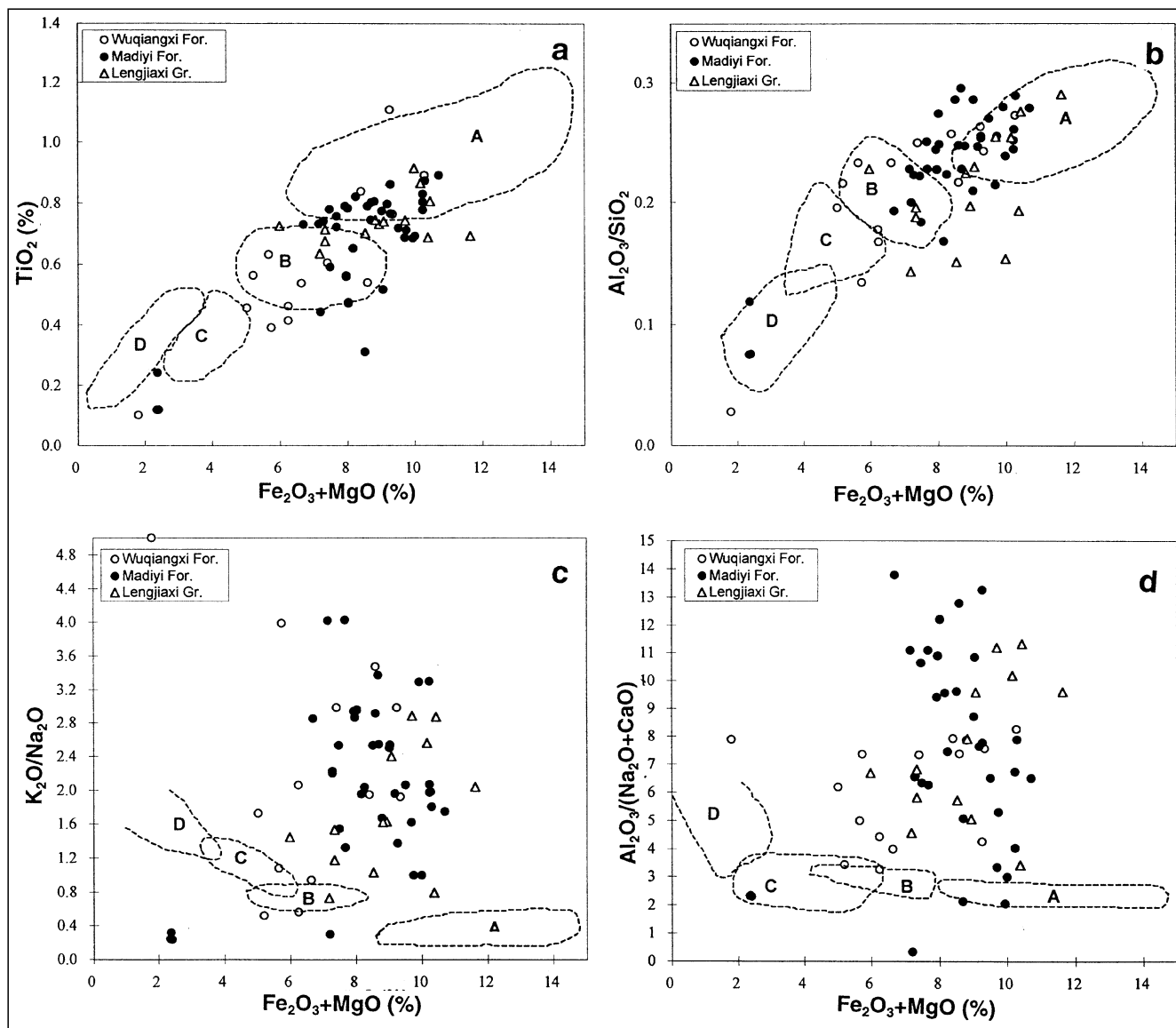


Abb. 216.

Korrelationsdiagramme $\text{Fe}_2\text{O}_3+\text{MgO}$ zu TiO_2 , zu $\text{Al}_2\text{O}_3/\text{SiO}_2$, zu $\text{K}_2\text{O}/\text{Na}_2\text{O}$ und zu $\text{Al}_2\text{O}_3/(\text{CaO}+\text{Na}_2\text{O})$.

Die Abgrenzung der verschiedenen plattentektonischen Positionen nach BHATIA (1983): A = ozeanischer Inselbogen, B = kontinentaler Inselbogen, C = aktiver Kontinentalrand, D = passiver Kontinentalrand.

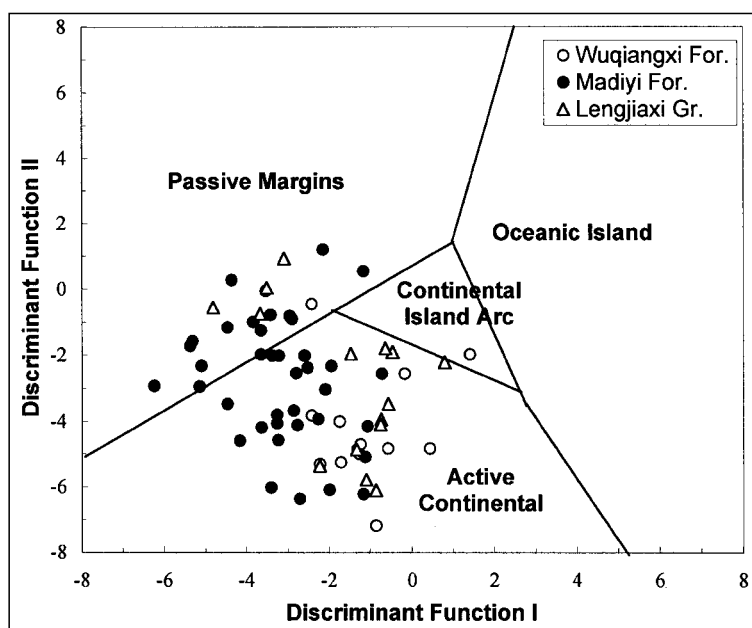


Diagramm $\text{Al}_2\text{O}_3/\text{SiO}_2 - (\text{FeO}+\text{MgO})/(\text{SiO}_2 + \text{K}_2\text{O}+\text{Na}_2\text{O})$ (Abb. 218) von KUMON & KIMINAMI (1994) für plattentektonische Sedimentationssituationen sind die Daten relativ gestreut, aber die meisten Werte fallen in das Feld eines entwickelten Inselbogens und eines „naturgereiften“, weitgehend entwickelten magmatischen Bogens. Nach ihrer Definition entspricht der „entwickelte Inselbogen“ einem kontinentalen Inselbogen und der „entwickelte magmatische Bogen“ einem aktiven Kontinentalrand nach BHATIA (1983), BHATIA & CROOK (1986).

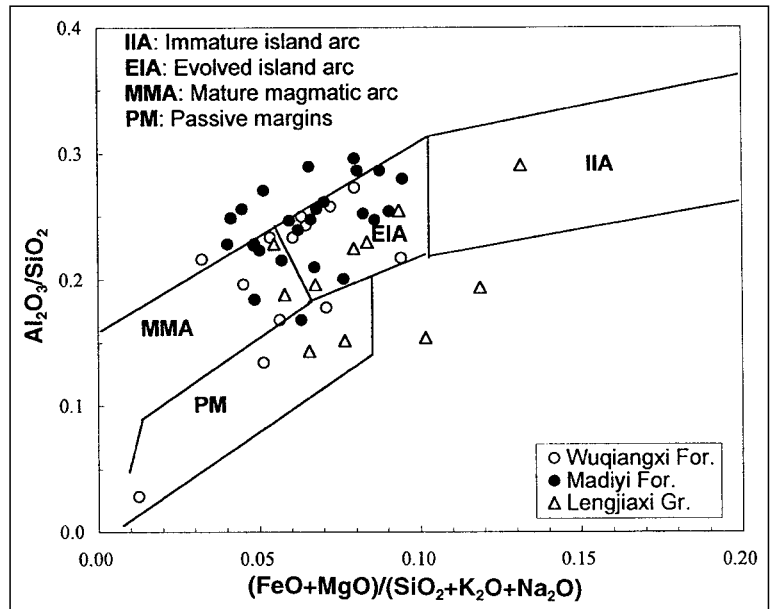
Abb. 217.

Die Daten der klastischen Lengjiaxi- und Madiyi-Metasedimente im Diskriminanzdiagramm der Hauptelement-Oxide und ihre mögliche Zuordnung zu plattentektonischen Positionen nach BHATIA (1983).

A = ozeanischer Inselbogen, B = kontinentaler Inselbogen, C = aktiver Kontinentalrand, D = passiver Kontinentalrand.

Abb. 218.

Diagramm $(\text{FeO}+\text{MgO})/(\text{SiO}_2+\text{K}_2\text{O}+\text{Na}_2\text{O}) - \text{Al}_2\text{O}_3/\text{SiO}_2$ der klastischen Lengjiaxi- und Madiyi-Metasedimente und ihre mögliche Zuordnung zu plattentektonischen Positionen nach KUMON & KIMINANI (1994).



Spurenelemente, besonders die mit relativ niedriger Mobilität und geringer Verweilzeit im Meerwasser sowie La, Ce, Nd, Y, Th, Zr, Hf, Nb, Ti und Sc werden quantitativ in klastischen Sedimenten transportiert und stellen deshalb aussagekräftige Indikatoren für die Beurteilung der Herkunft und für die Unterscheidung der plattentektonischen Situation dar (TAYLOR & MCLENNAN, 1985; MCLENNAN et al., 1990; MCLENNAN & TAYLOR, 1991, BHATIA & CROOK, 1986, GU, X.X. 1994, 1996 a, b, c). Innerhalb der empfindlichsten Diskriminierungsparameter für die plattentektonische Situation in Tab. 14 sind Nd, Nb, Zr/Nb, Sc/Ni (und wahrscheinlich auch Ce,

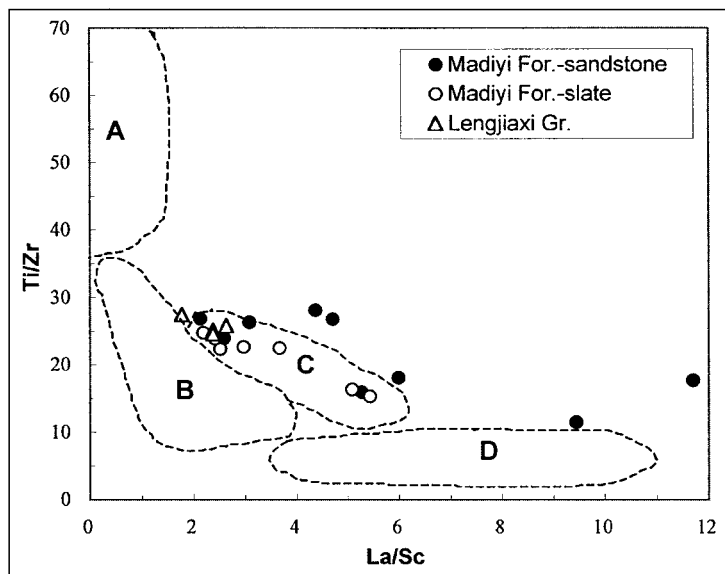


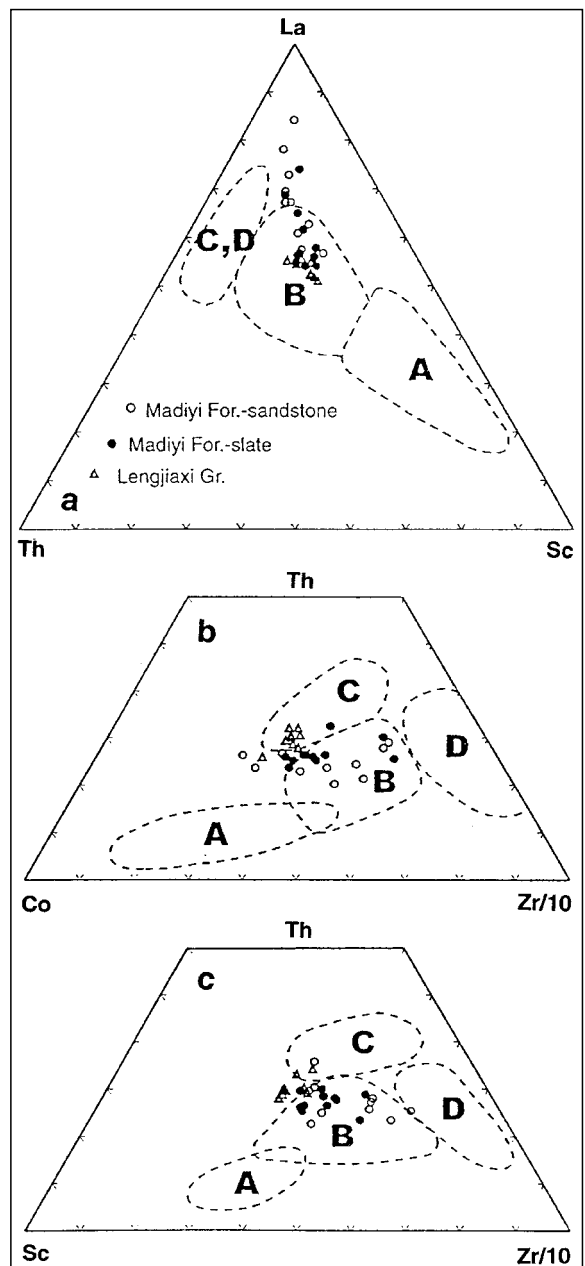
Abb. 219.

Unterscheidungsdiagramm La/Sc zu Ti/Zr für plattentektonische Positionen der untersuchten Metasedimente nach BHATIA & CROOK (1986). A = ozeanischer Inselbogen; B = kontinentaler Inselbogen; C = aktiver Kontinentalrand; D = passiver Kontinentalrand.

ΣSEE , $\Sigma\text{LREE}/\Sigma\text{HREE}$ und Zr/Th mit denen von Sandstein aus aktiven Kontinentalrändern vergleichbar. K/Th, Zr/Hf, La/Th, Sc, V, Ti, Th/Sc und Ti/Sc sind mit Sedimenten aus kontinentalen Inselbögen vergleichbar. Th, Zr, Hf, Th/U, La/Sc, Eu/Eu*, La/Y (La/Yb)n und (Gd/Yb)n sind vergleichbar mit denen aus beiden tektonischen Situationen. In Abb. 219 besetzen La/Sc zu Ti/Zr mit den meisten Daten das Feld für „aktiven Kontinentalrand“, aber neben dem Feld „kontinentaler Inselbogen.“ In Abb. 220 (La-Th-Sc, Th-Co-Zr/10 und Th-Sc-Zr/10) fallen die meisten Werte in die Felder für „kontinentalen Inselbogen“ und „aktiven Kontinentalrand“ oder liegen zwischen beiden.

Abb. 220.

Dreiecksdiagramme zur Unterscheidung plattentektonischer Positionen von Sedimenten der Lengjiaxi-Gruppe und der Madiyi-Formation nach BHATIA & CROOK (1986). A = ozeanischer Inselbogen; B = kontinentaler Inselbogen; C = aktiver Kontinentalrand; D = passiver Kontinentalrand.



5.8.1.6. Kurzzusammenfassung

Die proterozoischen Sedimentgesteine des Arbeitsgebietes zeigen beträchtliche Variationen in den Haupt- und Spurenelement-Zusammensetzungen, die hauptsächlich von den Typen der Ausgangsgesteine, den Verwitterungsbedingungen in den Liefergebieten und der platten-tektonischen Position des Sedimentationsbeckens kontrolliert werden.

Das Herkunftsgebiet wurde von gemäßigt-klimatischen Verwitterungsbedingungen beeinträchtigt. Diese Beeinflussung ist durch die geochemische Zusammensetzung der Sedimente, besonders durch die Beziehung von alkalischen und erdalkalischen Elementen, den chemischen Index der Alteration (CIA) und das Th/U-Verhältnis dokumentiert. Der Grad der chemischen Verwitterung im Herkunftsgebiet nahm im Laufe der Sedimentationszeit ab, die tektonischen Aktivitäten hingegen zu.

Die Verteilung der Seltenerdelemente und charakteristische geochemische Parameter sowie die Th/Sc- und La/Sc-Verhältnisse zeigen die Hauptherkunft von einer alten Kontinentalkruste, dominiert von felsischen Komponenten magmatischen Ursprungs. Die Herkunftsgesteine wurden signifikant von intrakrustalen magmatischen Prozessen sowie durch partielle Aufschmelzung und/oder fraktionierte Kristallisation mit Separation von Plagioklassen beeinflusst. Die mittelperozoische Lengjiaxi-Gruppe hat mehr mafisches Material im Vergleich zur jüngeren proterozoischen Banxi-Gruppe. Die Beteiligung dieser mafischen vulkanischen Komponenten macht sich verstärkt in der Tonfraktion bemerkbar. Die variable Mischung prinzipiell von Graniten und Gneisen aus einem aktiven Kontinentalrand mit kleinen Anteilen vulkanischer Gesteine aus einem kontinentalen Inselbogen verursacht das geochemische Ergebnis mit Variationen zwischen aktivem Kontinentalrand und kontinentalem Inselbogen.

Das Ergebnis für sich sowie in Verbindung mit den petrographischen Befunden ergibt ein abgerundetes Bild von den Herkunftsgebieten des aufgearbeiteten Gesteinsmaterials, über das Einzugsgebiet und die Verwitterungsbedingungen, vom Sedimentationsraum und den Ablagerungsbedingungen.

5.8.2. Geochemie der Erze und Nebengesteine

5.8.2.1. Hauptelemente

Die Hauptelemente der unmittelbaren Nebengesteine des Erzes, also der Erzträgergesteine, und der Erzkörper selbst sind in der Tabelle 15 zur Übersicht gebracht. Eine interessante Rolle spielen in diesem Zusammenhang die beiden Leitschichten der Erzlager in der mittleren Madiyi-Formation: nämlich der schwarzgraue, purpurrot schimmernde ankeritische und sericitische Hämatit-Quarzitschiefer und der hellgraue, von den Bergleuten als „gebleichter Schiefer“ bezeichnete dolomitische Sericit-Quarzitschiefer. Im Vergleich des dunklen Hämatit-Quarzitschiefers mit dem hellen Sericitschiefer fallen chemische Unterschiede insofern auf, als im Sericitschiefer höhere SiO_2 -, Au-, W-, Sb- und As-Gehalte aufscheinen. Diese Erkenntnis deckt sich hinsichtlich des Fe- und As-Gehaltes mit dem petrographischen Befund. Betreffend die SiO_2 -Gehalte hingegen fallen die Unterschiede optisch nicht auf. Verständlich erscheint aber der auffallend höhere Metallgehalt des Sericitschiefers, weil es sich nicht nur um das unmittelbare Nebengestein der Erzlager, sondern auch um das nur in Grenzbereichen partiell, aber nicht zur Gänze alterierte Erzträgergestein handelt,

welches teilweise mit der Erzparagenese in ursächlicher Wechsellagerung steht (vgl. Kap. 5.7.4., 5.7.7.2., 5.7.8.).

Über die Variationen der Oxidgehalte von Hauptelementen in Nebengesteinen mit Annäherung an einen Erzkörper auf zwei Grubenhorizonten gibt Abb. 221 nach LIN, F. (1998) Auskunft. Es ist allerdings zu beobachten, dass sich diese Gesteinsbezeichnung nicht mit unserer Nomenklatur deckt und dass die Oxidgehalte vom Feinschichtaufbau dieser Gesteine und von zwischengeschalteten Nebengesteinsanteilen im Erzkörper abhängen.

Es fällt weiters auf, dass der Oxidgehalt der Sericitschiefer mehr oder weniger konstant ist, während die Au-, W-, Sb- und As-Gehalte beträchtlich variieren, was einer inhomogenen Verteilung entspricht und extreme lokale Anreicherungen anzeigt. Die Tonlagen in den stratiformen Erzen weisen sogar einen sehr hohen Gehalt an Au (2,4–43,0 ppm), W (59,3–283 ppm) und As (2,3–1.714 ppm) auf. Der Sb-Gehalt ist allerdings mit dem des Sericitschiefer-Nebengesteins als normal zu vergleichen.

Quarz im Erzlager enthält Au mit 3,22–9,89 ppm, Sb mit 202–1.154 ppm, As mit 36–142 ppm, hingegen W mit 22–36 ppm und ist in diesem Fall mit dem des Nebengesteins vergleichbar. Sb zeigt eine positive Korrelation mit SiO_2 , jedoch negative Korrelation mit Fe_2O_3^* , MgO, MnO, P_2O_5 und As (Tab. 15). Au korreliert positiv mit Al_2O_3 , Fe_2O_3^* , TiO_2 , P_2O_5 und As, aber negativ mit SiO_2 . Dies weist auf die Bevorzugung von Au in Tonmineralen. W lässt nur mit CaO und MgO eine positive Korrelation erkennen, was auch in der Scheelitanreicherung zur Geltung kommt.

Eine Faktorenanalyse (Tab. 15) zeigt, dass die Hauptelemente und Haupterzmetalle im Nebengestein und Erz durch drei Hauptfaktoren charakterisiert sind.

- Faktor 1 (Variance contribution 50 %) besteht hauptsächlich aus SiO_2 , Al_2O_3 , Fe_2O_3^* , Na_2O , K_2O , TiO_2 und P_2O_5 . Diese Verbindungen repräsentieren vorwiegend die detritischen Komponenten von Quarz, Feldspat, Sericit u.a. Tonmineralen.
- Faktor 2 (Variance contribution 21,4 %) basiert auf CaO, MgO, MnO und W, womit dieser Faktor den Karbonatbestand und Scheelit repräsentiert.
- Faktor 3 (Variance contribution 13,7 %) besteht hauptsächlich aus Au und As. Aber auch P_2O_5 , Sb und W belasten einigermaßen diesen Faktor.

5.8.2.2. Spurenelemente

Die Spurenelemente in den Erzlagern bzw. in den Mineralen der Erzlager sind in Tabelle 16 zur Übersicht gebracht. Auch ein Vergleich zwischen dem dunkelrot-schwarzgrauen Hämatit-Quarzitschiefer der Madiyi-Formation mit dem hellgrauen „alterierten“ Erzträgergestein ist möglich. Die dunklen Quarzite („Tonschiefer“) und die hellen Sericit-Quarzitschiefer als unmittelbare Nebengesteine der Erzlager sind nach den Daten sehr ähnlich. Aber im Lagerstättenareal fällt gegenüber den aus dem weiter entfernten Gelände ein höherer Gehalt an W, Au, As und Sb auf. Die meisten Sp.E.-Gehalte in laminierten W-Sb-Au-Erzen sind niedriger als die der „Tonschiefer“, sowohl im Großraum als auch in der Lagerstätte. Die Li-, Ge-, Mo-Gehalte allerdings sind höher, und die Erzmetalle W, Sb, Au, As sind extrem hoch vertreten: nämlich W 26×, Sb 138×, Au 132× und As 31× höher.

Der Variationstrend der Spurenelemente im Quarz des Erzes ist ungefähr gleich wie im Gesamterz, genau beurteilt allerdings etwas niedriger, ausgenommen Au.

Tab. 15.

Hauptelementzusammensetzung von Gesteinen und Erzen der Lagerstätten Woxi, Huangjindong, Longshan und Xikuangshan.

Oxidgehalte in Gew.-%; Sb, W und As in ppm; Au in ppb. Fe₂O₃ * = Fe gesamt; & = FeO in Fe₂O₃; leere Zellen = nicht analysiert.Data source: 1= XRD-Analysen im Rahmen dieser Studie, Center for Mineral Resources Exploration, Chinesische Akademie der Wissenschaften (CAS), Beijing; 2 = Liu, Y.J. et al. (1993); 3 = Liu, Y.J. (1989); 4 = Tu, G.Z. (1984); 5 = Luo, X.L. (1994); 6 = Ji, J.F. et al. (1990); 7 = Liang, H.Y. (1989); 8 = nicht publizierte Daten des „15th Gold Branch Team of Hunan Province“ (1980); 9 = nicht publizierte Daten der Bergwerksdirektion Longshan (1981); 10 = XIAO, Q.M. (1996); 11 = Yi, J.J. (1994).

Sample No.	Sample	Age	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	Au	Sb	W	As	Fe ₂ O ₃ *+MgO	Al ₂ O ₃ /SiO ₂	K ₂ O/Na ₂ O	Al ₂ O ₃ /(Na ₂ O+CaO)	Data source
Woxi W-Sb-Au deposit																						
Madiyi Formation, country rocks of the deposit																						
WX20-1	purple gray slate	Pt3bnm	63,86	15,75	6,37	&	0,95	1,76	1,52	3,38	0,75	0,17	0,07	11,60	43,88	24,03	7,29	8,13	0,25	2,22	6,36	1
WX20-2	purple gray slate	Pt3bnm	66,38	16,13	6,28	&	0,43	1,49	1,25	3,65	0,74	0,12	0,07	13,10	28,58	22,96	4,21	7,77	0,24	2,93	9,63	1
WX20-9	purple gray slate	Pt3bnm	61,47	15,58	6,63	&	0,82	1,84	1,51	3,53	0,72	0,16	0,09	48,30	27,00	61,48	8,74	8,47	0,25	2,34	6,67	1
WX24-11	calcareous slate	Pt3bnm	53,98	12,06	5,14	&	9,88	1,87	1,43	2,57	0,48	0,37	0,07	20,80	41,48	12,32	9,59	7,01	0,22	1,80	1,07	1
WX28-1	purple red slate	Pt3bnm	57,85	15,43	6,78	&	1,62	2,03	0,52	3,81	0,77	0,24	0,07	23,30	63,98	28,26	7,76	8,81	0,27	7,28	7,20	1
WX9-5b	light green silty slate	Pt3bnm	43,53	26,50	9,94	&	2,85	0,55	1,07	5,33	1,55	0,03	0,97					10,49	0,61	4,96	6,75	1
	Average (N=6)		57,84	16,91	6,86		2,76	1,59	1,22	3,71	0,84	0,18	0,22	23,42	40,98	29,81	7,52	8,45	0,31	3,59	6,28	
	Standard deviation (sd)		7,55	4,50	1,48		3,28	0,49	0,35	0,82	0,33	0,11	0,33	13,21	13,32	16,68	1,83	1,08	0,14	1,94	2,57	
Madiyi Formation, bleached country rocks of the deposit																						
WX20-3	bleached slate	Pt3bnm	66,63	15,08	5,84	&	1,00	1,74	0,72	3,45	0,73	0,20	0,07	119,00	28,43	770,47	24,41	7,58	0,23	4,82	8,81	1
WX20-4	bleached slate	Pt3bnm	64,22	18,58	4,88	&	0,30	1,44	0,70	4,03	0,77	0,13	0,05	2232,00	37,28	37,06	51,87	6,31	0,29	5,78	18,69	1
WX20-8	bleached slate	Pt3bnm	65,53	16,61	5,92	&	0,71	1,73	0,80	3,73	0,76	0,14	0,06	233,00	30,30	92,39	22,43	7,64	0,25	4,65	10,97	1
WX28-2	bleached slate	Pt3bnm	63,40	15,30	5,86	&	1,54	2,16	0,54	3,64	0,73	0,22	0,07	21,10	251,25	24,85	8,93	8,02	0,24	6,77	7,35	1
WX28-3	bleached slate	Pt3bnm	64,79	15,42	5,78	&	1,55	1,72	0,42	3,73	0,72	0,17	0,07	81,50	30,975	125,75	25,82	7,50	0,24	8,82	7,83	1
WX28-10	bleached slate	Pt3bnm	66,21	15,44	5,95	&	0,53	1,77	0,80	3,69	0,74	0,17	0,07	57,50	81,75	45,39	13,92	7,72	0,23	4,63	11,62	1
WX9-4	Sch-bearing calcareous nodule	Pt3bnm	67,44	6,43	5,16	&	6,04	2,82	0,37	1,03	0,28	0,28	0,05	4730,00	45,45	6308,30	555,75	7,98	0,10	2,82	1,00	1
WX9-4	Sch-bearing calcareous nodule	Pt3bnm	67,44	6,43	5,16	&	6,04	2,82	0,37	1,03	0,28	0,28	0,05	4730,00	45,45	6308,30	555,75	7,98	0,10	2,83	1,00	1
	Average (N=7)		65,46	14,70	5,63		1,67	1,91	0,62	3,33	0,67	0,18	0,06	1067,73	72,20	1057,74	100,45	7,54	0,23	5,47	9,47	
	Standard deviation (sd)		1,31	3,56	0,40		1,84	0,42	0,16	0,95	0,16	0,05	0,01	1667,04	75,08	2157,54	186,30	0,53	0,06	1,77	4,95	
Ores/Orebodies																						
WX24-3	clay band in ore layer		37,34	28,06	9,52	&	2,06	1,38	1,34	5,16	1,55	0,16	0,19	43043,00	50,10	59,28	1714,40	10,90	0,75	3,85	8,26	1
WX24-5	clay band in ore layer		63,43	14,31	5,14	&	3,61	2,02	0,65	2,83	0,57	0,21	0,12	2380,00	34,73	282,59	227,37	7,16	0,23	4,35	3,36	1
WX28-8	Qz in ore layer		89,72	1,30	2,55	&	0,05	0,08	0,13	0,24	0,04	0,02	0,01	3220,00	201,75	22,22	36,43	2,63	0,01	1,82	7,20	1
WX28-9	Qz in ore layer		82,16	6,70	3,02	&	0,06	0,21	0,24	1,50	0,21	0,03	0,01	9885,00	1153,50	36,35	141,96	3,23	0,08	6,34	22,56	1
Tu-1	Silicalite		86,28	1,90	4,79	0,58	0,24	0,04	0,09	0,49	0,06	0,13	0,03					5,47	0,02	5,44	5,76	4
Tu-2	Silicalite		89,10	2,95	1,16	1,12	0,20	0,15	1,05	0,60	0,08	0,31	0,15					2,54	0,03	0,57	2,36	4
Tu-3	Silicalite		79,62	3,10	0,89	2,07	3,30	1,39	0,18	0,44	0,06	0,26	0,03					4,56	0,04	2,44	0,89	4
Huangjindong Au deposit																						
Lengjiaxi Group, country rocks of the deposit																						
HJ-1	gray silty slate	Pt2ln	60,05	17,08	7,56	&	0,19	2,22	0,63	4,14	0,77	0,12	0,13	226,00	32,18	16,21	666,90	9,78	0,28	6,60	20,92	1
HJ-2	gray banded slate	Pt2ln ²⁻¹	53,12	15,06	8,23	&	4,17	2,58	1,08	3,97	0,64	0,74	0,13	182,00	5,83	10,78	311,61	10,81	0,28	3,68	2,87	1
HJ3-5	gray black silty slate	Pt2ln	64,93	16,20	7,05	&	0,59	2,27	1,44	3,46	0,78	0,15	0,11	44,10	18,9	20,15	46,41	9,32	0,25	2,39	7,98	1
HJ3-6	gray black slate	Pt2ln	59,75	18,07	7,69	&	0,80	2,22	1,64	4,08	0,79	0,23	0,12	17,30	11,48	3,66	10,18	9,91	0,30	2,48	7,40	1
Liu-1(N=4)	slate	Pt2ln ³⁻²⁽²⁾	65,99	12,96	7,24	4,58	0,55	1,61	0,88	2,58	0,64	0,21	0,27					13,89	0,20	2,93	9,06	3
Liu-2(N=2)	slate	Pt2ln ³⁻²⁽¹⁾	61,60	15,69	7,65	3,34	0,15	2,41	1,27	3,54	0,77	0,26	0,25					13,73	0,25	2,79	11,05	3
Liu-3(N=3)	slate	Pt2ln ³⁻¹	59,95	12,92	8,88	4,12	0,08	1,75	0,47	3,27	0,73	0,17	0,19					15,16	0,22	6,96	23,49	3
Ji-1	fresh slate	Pt2ln	60,37	18,58	4,16	3,78	0,28	1,93	1,66	4,36	0,84	0,10	0,23					10,25	0,31	2,63	9,58	6
Ji-2	altered slate	Pt2ln	57,65	18,04	1,44	5,75	0,19	2,04	0,66	4,27	0,87	0,19	0,12					9,81	0,31	6,47	21,22	6
Ji-3	mineralized slate	Pt2ln	57,65	17,87	0,88	6,23	0,26	1,98	1,07	4,28	0,86	0,17	0,15					9,71	0,31	4,00	13,44	6
	Average of fresh slate (N=8)		60,11	16,25	6,08	4,63	0,72	2,10	1,08	3,79	0,77	0,23	0,17	117,35	17,09	12,70	258,77	11,24	0,27	4,09	12,70	
	Standard deviation (sd)		3,48	1,97	2,73	1,04	1,17	0,28	0,40	0,54	0,08	0,18	0,06	88,54	9,86	6,19	262,80	2,04	0,04	1,76	6,56	
Longshan Au-Sb deposit																						
Jiangkou Formation, unaltered country rocks																						
LS6.8	green pebbled slate	Z1j	69,83	16,38	5,75	&	0,89	1,51	2,07	3,13	0,72	0,08	0,10					7,26	0,23	1,51	5,53	1
LS6.15	green pebbled slate	Z1j	67,47	17,16	6,63	&	0,43	1,60	2,39	3,05	0,76	0,09	0,11					8,23	0,25	1,28	6,09	1
LS6.16	purple red pebbled slate	Z1j	68,44	16,10	5,50	&	1,11	1,08	2,21	3,41	0,66	0,08	0,11					6,58	0,24	1,54	4,85	1
LS6.31	light green pebbled slate	Z1j	70,86	16,26	5,19	&	0,61	1,42	2,09	3,10	0,70	0,11	0,09					6,61	0,23	1,48	6,02	1
LS6.32	gray black slate	Z1j	69,42	16,08	5,05	&	0,63	1,37	2,84	2,66	0,67	0,08	0,09					6,42	0,23	0,94	4,63	1
LS6.34	purple red pebbled slate	Z1j	66,32	16,28	5,76	&	1,49	0,98	1,58	3,80	0,63	0,07	0,10					6,74	0,25	2,41	5,30	1
LS7-5	gray green sandy slate	Z1j	69,26	18,25	4,29	&	0,68	1,28	0,37	4,62	0,67	0,10	0,12	15,10	35,33	13,52	11,15	5,57	0,26	12,49	17,38	1

Tab. 15 (Fortsetzung).

Sample No.	Sample	Age	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	Au	Sb	W	As	Fe ₂ O ₃ *+MgO	Al ₂ O ₃ /SiO ₂	K ₂ O/Na ₂ O	Al ₂ O ₃ /(Na ₂ O+CaO)	Data source
Longshan Au-Sb deposit																						
<i>Jiangkou Formation, unaltered country rocks</i>																						
LS7-16	purple gray tuffite (?)	Z1j	69,61	15,58	5,79	&	0,97	1,17	2,31	3,31	0,64	0,08	0,11	14,60	45,38	16,46	13,57	6,96	0,22	1,43	4,75	1
LS7-17	gray green pebbled slate	Z1j	69,34	15,76	5,69	&	1,46	1,72	1,90	3,25	0,64	0,15	0,10	21,70	65,78	10,17	5,73	7,41	0,23	1,71	4,69	1
LS7-18	yellow green Cc-bearing slate	Z1j	55,97	12,65	5,75	&	9,85	5,19	2,13	2,28	0,45	0,76	0,09	6,05	13,58	5,67	7,22	10,94	0,23	1,07	1,06	1
LS7-19	gray green pebbled slate	Z1j	71,83	16,62	4,45	&	0,29	1,41	2,47	3,08	0,68	0,06	0,09	10,20	15,53	9,03	3,66	5,86	0,23	1,25	6,02	1
LS7-20	yellow green pebbled slate	Z1j	70,95	16,91	4,35	&	0,35	1,16	2,32	3,11	0,69	0,06	0,11	8,15	48,60	9,56	3,31	5,51	0,24	1,34	6,33	1
LS7-21	gray green pebbled slate	Z1j	71,68	14,56	4,77	&	1,80	1,78	2,44	2,54	0,61	0,16	0,09	27,30	290,25	12,26	5,89	6,55	0,20	1,04	3,43	1
A-2	gray green pebbled slate	Z1j	69,28	17,20	1,11	2,51	1,15	1,44	2,73	2,79	0,57	0,16	0,14					5,31	0,25	1,02	4,44	7
A-4	purple slate	Z1j	67,56	17,28	4,47	1,32	0,00	1,02	2,83	3,93	0,57	0,08	0,16					6,94	0,26	1,39	6,10	7
C-40	purple slate	Z1j	71,84	15,71	5,17	0,57	0,14	0,50	1,39	3,14	0,41	0,20	0,10					6,29	0,22	2,26	10,25	7
C-33	gray green slate	Z1j	66,34	18,47	1,67	3,63	0,71	2,40	2,06	3,04	0,52	0,16	0,19					8,06	0,28	1,47	6,65	7
C-29	gray black pebbled slate	Z1j	69,88	15,75	1,74	2,23	2,06	1,48	2,56	2,84	0,41	0,16	0,10					5,68	0,23	1,11	3,41	7
Volcano-3	volcanic rock (?)	Z1j	69,85	16,58	3,92	1,15	0,17	0,68	5,62	1,04	0,51	0,11	0,08					5,88	0,24	0,19	2,86	7
Zaj1(N=6)	gray green pebbled slate	Z1j	70,21	15,22	1,92	4,00	0,00	1,59	2,51	2,81	0,63	0,12	0,00					7,91	0,22	1,12	6,07	8
Zaj1(N=7)	purple pebbled slate	Z1j	67,80	15,76	6,08	2,54	0,00	0,82	1,84	3,26	0,68	0,16	0,00					9,69	0,23	1,77	8,57	8
Zaj1(N=1)	sericite slate	Z1j	75,80	11,21	4,44	2,55	0,00	1,45	2,30	2,22	0,50	0,11	0,00					8,70	0,15	0,97	4,87	8
Zaj2(N=1)	gray green pebbled slate	Z1j	71,54	14,92	2,79	3,29	0,00	1,65	2,98	2,43	0,54	0,42	0,00					8,06	0,21	0,82	5,00	8
Zaj2(N=1)	sericite silty slate	Z1j	74,95	14,62	1,94	0,70	0,00	0,17	4,78	1,70	0,60	0,00	0,00					2,88	0,20	0,36	3,06	8
Zaj2(N=1)	green slate	Z1j	67,95	14,20	1,10	5,74	0,81	1,13	2,77	2,85	0,62	0,04	0,00					8,54	0,21	1,03	3,97	8
Zaj3(N=2)	gray black pebbled slate	Z1j	71,30	14,58	1,20	4,70	0,28	1,24	1,98	2,96	0,58	0,07	0,00					7,60	0,20	1,49	6,45	8
Zj-196/1	pebbled sandy slate	Z1j	67,46	15,35	1,84	3,12	0,44	1,48	2,09	2,60	0,65	0,12	0,11					6,75	0,23	1,24	6,07	2
Zj-196/2	pebbled sandy slate	Z1j	68,94	16,01	1,64	3,02	0,12	0,53	2,06	3,61	0,65	0,02	0,08					5,49	0,23	1,75	7,34	2
Zj-196/3	pebbled sandy slate	Z1j	68,11	15,10	4,74	0,41	0,74	1,45	2,57	2,86	0,66	0,09	0,10					6,64	0,22	1,11	4,56	2
Zj-196/4	pebbled sandy slate	Z1j	66,26	15,49	2,17	3,29	0,67	1,66	2,46	3,13	0,66	0,15	0,09					7,45	0,23	1,27	4,95	2
Zj-196/5	pebbled sandy slate	Z1j	67,84	15,46	2,30	2,58	0,57	1,41	2,90	3,11	0,57	0,11	0,12					6,55	0,23	1,07	4,46	2
Zj-196/6	pebbled sandy slate	Z1j	68,15	14,44	1,30	3,55	0,71	1,70	2,42	2,86	0,61	0,11	0,15					6,91	0,21	1,18	4,61	2
Zj-196/7	pebbled sandy slate	Z1j	71,25	14,03	0,00	2,54	0,91	1,24	2,63	2,78	0,57	0,10	0,09					4,03	0,20	1,06	3,96	2
Zj-196/8	pebbled sandy slate	Z1j	70,59	14,23	1,67	2,85	0,18	1,50	2,18	2,87	0,59	0,10	0,12					6,31	0,20	1,32	6,03	2
Zj-196/9	pebbled sandy slate	Z1j	69,55	14,57	1,19	2,95	0,61	1,66	2,77	2,67	0,59	0,08	0,11					6,10	0,21	0,96	4,31	2
Zj-196/10	pebbled sandy slate	Z1j	65,83	15,19	2,06	2,87	1,23	2,05	1,83	3,35	0,65	0,05	0,12					7,27	0,23	1,83	4,96	2
Luo-1	pebbled sandy slate	Z1j	68,62	15,00	1,00	3,85	1,04	1,55	1,58	1,98	0,65	0,10	0,08					6,79	0,22	1,25	5,73	5
Luo-2	pebbled sandy slate	Z1j	69,95	13,03	0,80	3,88	1,84	1,71	1,53	1,44	0,48	0,17	0,07					6,78	0,19	0,94	3,87	5
Luo-3	pebbled sandy slate	Z1j	71,07	14,28	0,71	3,01	0,71	1,21	0,92	2,12	0,68	0,07	0,07					5,23	0,20	2,30	8,76	5
	Average (N=39)		69,20	15,44	3,28	2,80	0,91	1,45	2,34	2,86	0,61	0,13	0,09	14,73	73,49	10,95	7,22	6,78	0,22	1,58	5,57	
	Standard deviation (sd)		3,01	1,41	1,94	1,22	1,55	0,74	0,86	0,65	0,08	0,12	0,05	7,03	90,13	3,22	3,54	1,41	0,02	1,82	2,53	
<i>Jiangkou Formation, altered country rocks</i>																						
LS6.11	green pebbled altered slate	Z1j	68,96	16,89	5,96	&	0,50	1,52	2,37	3,08	0,72	0,09	0,12					7,48	0,24	1,30	5,89	1
LS6.13	altered and mineralized slate	Z1j	67,30	16,42	6,48	&	0,31	1,59	2,73	2,84	0,70	0,11	0,10					8,07	0,24	1,04	5,40	1
LS6.21	light green altered slate	Z1j	69,54	16,50	5,68	&	1,04	1,45	0,28	3,87	0,69	0,10	0,10					7,13	0,24	13,82	12,50	1
LS6.22	light green altered slate	Z1j	70,87	16,09	6,10	&	0,37	1,47	0,26	3,63	0,66	0,12	0,10					7,57	0,23	13,96	25,54	1
LS6.26	light green altered slate	Z1j	74,23	14,46	5,17	&	1,04	1,21	0,31	2,69	0,62	0,10	0,08					6,38	0,19	8,68	10,71	1
LS6.30	light green altered slate	Z1j	68,80	16,33	6,37	&	0,64	1,96	0,28	3,39	0,68	0,14	0,10					8,33	0,24	12,11	17,75	1
LS7-1	green silicized slate	Z1j	71,83	15,20	4,52	&	0,61	1,26	0,25	3,57	0,53	0,10	0,08	87,50	77,25	14,96	85,41	5,78	0,21	14,28	17,67	1
LS7-2	green altered slate	Z1j	77,18	11,71	3,54	&	1,52	1,29	0,12	2,79	0,36	0,13	0,08	5,05	121,50	11,08	7,57	4,83	0,15	23,25	7,14	1
LS7-3	green black fault clay	Z1j	70,84	8,38	8,52	&	6,44	4,10	0,00	0,88	0,34	0,39	0,05	168,00	32,93	16,52	60,06	12,62	0,12		1,30	1
LS7-4	mineralized gray green slate	Z1j	67,98	17,44	5,17	&	0,45	1,49	0,21	4,41	0,67	0,11	0,15	24,70	34,88	13,46	624,78	6,66	0,26	21,00	26,42	1
LS7-6	gray green Cc-bearing slate	Z1j	66,64	16,61	5,69	&	1,28	1,97	0,16	4,16	0,60	0,15	0,12	116,00	4643,30	14,03	42,12	7,66	0,25	26,00	11,53	1
LS7-7	gray green Cc-bearing slate	Z1j	65,57	19,15	5,48	&	0,75	1,76	0,17	4,92	0,71	0,12	0,12	58,50	372,00	15,58	30,65	7,24	0,29	28,94	20,82	1
LS7-12	dolomitized (?) slate	Z1j	84,44	4,92	3,02	&	3,66	2,42	0,12	1,19	0,18	0,28	0,02	27,30	154,50	8,89	21,02	5,44	0,06	9,92	1,30	1
LS7-14	mineralized pebbled slate	Z1j	70,14	15,72	6,17	&	0,72	1,57	0,23	3,80	0,65	0,13	0,11	109,00	51,00	19,14	1791,70	7,74	0,22	16,52	16,55	1
LS7-15	purple red sandy slate	Z1j	71,35	15,50	5,68	&	0,81	1,16	1,31	3,53	0,65	0,08	0,10	92,20	18,68	17,07	13962,00	6,84	0,22	2,69	7,31	1
	Average (N=15)		71,04	14,75	5,57		1,34	1,75	0,59	3,25	0,58	0,14	0,10	76,47	611,78	14,52	1847,26	7,32	0,21	13,82	12,52	
	Standard deviation (sd)		4,57	3,59	1,24		1,57	0,71	0,82	1,05	0,16	0,08	0,03	49,32	1429,06	2,95	4318,45	1,71	0,06	8,51	7,78	
<i>Ores/Ore bodies</i>																						
LS6.23	Qz-Stib ore		79,31	5,48	7,00	&	3,62	1,63	0,01	0,36	0,19	0,14	0,03					8,63	0,07	36,00	1,51	1

Tab. 15 (Fortsetzung).

Sample No.	Sample	Age	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	Au	Sb	W	As	Fe ₂ O ₃ +MgO	Al ₂ O ₃ /SiO ₂	K ₂ O/Na ₂ O	Al ₂ O ₃ /(Na ₂ O+CaO)	Data source
Longshan Au-Sb deposit																						
Orso/Orebody																						
country rocks																						
LS7-10	Qz-Stib ore		79.96	6.80	3.63	&	0.96	1.09	0.08	1.10	0.28	0.16	0.04	3380.00	515500.00	2.28	388.44	4.72	0.09	13.75	6.54	1
LS7-11	mineralized quartz vein		76.57	11.79	4.95	&	0.80	1.26	0.13	2.55	0.59	0.14	0.03	10300.00	103000.00	33.88	351.39	6.21	0.15	19.62	12.68	1
LS7-13	veinlet-disseminated slate ore		67.66	17.77	5.66	&	0.36	1.01	0.26	4.05	0.70	0.08	0.09	2915.00	147.00	22.03	8816.30	6.67	0.26	15.58	28.66	1
Orebody 1			61.99	16.48	5.06	&	0.17	2.33	0.61	2.16	0.43	0.07	0.12	5500.00	70200.00		4500.00	7.39	0.27	3.54	21.13	9
Orebody 2			86.74	16.29	4.52	&	0.02	1.53	0.50	2.12	0.50	0.05	0.12	4500.00	29900.00		3000.00	6.05	0.24	4.24	31.33	9
Orebody 1+2			63.92	16.40	4.85	&	0.11	2.09	0.56	2.15	0.50	0.06	0.12	5190.00	49900.00		4100.00	6.94	0.26	3.84	24.48	9
Xikuangshan Sb deposit																						
XKP-1	marl	D3s3	46.16	16.73	2.03		16.58	0.78	0.11	1.40	0.68	0.07	0.14	33.50	21.08	475.93	36.86	2.81	0.36	13.30	1.00	1
Xiao-8(N=2)	marl	D3s	28.72	8.81	1.96		28.06	2.53	0.09	2.40	0.32	0.02						4.49	0.31	26.67	0.31	10
Yi-1	micritic limestone	D3s	5.98	0.75			50.21	0.51	0.14	0.20	0.06							0.51	0.13	1.43	0.01	11
Yi-3	micritic limestone	D3s	7.44	0.49			49.98	0.41	0.18	0.14	0.06							0.41	0.07	0.78	0.01	11
Yi-5	micritic limestone	D3s	12.60	1.70			45.94	0.51	0.12	0.38	0.12							0.51	0.13	3.17	0.04	11
Yi-7	micritic limestone	D3s	8.62	0.94			48.75	0.41	0.14	0.26	0.09							0.41	0.11	1.86	0.02	11
Yi-13	micritic limestone	D3s	6.64	0.24			51.05	0.26	0.16	0.06	0.03							0.26	0.04	0.38	0.00	11
Xiao-1(N=5)	siliceous limestone	D3s	52.13	3.46	2.92		19.75	1.18	0.04	0.61	0.20	0.02						4.10	0.07	15.25	0.17	10
Xiao-10(N=18)	bioclastic limestone	D3s	18.05	3.54	1.58		39.97	1.42	0.03	0.93	0.16	0.02						3.00	0.20	31.00	0.09	10
Xiao-7(N=36)	limestone	D3s	9.44	1.58	0.82		47.58	1.16	0.02	0.39	0.10	0.01						1.98	0.17	19.50	0.03	10
Yi-2	cryptomorphous limestone	D3s	7.64	0.75			49.65	0.46	0.16	0.12	0.07							0.46	0.10	0.75	0.02	11
Xiao-11(N=9)	dolomite	D3s	36.70	9.00	3.53		19.56	4.54	0.09	2.04	0.44	0.03						8.07	0.25	22.67	0.46	10
XKP-17	calcareous mudrock	D3s2-10	50.44	15.37	3.25		9.34	5.59	0.14	4.12	0.62	0.05	0.10	44.20	40.80	9.08	53.82	8.84	0.30	29.21	1.62	1
Xiao-9(N=7)	mudrock	D3s	86.75	13.66	2.32		3.32	0.90	0.20	2.99	0.49	0.01						3.22	0.16	14.95	3.88	10
Xiao-6(N=41)	siltstone	D3s	87.45	8.18	2.88		7.90	1.04	0.07	1.93	0.61	0.02						3.92	0.12	27.57	1.03	10
Yi-4	calcareous siltstone	D3s	55.48	3.92			19.73	0.51	0.10	0.98	0.30							0.51	0.07	9.80	0.20	11
Yi-6	calcareous siltstone	D3s	55.04	2.95			20.63	0.72	0.08	0.60	0.28							0.72	0.04	7.50	0.11	11
XKP-26	mineralized siltstone	D3s2	89.91	3.13	2.33		0.57	0.21	0.06	0.63	0.19	0.02	0.01	5.61	6375.80	41.59	56.55	2.54	0.03	11.24	4.98	1
XK1-5a	massive siltstone	D3s	90.61	1.99	2.05		0.09	0.09	0.08	0.42	0.21	0.02	0.02	34.20	147.75	21.06	140.40	2.13	0.02	5.58	11.92	1
XK1-6	massive siltstone	D3s	95.13	1.86	1.38		0.06	0.08	0.06	0.31	0.08	0.03	0.01	289.00	111.00	32.89	81.12	1.47	0.02	5.10	15.87	1
XK1-4	brecciated siltstone	D3s	95.87	1.43	1.30		0.05	0.04	0.04	0.25	0.16	0.01	0.02	8.53	403.50	41.42	17.08	1.34	0.01	5.77	15.82	1
Xiao-4(N=17)	siliceous breccia	D3s	80.75	5.05	2.05		3.34	0.75	0.08	0.80	0.30	0.04						2.80	0.06	10.00	1.48	10
Xiao-2(N=11)	calcareous siltstone	D3s	83.45	2.48	2.32		4.63	0.54	0.04	0.42	0.13	0.04						2.86	0.03	10.50	0.53	10
Xiao-3(N=7)	calcareous siltstone	D3s	85.36	5.70	1.68		2.24	0.29	0.05	0.50	0.22	0.01						1.97	0.07	10.00	2.49	10
Xiao-5(N=13)	siltstone	D3s	90.55	3.86	2.18		0.24	0.32	0.16	0.53	0.20	0.02						2.50	0.04	3.31	9.65	10
Yi-8	siltstone	D3s	87.16	5.65			1.24	0.26	0.08	1.30	0.34							0.26	0.06	16.25	4.28	11
Yi-9	siltstone	D3s	86.42	1.84			4.91	0.15	0.08	0.38	0.13							0.15	0.02	4.75	0.33	11
Yi-10	siltstone	D3s	78.56	4.90			6.86	0.20	0.06	1.06	0.28							0.20	0.06	17.67	0.71	11
Yi-11	siltstone	D3s	88.54	0.93			3.71	0.05	0.02	0.10	0.04							0.05	0.01	5.00	0.25	11
Yi-12	siltstone	D3s	88.60	3.74			1.41	0.20	0.06	0.80	0.34							0.20	0.04	13.33	2.54	11

Die Spurenelement-Gehalte in den mm-dünnen Tonlaminae der Erzlager variieren im selben Ausmaß wie beim „Ton“ (Sericit, Chlorit) in den Nebengesteinen; aber die Gehalte an W, Au und As sind beträchtlich höher als im Nebengestein: nämlich W: 7,4 ×, Au: 617 ×, As: 212 × höher als im Nebengestein.

Abb. 222 zeigt deutlich einen ähnlichen Variations-trend der Spurenelemente in Gesteinen, Erzen und Einzelmineralenkomponenten. Vom Nebengestein her nehmen die Elementgehalte von Li, Ge, Mo, Wo, Au, As, Sb ausgehend von den „Bleichungszonen“ in Richtung zu den Erzlagern hin zu, aber gleichzeitig die Elemente Be, Sc, V, Cr, Co, Ni, Cu, Zn, Ga, Rb, Y, Zr, Nb, Ag, Cd, In, Sn, Cs, REE, Hf, Ta, Tl, Bi, Th und U ab.

Der Charakter der oben genannten Spurenelemente in Gesteinen, Erzen und Mineralien von Woxi zeigt, dass die Erze als ein untrennbarer Teil der ganzen Sedimentserie gemeinsam in einem ähnlichen Bildungsmilieu entstanden sein müssen. Die Erze bilden also einen Teil des Gesteins mit angereicherten nutzbaren Mineralen. Und daraus ist der syngenetische Auftritt der Erzlager in der sedimentären Gesteinsabfolge abzuleiten.

5.8.2.2.1.

Seltenerdelemente

Die Gesamtgehalte, die charakteristische Verbindung und auch die Verteilungsmuster der SEE in den „purpurroten“ Hämatit-Quarzit-schiefern und Sericit-Quarzit-schiefern der so genannten „Bleichungszonen“ sind sehr ähnlich (Tab. 17, Abb. 223). Sie sind auch gleich wie allgemein in den Schiefer der Madiyi-Formation in der Hunan-Provinz und auch wie in typischen postarchaischen Tonschiefern „NASC“ und „PAAS“, mit Anreicherung von LREE-Elementen: (La/Yb)_n = 5,57–7,74; ΣLREE/ΣHREE = 5,81–8,74) deutlich positiver Eu-Anomalie (Eu/Eu* = 0,62–0,81) und flacher

Abb. 221.

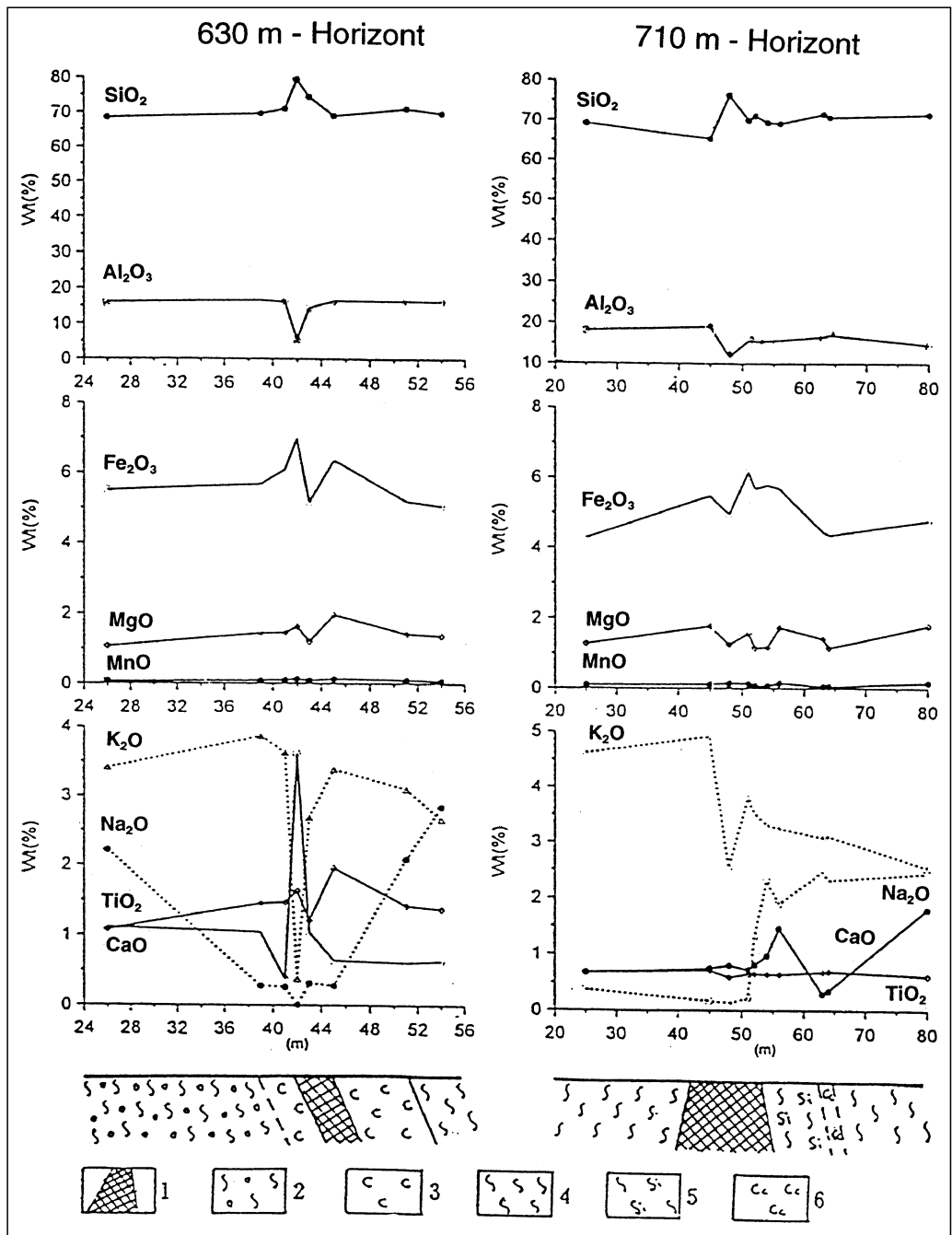
Änderung der Hauptoxidegehalte SiO_2 , Al_2O_3 , Fe_2O_3 , MgO , MnO , K_2O , Na_2O , TiO_2 und CaO im Nebengestein mit Annäherung an einen Erzkörper auf den Grubenhorizonten 630 m (links) und 710 m (rechts) nach LIN, F. (1998). 1 = Erzkörper; 2 = purpurröter Schiefer; 3 = „alterierter“ Schiefer; 4 = graugrüner Schiefer; 5 = silifizierter Schiefer; 6 = karbonatisierter Schiefer.

Verteilung von HREE-Elementen. Die feinklamierten Quarz-Antimonit-Scheelit-Erze und Quarzite der Erzlager sind sehr variabel in den SEE-Gehalten ($4,25 - 200,66$ ppm), $\text{Eu}/\text{Eu}^* = 0,54 - 1,14$, $(\text{La}/\text{Yb})_n = 4,56 - 11,37$; $\Sigma\text{LREE}/\Sigma\text{HREE} = 1,65 - 14,00$ und $(\text{Gd}/\text{Yb})_n = 0,70 - 2,48$.

Die Verteilungsmuster der SEE sind prinzipiell mit denen gebänderter, turmalinreicher, hydrothermal-sedimentärer Erzsedimente der kanadischen Pb-Zn-Lagerstätte Sullivan (Abb. 224) vergleichbar, ebenso wie mit SEE-Verteilungen in Erzsedimenten polymetamorpher Sn-Lagerstätten in Dachang im südchinesischen Lagerstättenbezirk in der Provinz Guangxi (HAN, F. & HUTCHINSON, 1989). Das deutet auf ähnliche genetische Beziehungen.

Die Differenz von SEE-Charakterisierungen zwischen verschiedenen Erzen ist vom Grad des Sedimenteintrages der marinen Sedimente bestimmt und/oder von der Zeitdauer der Einwirkungen auf die Grenzzone Sediment/Wasser (Sedimentbauzone) sowie auch von der chemischen Charakteristik der erzbildenden Fluide. Die Erzproben mit niedrigen SEE-Gehalten, deutlich negativen Eu- und Ce-Anomalien und relativer Anreicherung von HREE-Elementen (z.B. Proben B 2425-S3-5 und B 24-S3-1) bezeugen den Mineralisationscharakter hauptsächlich durch „Pseudohydrothermen“, in Form zirkulierenden Meerwassers. Im Gegenteil dazu zeigen die Erzproben mit höheren SEE-Gehalten eine beträchtliche Differentiation zwischen LREE und HREE, und ohne Ce-Anomalie (WX 20-5-(1)). Und die Tonlaminae in den Erzlagern (Proben WX 24-3, WX 24-5) lassen deutlich den Beitrag von normal-marinen Sedimenten erkennen.

Die SEE-Charakterisierung von Flüssigkeitseinschlüssen im Erzquarz zeigen Tab. 19 und Abb. 225.



Eine Probe aus einer s-diskordanten Scheelit-Quarz-Netzwerkvererzung (WX 9-7) im Liegenden des Erzkörpers V4 zeigt Ähnlichkeit zu Meerwasser mit niedrigen SEE-Gehalten ($55,16$ ppt) und Anreicherungen von HREE-Elementen ($\Sigma(\text{La}/\text{Yb})_n = 0,17$; $\Sigma\text{LREE}/\Sigma\text{HREE} = 0,18$). Aber im Vergleich mit der deutlich negativen Ce-Eu-Anomalie des Meerwassers zeigt die Fluidphase eine schwach positive Ce-Anomalie ($\text{Ce}/\text{Ce}^* = 1,27$) und positive Eu-Anomalie ($\text{Eu}/\text{Eu}^* = 1,23$).

Die positive Eu-Anomalie sollte infolge Auflösung von Plagioklas im Sediment durch zirkulierendes Meerwasser verursacht sein, weil Plagioklas normalerweise eine Eu-Anreicherung zeigt. Die Verwitterung und Auflösung von Plagioklas lässt beträchtliche Anteile von Eu in Form von Eu^{2+} in Lösung oder in die erzbildenden Fluide gehen. Dies ist als Ursache der positiven Anomalie anzusehen. Die Hydrothermen im Bereich ozeanischer Rücken haben nach der Zirkulation in Basalten höhere Eu/Eu^* -Verhältnisse bis zu $30,8$ (KLINKHAMMER et al., 1994).

Tab. 16.

Spurenelementzusammensetzung von Gesteinen und Erzen der untersuchten Lagerstätten.

TiO₂ und MnO in %, Au in ppb, alle anderen Elemente in ppm. Alle Daten von ICP-MS-Analysen im Rahmen dieser Studie, Institut für Geochemie, Chinesische Akademie der Wissenschaften (CAS), Guiyang.

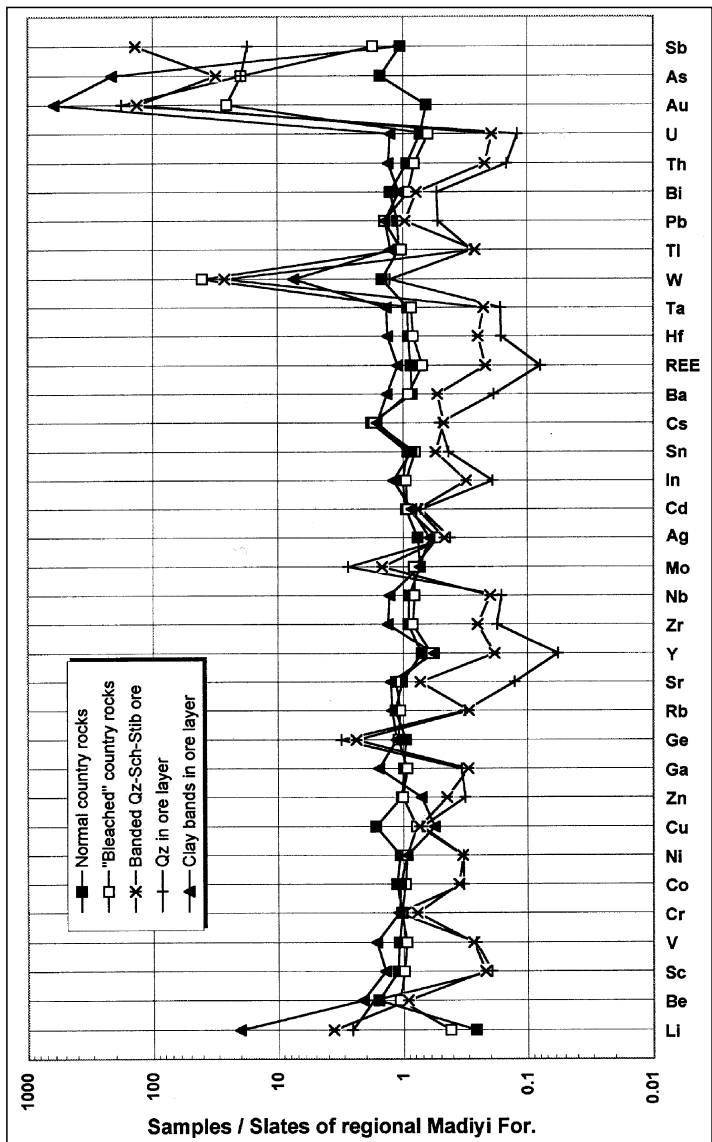
Sample No.	Sample	Age	Li	Be	Sc	TiO ₂	V	Cr	MnO	Co	Ni	Cu	Zn	Ga	Ge	Rb	Sr	Y	Zr	Nb	Mo	Ag	Cd	In	Sn	Cs	Ba	W	Tl	Pb	Bi	Th	U	Au	As	Sb
Woxi W-Sb-Au deposit																																				
WX9-4	Sch-bearing calcareous nodule	Pt3bnm	33.36	0.45	11.82	0.37	52.65	298.69	1.15	17.76	39.88	11.52	103.46	14.97	2.68	91.65	211.76	22.11	82.02	5.14	0.58	0.19	0.36	0.08	3.70	19.06	289.49	6308.34	0.38	21.53	0.66	6.24	1.37	4730.00	555.75	45.45
WX20-9	purple gray slate	Pt3bnm	10.24	3.12	16.84	0.79	104.58	142.76	0.14	19.30	35.72	27.86	99.72	21.94	1.78	174.53	108.43	31.84	180.88	10.69	0.42	0.13	0.40	0.10	6.33	26.66	520.77	61.48	0.70	18.34	0.88	11.8	2.75	48.30	8.74	27.00
WX20-8	bleached slate	Pt3bnm	9.41	1.99	16.54	0.83	106.31	112.64	0.13	15.79	31.05	55.05	100.38	22.78	2.33	191.69	130.04	31.21	192.33	11.47	0.74	0.17	0.25	0.10	3.70	28.45	589.55	92.39	0.74	15.55	0.62	12.31	2.84	233.00	22.43	30.30
WX20-7	banded Qz-Sch-Stib ore		154.69		1.32	0.02	8.92	179.84	0.06	4.84	13.45	24.68	41.26	2.11	3.86	7.23	223.04	5.26	12.69	0.02	1.47	0.02	0.34	0.01	1.44	0.02	34.92	2535.82	0.01	1.87	0.16	0.69	0.29	2700.00	68.25	544.50
WX20-6	banded Qz-Stib ore		137.12	0.50	3.89	0.26	33.24	55.55	0.01	8.03	16.27	63.64	42.22	10.22	4.52	56.65	63.05	13.18	89.29	3.77	0.86	0.36	0.32	0.03	3.83	12.23	1074.13	674.31	0.22	30.15	0.75	4.73	1.17	15545.00	392.73	28100.00
WX20-5(2)	banded Qz-Sch-Stib ore		146.30	1.52	1.16	0.04	9.25	158.03	0.02	3.55	8.55	18.83	23.64	2.78	6.61	16.08	181.11	3.93	12.96	0.01	0.62	0.18	0.26	0.01	2.76	2.13	603.35	802.96	0.01	18.31	0.41	0.80	0.39	4357.00	152.49	679.50
WX20-5(1)	banded Qz-Sch-Stib ore		17.08	0.18	14.87	0.89	112.74	140.12	0.05	17.85	31.65	16.29	74.07	26.92	2.37	218.12	79.15	31.84	223.24	12.22	0.70	0.21	0.35	0.10	4.08	33.45	506.72	68.20	0.89	24.62	0.57	13.09	2.99	2515.00	270.66	87.00
WX20-4	bleached slate	Pt3bnm	26.36	0.37	17.67	0.84	109.30	118.67	0.12	15.56	30.79	24.35	73.80	27.20	2.57	198.95	99.48	21.91	212.63	12.19	0.63	0.30	0.56	0.10	6.95	35.59	545.47	37.06	0.80	43.36	0.88	12.11	2.72	2232.00	51.87	37.28
WX20-3	bleached slate	Pt3bnm	7.53	2.78	15.37	0.78	94.77	108.99	0.19	16.57	29.65	38.27	148.07	19.59	1.99	167.28	121.04	27.60	176.75	10.28	0.65	0.15	0.31	0.10	4.85	26.11	507.32	770.47	0.69	25.38	0.81	11.35	2.65	119.00	24.41	28.43
WX20-2	purple gray slate	Pt3bnm	6.51		16.61	0.80	105.36	120.33	0.11	16.20	29.34	62.86	88.73	21.16	2.01	181.24	113.96	27.65	176.92	10.33	0.56	0.19	0.35	0.08	4.02	26.57	515.46	22.96	0.67	15.14	0.65	12.2	2.72	13.10	4.21	28.58
WX20-1	purple gray slate	Pt3bnm	9.89	1.20	16.75	0.83	106.75	111.94	0.17	18.73	38.45	116.66	103.22	21.95	2.18	171.63	105.41	27.00	181.96	11.22	0.47	0.42	0.40	0.09	4.50	24.24	535.17	24.03	0.66	20.13	1.24	12.55	3.05	11.60	7.29	43.88
WX24-2	Qz-Sch ore		164.05	3.65	0.46	0.03	6.39	39.84	0.02	2.04	2.16	4.01	17.59	1.36	5.55	8.59	4.03	0.47	4.94	0.30	0.94	0.06	0.25	0.01	2.88	0.47	18.03	57.37	0.02	0.96	0.54	0.21	0.12	137.00	39.78	2399.25
WX24-3	clay band in ore layer		1298.51	3.72	27.54	1.61	221.78	180.49	0.16	20.63	31.91	14.29	40.75	48.44	2.69	242.38	165.85	29.68	387.82	22.44	0.41	0.29	0.37	0.14	5.75	29.52	1076.20	59.28	1.03	21.07	0.55	25.46	7.39	43043.00	1714.44	50.10
WX24-4	Qz-Sch ore		151.90	1.42	1.21	0.05	10.47	43.74	0.04	2.84	4.08	40.73	36.11	2.18	5.20	14.94	12.25	1.32	12.84	0.66	1.10	0.09	0.40	0.01	3.12	1.29	49.757	38.28	0.05	5.90	0.77	0.73	0.25	8655.00	57.72	843.00
WX24-5	clay band in ore layer		73.70	2.33	14.73	0.63	98.25	100.20	0.23	14.68	30.72	24.83	96.79	20.71	2.10	148.74	113.75	19.64	151.35	8.94	0.59	0.09	0.29	0.07	2.83	20.00	601.57	282.59	0.63	21.32	0.79	9.73	2.48	2380.00	227.37	34.73
WX24-11	calcareous slate	Pt3bnm	11.38	1.59	11.78	0.56	81.85	71.59	0.38	11.48	22.51	3.88	64.63	17.64	1.77	118.81	149.28	23.57	134.03	8.54	0.37	0.18	0.37	0.07	3.25	12.84	572.15	12.32	0.50	19.18	0.46	9.15	1.96	20.80	9.59	41.48
WX28-1	purple red slate	Pt3bnm	8.80	2.56	17.03	0.89	108.43	152.65	0.25	21.36	39.04	23.80	104.16	22.21	2.09	209.17	129.26	37.93	201.07	11.87	0.55	0.21	0.32	0.09	3.67	32.57	526.58	28.28	0.84	13.73	0.40	12.95	2.90	23.30	7.76	63.98
WX28-2	bleached slate	Pt3bnm	7.70	0.31	15.87	0.82	98.02	122.33	0.23	18.97	34.84	10.15	100.35	20.98	2.36	195.01	120.00	27.61	192.82	10.64	0.46	0.08	0.30	0.08	3.19	29.29	901.66	24.85	0.78	12.00	0.25	12.11	2.70	21.10	8.93	251.25
WX28-3	bleached slate	Pt3bnm	6.90	1.93	15.33	0.79	100.61	110.71	0.17	16.20	31.54	25.83	93.24	20.61	2.27	195.66	97.76	25.28	176.83	10.29	0.39	0.10	0.39	0.08	2.97	29.72	570.44	125.75	0.79	11.61	0.27	11.51	2.54	81.50	25.82	30.98
WX28-4	banded Qz-Stib ore		94.46	0.73	0.44	0.02	5.78	85.44	0.03	2.55	3.13	12.79	63.46	1.10	6.88	11.24	7.08	0.55	4.12	0.21	0.37	0.07	0.16		1.14	1.01	18.79	91.78	0.02	20.73	0.22	0.27	0.07	118.00	15.83	4682.25
WX28-8	Qz in ore layer		97.91		0.78	0.04	9.14	132.81	0.02	4.23	8.47	13.46	21.19	2.35	6.37	18.10	5.66	0.86	9.11	0.58	1.60	0.14	0.25	0.01	1.84	2.14	35.00	22.22	0.06	5.058	0.34	0.48	0.14	3220.00	36.43	201.75
WX28-9	Qz in ore layer		75.82	2.51	5.20	0.24	42.15	149.45	0.03	6.70	13.76	36.06	40.10	12.75	6.85	83.51	22.87	4.15	62.59	3.42	2.17	0.12	0.31	0.03	2.50	13.34	197.79	36.35	0.31	10.87	0.32	3.42	0.80	9885.00	141.96	1153.50
WX28-10	bleached slate	Pt3bnm	10.87	2.97	15.37	0.81	90.47	125.11	0.16	16.48	31.84	49.45	93.11	21.31	2.53	196.98	88.39	28.23	185.16	10.68	0.64	0.13	0.29	0.07	3.54	28.28	540.86	45.39	0.80	22.27	0.59	11.28	2.89	57.50	13.92	81.75
Xi'an W-Au deposit																																				
XA-1	gray green siltstone	Pt2ln	149.24	0.33	15.30	0.94	90.87	151.09	0.16	19.22	55.44	40.06	101.99	23.94	1.71	121.97	115.41	30.04	199.16	13.12	0.52	0.15	0.48	0.07	2.66	7.35	975.38	14.77	0.54	12.69	0.49	11.68	2.67	5350	69.81	41.33
XA-2(1)	gray green slate	Pt2ln	384.63	3.43	15.78	0.92	88.29	135.78	0.10	18.77	47.86	24.34	103.69	24.71	2.17	164.89	111.64	32.66	211.64	13.64	0.65	0.29	0.33	0.06	2.85	27.14	533.36	54.40	0.79	26.93	0.33	12.23	2.22	74.50	10.69	81.00
XA-2(2)	bleached slate	Pt2ln	308.17	3.71	15.56	0.89	93.20	130.32	0.07	13.41	35.09	9.16	71.21	24.47	2.24	172.36	104.45	31.05	192.19	12.69	0.55	0.26	0.24	0.08	3.45	28.00	515.92	50.33	0.79	21.63	0.43	11.54	2.21	2.56	6.51	76.50
Longshan Au-Sb deposit																																				
LS7-1	gray green slate	Z1j	29.57		10.62	0.55	53.86	76.32	0.10	13.01	17.64	10.53	75.68	20.09	2.58	124.60	94.42	22.84	163.04	8.14	1.78	0.10	0.43	0.07	2.03	20.44	596.37	14.96	0.92	17.82	0.56	9.69	2.09	87.50	85.41	77.25
LS7-2	altered gray green slate	Z1j	25.15	2.16	9.98	0.37	46.81	70.45	0.13	5.13	9.05	7.44	43.52	16.65	1.82	103.80	76.71	23.05	126.55	5.74	0.63	0.04	0.20	0.08	2.01	14.91	485.42	11.08	0.56	2.38	0.24	7.51	3.33	5.05	7.57	121.50
LS7-3	black fault clay		89.07	2.81	9.15	0.31	28.88	60.42	0.36	4.26	9.36	13.45	54.32	11.74	2.14	35.50	121.97	17.94	90.91	4																

Tab. 16 (Fortsetzung).

Sample No.	Sample	Age	Li	Be	Sc	TiO ₂	V	Cr	MnO	Co	Ni	Cu	Zn	Ga	Ge	Rb	Sr	Y	Zr	Nb	Mo	Ag	Cd	In	Sn	Cs	Ba	W	Tl	Pb	Bi	Th	U	Au	As	Sb
Huangjindong Au deposit																																				
HJ3-4	gray black slate	Pt2lj	21.30	3.05	19.47	0.82	123.34	171.70	0.14	18.14	43.21	36.98	117.75	23.48	2.06	194.88	68.95	32.46	171.93	11.24	0.74	0.24	0.64	0.10	6.35	28.43	408.77	16.74	0.99	36.32	0.48	15.60	4.00	92.50	163.41	4.19
HJ3-5	gray black slate	Pt2lj	79.77	2.51	19.88	0.85	123.03	181.58	0.14	20.28	43.57	38.32	97.91	23.78	2.29	179.22	74.46	28.35	180.08	11.79	0.47	0.11	0.34	0.08	6.34	16.07	424.77	20.15	0.98	20.59	0.46	15.98	4.05	44.10	46.41	18.90
HJ3-6	gray black silt	Pt2lj	82.21	3.29	20.91	0.86	133.77	117.97	0.21	17.74	44.20	34.69	115.38	28.16	2.24	208.48	75.10	30.75	181.92	11.87	0.09	0.15	0.24	0.14	6.31	18.32	456.34	3.66	1.00	9.60	0.19	15.85	4.04	17.30	10.18	11.48
HJ3-11	siltstone with siderite and Py	Pt2lj	9.10	0.17	16.74	0.63	98.18	121.68	1.06	28.18	50.08	81.11	139.26	20.92	1.30	129.21	260.05	23.45	136.89	8.70	0.79	0.32	0.89	0.10	5.39	9.79	350.69	20.88	0.70	82.00	0.64	12.29	2.98	42.30	154.44	44.93
HJ3-12	brecciated Au ore		16.87	1.65	7.60	0.46	67.00	159.89	0.03	14.57	43.30	13.58	53.25	15.07	2.20	113.75	54.80	17.23	104.36	6.56	0.93	0.18	0.25	0.14	4.09	15.16	238.75	28.86	0.63	46.98	2.87	9.78	2.50	33907.00	59400.00	31.05
Xikangshan Sb deposit																																				
XKP-1	marl	D3s ³	66.86	14.33	0.73	90.74	93.61	0.07	13.50	21.40	12.34	47.05	23.09	0.70	80.30	170.93	30.17	136.95	15.83	0.52	0.11	0.27	0.10	4.77	6.77	160.95	475.93	0.71	25.87	0.71	16.00	3.54	33.50	36.86	21.08	
XKP-3	bioclastic marl	D3s ³⁻⁴	5.53	1.92	2.17	0.08	10.87	61.07	0.02	4.85	12.35	15.47	2.55	0.42	1.70	358.17	7.48	45.86	2.41	2.64	0.06	0.27	0.03	3.37	2.70	247.77	171.33	0.90	10.32	0.22	3.24	1.49	5.45	57.72	29.93	
XKP-5	bioclastic limestone	D3s ³⁻⁵	113.21	0.56	9.35	0.92	134.38	148.71	0.01	15.90	32.21	21.09	38.28	34.98	1.32	98.20	53.00	11.15	130.64	15.87	0.72	0.23	0.51	0.12	8.68	6.30	167.12	23.81	0.73	9.31	0.87	18.75	4.16	14.20	244.14	20.18
XKP-8	limestone	D3s ²⁻⁷	6.24	1.86	2.15	0.11	10.71	105.13	0.03	3.26	8.79	12.98	32.51	2.25	20.71	282.66	7.38	33.79	1.70	0.31	0.05	0.38	0.04	5.52	1.31	42.12	8.65	0.23	11.19	0.09	2.21	0.77	6.01	135.72	36.45	
XKP-9	limestone	D3s ²⁻⁷	19.03	1.99	2.82	0.13	12.29	23.95	0.02	3.70	12.56	66.38	40.72	2.70	25.91	226.79	6.10	30.06	2.02	0.36	0.18	0.42	0.03	7.04	2.17	81.36	4.34	0.13	17.98	0.19	2.12	0.64	58.50	17.98	16.20	
XKP-12	marl	D3s ³⁻⁸	16.21	4.83	0.38	27.49	51.98	0.03	2.76	7.05	49.60	27.61	5.35	0.44	56.87	187.02	15.11	138.76	5.92	0.45	0.18	0.28	0.04	5.25	4.50	108.06	46.84	0.26	7.03	0.14	9.24	2.05	24.90	7.68	16.13	
XKP-16	marl	D3s ²⁻⁹	5.80	3.62	0.17	22.45	25.45	0.02	4.93	12.46	7.05	21.97	4.02	0.07	43.21	367.09	7.76	36.95	2.57	2.01	0.13	0.27	0.02	2.62	3.46	102.62	40.96	0.23	19.38	0.15	3.34	1.32	39.30	9.44	7.65	
XKP-17	calcareous mudrock	D3s ³⁻¹⁰	62.01	1.41	14.49	0.68	112.10	107.37	0.05	7.31	17.30	23.45	35.18	20.43	1.27	193.27	78.55	29.18	145.14	11.06	0.64	0.10	0.26	0.10	4.72	21.34	409.43	9.08	1.10	10.19	0.60	14.54	3.89	44.20	53.82	40.80
XKP-25	marl	D3s ³⁻¹⁷	4.90	0.90	1.25	0.02	3.69	13.92	0.02	2.48	6.20	88.26	26.88	0.54	9.12	301.38	1.25	3.34	0.26	0.21	0.02	0.15	0.01	1.66	0.31	25.75	608.83	0.05	3.29	0.06	0.28	0.32	36.10	63.57	73.80	
XKP-26	mineralized silicallite	D3s ²	203.36	0.80	0.02	5.08	455.12	0.02	4.80	9.88	15.24	20.58	0.72	1.01	8.41	23.04	1.05	3.36	0.27	2.22	0.01	0.17	0.00	2.41	2.89	58.46	41.59	0.31	1.70	0.05	0.52	0.24	5.61	56.55	6375.75	
XKP-27	silicallite	D3s ²	212.05	2.24	0.22	31.54	146.02	0.03	3.97	11.67	19.10	25.34	4.78	0.93	30.90	23.49	3.93	54.06	3.01	5.25	0.07	0.18	0.02	2.72	5.13	101.74	384.51	0.97	10.81	0.11	4.50	2.95	61.10	62.01	121.50	
D2q	limestone	D2q	2.91	2.21	1.03	0.01	3.21	6.90	0.01	2.20	3.61	19.69	0.12	7.00	250.37	0.90	4.87	0.15	0.15	0.03	0.19	0.01	2.82	0.09	9.39	15.08	0.03	0.48	0.03	0.17	0.26	2.95	8.15	38.93		
D3s	mineralized silicallite	D3s	245.85	3.54	0.91	0.09	11.59	215.54	0.05	4.00	9.24	17.50	15.12	2.36	1.04	12.66	35.32	1.66	29.63	0.22	1.35	0.15	0.19	0.02	2.95	3.67	355.76	5.41	0.51	3.45	0.08	2.32	1.26	12.40	46.41	24300.00
D3s	mineralized silicallite	D3s	59.82	1.38	1.24	0.22	20.68	188.34	0.02	5.10	12.50	14.62	20.02	5.65	2.18	18.95	81.01	3.72	60.78	3.74	2.94	0.10	0.32	0.03	3.82	1.51	41.87	81.21	4.63	8.19	0.18	4.56	1.74	17.80	1671.54	783.00
XK1-4	brecciated silicallite	D3s	275.31	1.12	1.62	0.10	11.95	202.14	0.03	3.36	7.80	15.55	14.49	2.07	0.93	14.45	32.04	21.54	22.65	1.63	2.20	0.32	0.02	5.53	4.01	88.23	41.42	0.31	15.98	0.11	1.82	1.36	8.53	17.08	403.50	
XK1-5(2)	laminated silicallite	D3s	144.22	2.35	2.47	0.31	24.00	100.91	0.02	2.81	4.80	4.40	11.00	6.98	1.09	39.14	54.24	3.73	100.98	4.59	1.75	0.09	0.23	0.02	4.19	4.05	142.22	21.06	0.31	6.89	0.23	6.54	2.21	34.20	140.40	147.75
XK1-6	massive silicallite	D3s	280.52	20.33	1.26	0.09	12.97	80.84	0.04	4.82	7.34	11.13	25.59	2.54	1.41	19.74	41.18	1.69	20.37	1.36	1.91	0.20	0.29	0.04	4.44	4.64	106.59	32.88	0.34	33.85	0.19	1.63	0.82	289.00	81.12	111.00

Abb. 222.

Elementkonzentrationen bezogen auf den Mittelwert der Tonschiefer der Madiyi-Formation in regionaler Verbreitung, als Nebengestein, „gebleichtes“ Nebengestein, gebändertes Quarz-Scheelit-Antimonit-Erz, im Erzquarzit und in Tonschieferlagen der Erzlager der Lagerstätte Woxi.



Nach dieser Aussage wurde aber im Lagerstättenbezirk Woxi kein Hinweis dafür gefunden, dass die Fremdmineralisation unmittelbar mit submarinen vulkanischen Aktivitäten zusammenhänge. Das ergibt sich aus dem Ergebnis, welches keine höhere positive Eu-Anomalie erkennen lässt und widerspricht allerdings den mineralogischen und petrographischen Ergebnissen.

Normalerweise zeigt das Meerwasser eine deutlich negative Ce-Anomalie (GRAF, 1978; FLEET, 1984), weil Ce^{3+} im Meerwasser leicht zu Ce^{4+} in Form von CeO_2 oxidiert und abgelagert wird (GOLDBERG, 1961; BUAT-MENARD & CHESSELET, 1979). Die schwach positive Ce-Anomalie von Fluiden in den vorhin erwähnten diskordanten Quarz-Scheelit-Kristallisationen zeigt, dass die Erlösung stärker reduzierend als Meerwasser ist.

Die SEE-Charakterisierung der Fluide im Quarz der Erzlager ist ähnlich dem Gesamtmineralbestand des Quarz-Scheelit-Antimonit-Erzes. Allerdings haben die Fluide (um 2–3 Dezimalen) viel niedrigere und eine nicht deutliche Eu-Anomalie. In Abb. 224 und 225 sieht man, dass die durchschnittliche SEE-Zusammensetzung

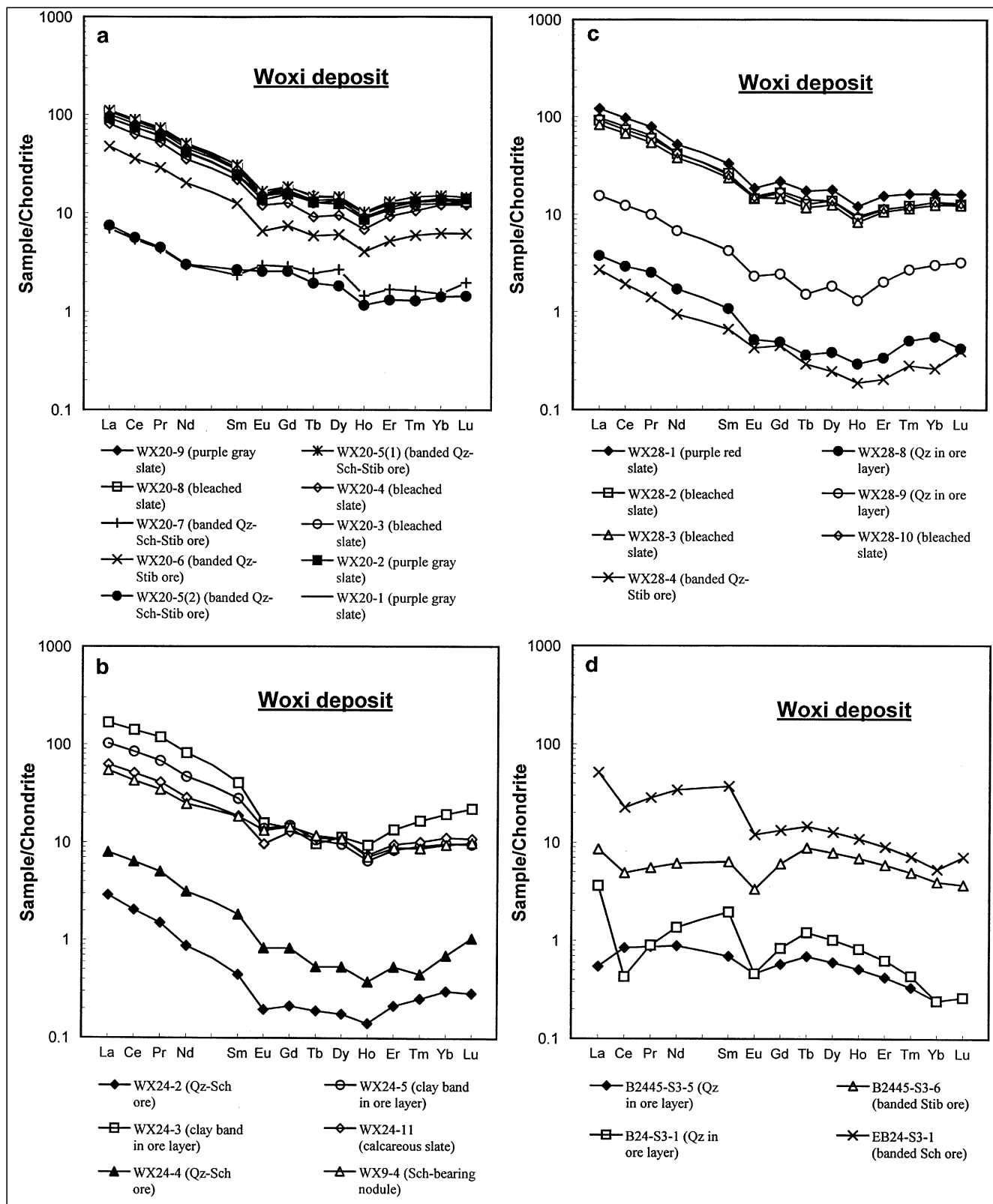


Abb. 223.

Chondrit-normalisierte SEE-Verteilung in verschiedenen Madiyi-Sedimenten (purpurgraue und purpurrote Hämatitquarzit-Schiefer, „gebleichte“ Schiefer, laminiertes Quarz-Scheelit-Antimonit-Erz, Quarz-Scheelit-Erz, gebändertes Antimonit-Erz, Scheeliterz, Quarz in Erzschiefer, Scheelit führende Knauern, „Ton“-lagen in Erzeinschlüssen).

zung der erzbildenden Fluide der zuletzt kristallisierten Mineralphasen im Woxi-Erz übersichtlich ein sehr ähnliches Verteilungsmodell wie das stratiformer Quarz-Scheelit-Antimonit-Erze aufweist (ausgenommen niedrige SEE-Gehalte und undeutliche Eu-Anomalie), auch wie der Quarz im Erz.

Fluide, Quarz-Antimonit-Scheelit-Erz und Erzquarz sind auch ähnlich in der SEE-Charakterisierung wie typische Hydrothermalsedimente in „Sediment-hosted-Lagerstätten“ und zeigen einen engen genetischen Zusammenhang mit Meerwasser.

Tab. 17.

Seltenerdelement-Zusammensetzung von Gesteinen und Erzen der untersuchten Lagerstätten.

Angaben in ppm. Alle Daten von ICP-MS-Analysen im Rahmen dieser Studie, Institut für Geochemie, Chinesische Akademie der Wissenschaften (CAS), Guiyang.

Sample No.	Sample	Age	La	Ce	Pr	Nd	Sm	Eu	Gd	Tb	Dy	Ho	Er	Tm	Yb	Lu	Hf	Ta
Woxi W-Sb-Au deposit																		
WX9-4	Sch-bearing calcareous nodule	Pt3bnm	19,94	40,83	4,73	17,58	4,27	1,15	4,40	0,68	4,16	0,60	2,18	0,31	2,34	0,38	2,33	0,61
WX20-9	purple gray slate	Pt3bnm	39,32	82,26	9,61	34,35	6,63	1,34	5,52	0,87	5,43	0,86	3,09	0,47	3,43	0,52	5,09	0,84
WX20-8	bleached slate	Pt3bnm	39,22	81,35	9,51	34,21	6,56	1,33	5,17	0,77	5,25	0,84	3,06	0,46	3,52	0,49	5,38	0,94
WX20-7	banded Qz-Sch-Stib ore		2,56	5,16	0,60	2,12	0,54	0,26	0,88	0,14	1,02	0,12	0,42	0,06	0,38	0,08	0,33	0,11
WX20-6	banded Qz-Stib ore		17,33	34,03	3,95	14,36	2,87	0,57	2,26	0,34	2,29	0,35	1,29	0,21	1,54	0,24	2,67	0,30
WX20-5(2)	banded Qz-Sch-Stib ore		2,76	5,38	0,62	2,15	0,62	0,22	0,78	0,11	0,70	0,10	0,33	0,05	0,35	0,06	0,29	0,03
WX20-5(1)	banded Qz-Sch-Stib ore		40,33	84,98	10,01	35,99	7,07	1,44	5,62	0,84	5,53	0,86	3,22	0,52	3,70	0,55	6,21	1,01
WX20-4	bleached slate	Pt3bnm	29,53	60,18	7,11	25,06	5,00	1,04	3,86	0,53	3,61	0,58	2,30	0,37	2,99	0,46	5,70	0,92
WX20-3	bleached slate	Pt3bnm	33,57	70,15	8,36	29,78	5,68	1,28	4,88	0,74	4,68	0,74	2,67	0,43	3,08	0,49	4,93	0,86
WX20-2	purple gray slate	Pt3bnm	33,69	70,97	8,21	29,24	5,60	1,18	4,70	0,75	4,69	0,73	2,82	0,46	3,35	0,53	5,13	0,87
WX20-1	purple gray slate	Pt3bnm	36,77	76,46	9,06	32,09	6,35	1,30	5,16	0,72	5,09	0,77	2,82	0,46	3,28	0,50	5,17	0,91
WX24-2	Qz-Sch ore		1,06	1,95	0,21	0,62	0,10	0,02	0,07	0,01	0,07	0,01	0,05	0,01	0,08	0,01	0,14	0,02
WX24-3	clay band in ore layer		61,16	134,12	16,21	57,92	9,34	1,37	4,26	0,56	4,31	0,80	3,37	0,59	4,84	0,84	11,16	1,93
WX24-4	Qz-Sch ore		2,91	6,08	0,69	2,23	0,42	0,07	0,25	0,03	0,20	0,03	0,13	0,02	0,17	0,04	0,35	0,06
WX24-5	clay band in ore layer		37,50	80,60	9,29	33,23	6,46	1,21	4,55	0,61	3,64	0,55	2,08	0,33	2,41	0,36	4,29	0,75
WX24-11	calcareous slate	Pt3bnm	22,88	48,70	5,61	20,22	4,31	0,84	3,90	0,64	4,12	0,63	2,38	0,36	2,78	0,42	3,86	0,66
WX28-1	purple red slate	Pt3bnm	44,31	92,16	10,77	36,95	7,59	1,60	6,58	1,00	6,74	1,02	3,80	0,57	3,98	0,60	5,73	0,97
WX28-2	bleached slate	Pt3bnm	33,61	69,91	8,19	29,55	6,02	1,26	5,02	0,73	5,21	0,77	2,77	0,43	3,27	0,48	5,58	0,91
WX28-3	bleached slate	Pt3bnm	30,30	64,38	7,39	26,84	5,41	1,27	4,42	0,67	4,72	0,70	2,63	0,41	3,06	0,46	4,88	0,89
WX28-4	banded Qz-Stib ore		0,98	1,83	0,19	0,67	0,15	0,04	0,14	0,02	0,09	0,02	0,05	0,01	0,07	0,02	0,13	0,02
WX28-8	Qz in ore layer		1,39	2,79	0,35	1,22	0,25	0,05	0,15	0,02	0,15	0,03	0,08	0,02	0,14	0,02	0,24	0,03
WX28-9	Qz in ore layer		5,70	11,78	1,36	4,83	0,98	0,20	0,74	0,09	0,70	0,11	0,50	0,10	0,75	0,12	1,65	0,29
WX28-10	bleached slate	Pt3bnm	35,61	75,08	8,77	29,94	5,78	1,31	5,26	0,81	5,22	0,81	2,82	0,42	3,30	0,49	5,59	0,93
Xi'an W-Au deposit																		
XA-1	gray green siltstone	Pt2ln	45,79	92,35	10,86	36,99	6,84	1,57	6,23	0,92	5,62	0,87	2,95	0,45	3,19	0,46	6,18	1,08
XA-2(1)	gray green slate	Pt2ln	52,59	102,01	11,86	40,31	7,38	1,89	6,53	0,97	6,15	0,93	3,21	0,51	3,23	0,51	6,78	1,16
XA-2(2)	bleached slate	Pt2ln	47,15	92,40	10,75	36,80	7,15	1,66	6,25	0,93	6,02	0,85	3,02	0,47	3,11	0,43	6,12	1,07
Longshan Au-Sb deposit																		
LS7-1	gray green slate	Z1j	28,51	55,84	7,04	25,02	4,63	1,27	4,43	0,62	4,09	0,64	2,25	0,36	2,58	0,41	5,42	0,74
LS7-2	altered gray green slate	Z1j	9,68	19,23	2,37	8,55	2,13	0,59	2,67	0,54	3,85	0,62	2,22	0,33	2,38	0,37	3,81	0,57
LS7-3	black fault clay		15,84	26,08	3,14	10,88	2,82	0,74	3,12	0,56	3,49	0,52	1,78	0,27	1,82	0,24	3,27	0,37
LS7-4	gray pebbled slate	Z1j	45,39	87,27	11,00	37,81	7,11	1,69	6,98	1,00	6,61	1,01	3,55	0,55	4,01	0,58	6,99	1,01
LS7-5	gray green sandy slate	Z1j	32,66	65,45	8,32	30,4	5,91	1,38	6,16	0,94	6,44	0,97	3,60	0,55	3,90	0,58	6,72	0,94
LS7-6	altered gray green slate	Z1j	36,10	72,81	9,08	32,89	6,01	1,56	8,23	0,83	5,14	0,76	2,81	0,46	3,29	0,52	6,14	0,86
LS7-7	altered gray green slate	Z1j	36,31	70,36	8,85	30,99	5,61	1,45	5,25	0,72	4,80	0,75	3,01	0,46	3,74	0,56	6,98	1,00
LS7-8	massive Stib ore		14,51	6,51	0,76	2,86	0,59	0,13	0,58	0,07	0,59	0,07	0,28	0,05	0,34	0,09	0,87	0,02
LS7-9	Qz-Stib ore		5,18	7,45	0,90	2,93	0,60	0,16	0,57	0,06	0,40	0,05	0,18	0,03	0,20	0,02	0,59	0,06
LS7-10	veinlet-dissem. Stib ore		12,26	21,54	2,56	8,51	1,94	0,51	2,16	0,39	2,17	0,31	1,06	0,15	1,22	0,19	2,24	0,28
LS7-10'	massive Stib ore		9,63	0,99	0,09	0,31	0,09	0,03	0,12	0,02	0,27	0,02	0,09	0,02	0,13	0,02	0,34	0,00
LS7-11	Qz-Stib ore		29,68	64,66	8,03	28,82	5,60	1,43	4,90	0,70	4,05	0,61	2,19	0,33	2,55	0,41	4,70	0,68
LS7-12	silicified slate	Z1j	22,94	46,35	6,12	22,20	5,05	1,43	4,75	0,68	3,69	0,49	1,54	0,22	1,40	0,21	2,08	0,27
LS7-13	silicified slate	Z1j	52,45	88,10	9,89	31,22	4,78	1,08	4,52	0,74	4,87	0,74	2,66	0,44	3,88	0,50	7,38	0,84
LS7-14	gray green sandy slate	Z1j	35,26	69,48	8,62	30,45	5,69	1,55	5,30	0,71	4,28	0,65	2,53	0,39	2,91	0,44	5,58	0,74
LS7-15	purple red sandy slate	Z1j	33,92	66,65	8,18	28,55	5,23	1,46	5,33	0,78	5,06	0,76	2,89	0,44	3,04	0,47	5,66	0,78
LS7-16	purple gray slate	Z1j	35,40	70,08	8,44	29,71	5,72	1,34	4,83	0,70	4,35	0,66	2,72	0,41	2,93	0,44	5,78	0,81
LS7-17	gray green sandy slate	Z1j	33,93	66,75	8,05	28,33	5,49	1,43	4,96	0,69	4,08	0,65	2,46	0,37	2,89	0,43	5,73	0,82
LS7-18	green sandy slate + Cc-veins	Z1j	32,23	72,21	9,52	35,26	9,70	2,87	10,96	2,00	12,80	1,68	5,27	0,72	4,39	0,52	4,48	0,59
LS7-19	gray green pebbled slate	Z1j	35,77	70,41	8,55	30,26	5,28	1,42	4,86	0,66	3,95	0,61	2,42	0,39	2,98	0,48	6,35	0,80
LS7-20	green sandy slate	Z1j	39,72	78,19	9,63	33,32	5,81	1,56	5,30	0,71	4,26	0,65	2,47	0,41	3,18	0,51	6,23	0,84
LS7-21	gray green pebbled slate	Z1j	30,23	60,56	7,41	25,48	5,02	1,28	4,43	0,57	3,66	0,54	2,22	0,35	2,64	0,44	5,17	0,70
Huangjindong Au deposit																		
HJ-1	gray silty slate	Pt2lj	38,72	81,42	9,46	33,22	6,46	1,51	6,21	0,89	5,73	0,86	3,26	0,46	3,39	0,54	6,19	1,15
HJ-2	gray banded slate	Pt2lj	31,32	70,41	7,44	26,66	5,39	1,34	5,13	0,80	4,84	0,74	2,65	0,40	2,80	0,41	4,96	0,93
HJ3-1	gray black siltstone	Pt2lj	38,65	81,59	9,56	33,90	6,75	1,52	5,78	0,82	5,00	0,74	2,72	0,42	3,16	0,46	6,53	1,18
HJ3-2	gray black silty slate	Pt2lj	38,82	79,23	9,34	32,39	6,18	1,50	5,74	0,85	5,39	0,81	2,76	0,42	3,13	0,50	5,69	1,17
HJ3-4	gray black slate	Pt2lj	42,05	87,25	10,29	35,87	7,01	1,61	6,85	1,02	6,06	0,92	3,22	0,49	3,45	0,51	5,59	1,12
HJ3-5	gray black silty slate	Pt2lj	38,94	80,46	9,33	32,52	6,62	1,40	5,80	0,84	5,21	0,80	2,81	0,46	3,15	0,48	6,10	1,16
HJ3-6	gray black slate	Pt2lj	39,23	82,47	9,79	33,71	6,55	1,57	6,09	0,92	5,66	0,87	3,26	0,51	3,42	0,52	6,11	1,21
HJ3-11	siltstone with siderite and Py	Pt2lj	29,71	68,02	7,28	25,04	5,25	1,04	4,62	0,69	4,54	0,67	2,53	0,37	2,52	0,41	4,64	0,85
HJ3-12	brecciated Au ore		24,27	50,86	6,02	21,44	4,29	1,01	3,80	0,58	3,24	0,50	1,65	0,26	1,98	0,27	3,45	0,64
Xikuanqshan Sb deposit																		
XKP-1	marl	D3s ³	42,13	81,14	9,53	32,32	6,65	1,43	5,99	0,93	5,66	0,84	3,04	0,43	3,11	0,46	4,45	1,58
XKP-3	bioclastic marl	D3s ²⁻³	4,86	9,33	1,07	3,86	0,86	0,19	0,75	0,11	0,67	0,11	0,35	0,06	0,35	0,05	1,27	0,14
XKP-4	marl	D3s ²⁻⁴	8,78	17,51	2,td													

Abb. 224.

Chondrit-normalisierte SEE-Verteilung im Erz der Lagerstätte Woxi (Maximum, Minimum, Durchschnitt) und in Flüssigkeitseinschlüssen des Erzquarzes von Woxi im Vergleich zu Werten der hydrothermal-sedimentären Pb-Zn-Erzlagerstätte Sullivan, Kanada (nach HAN, F. & HUTCHINSON, 1989), der polymetallischen Sn-Erzlagerstätte Dachang, China (nach HAN, F. & HUTCHINSON, 1989) und zu Meerwasser (nach FLEET, 1984).

Entsprechende Vergleichsanalysen liegen für eine Reihe von verwandten Lagerstätten in Hunan vor, teils in älteren Nebengesteinen, teils in jüngeren bis in die Devonzeit. Wir reihen diese Lagerstätten mit kurzen Hinweisen auf die entsprechenden Tabellen und Abbildungen, die ebenfalls mit den Daten unserer Typuslokalität gekoppelt sind.

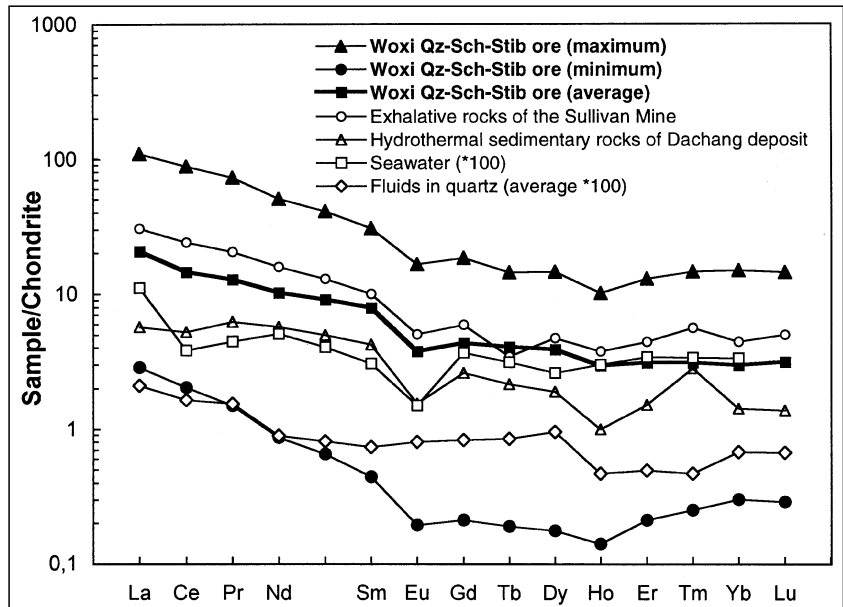
5.8.2.3. Haupt- und Spurenelemente der Lagerstätten Huangjindong, Longshan und Xikuangshan

Au-Lagerstätte Huangjindong

(Nebengesteinsalter: Mittleres Proterozoikum)

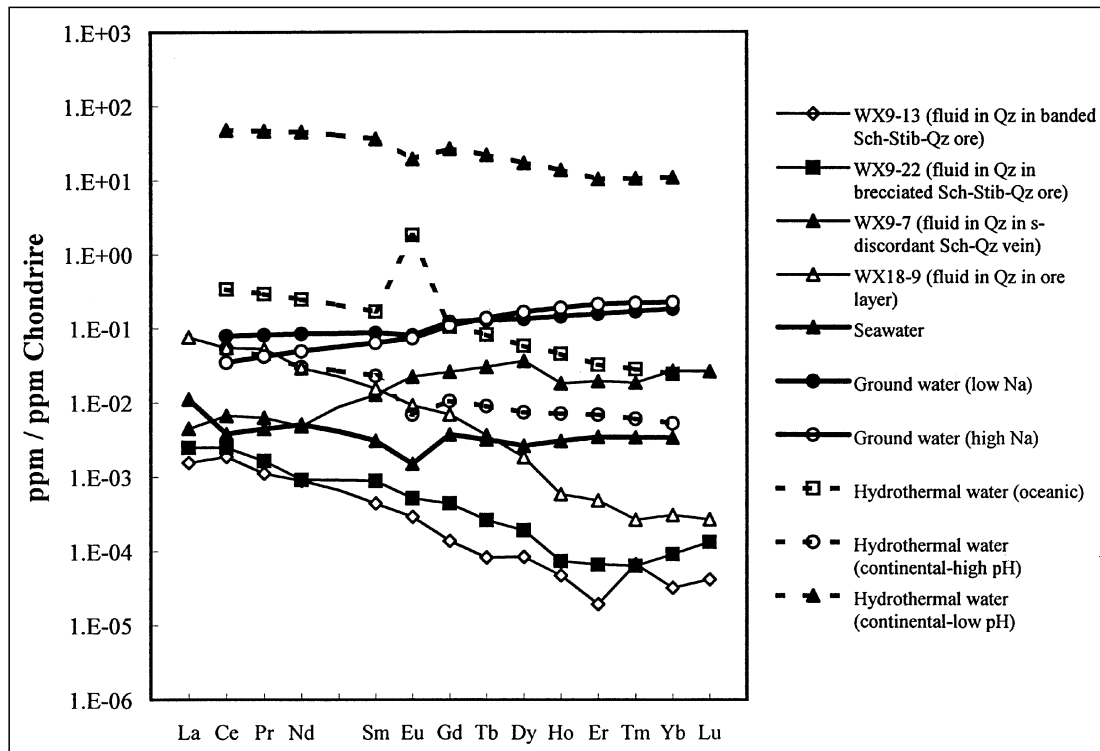
Diese im äußersten Nordosten der Provinz Hunan gelegene Goldlagerstätte ist in schwach metamorphen Sedimentgesteinen der oberen Lengjiaxi-Gruppe enthalten, die in das jüngere Mittel-Proterozoikum eingestuft werden. Es handelt sich um Sericitschiefer und Phyllite.

Die Haupt- und Spurenelement-Zusammensetzung von Erz und Nebengestein der Lagerstätte Huangjindong ist in den Tab. 15 und 16 zur Übersicht gebracht. Zum Vergleich mit der Lengjiaxi-Gruppe im Großraum haben die erztragenden Schiefergesteine der Lagerstätte höhere Gehalte an $\text{Fe}_2\text{O}_3^* + \text{MgO}$ und höhere $\text{Al}_2/\text{SiO}_2^-$, $\text{K}_2\text{O}/\text{Na}_2\text{O}^-$, $\text{Al}_2\text{O}/(\text{Na}_2\text{O} + \text{CaO})$ -Verhältnisse, welche einen höheren



Anteil von mafischen Komponenten und auch einen höheren Tonanteil reflektieren. Vom Flysch-Sericitschiefer zum „alterierten“ Sericitschiefer bis zum mineralisierten Schiefer nehmen die Fe_2O_3 -Gehalte ab, die FeO-Gehalte aber deutlich zu. Dies zeigt einen reduzierenden Einfluss der Fluidtätigkeit und die Bildung von Arsenkies und Pyrit im Mineralisationsprozess. Im Erz und Nebengestein haben Au und As eine deutlich positive Korrelation ($r = 0,99$).

Die charakterisierenden SEE-Parameter und das Verteilungsmodell von „Schiefertyp“-Golderz, Au-Arsenkies-haltigen Quarzgängen und das Mineral Pyrit sind sehr ähnlich wie die der erzhaltigen Sericitschiefer der Lengjiaxi-Gruppe, ausgenommen niedrige SEE-Gehalte ($\Sigma\text{REE} = 9,83 - 49,14 \text{ ppm}$; Tab. 20, Abb. 226). Dies zeigt, dass die Erze eine SEE-Charakterisierung aus dem Nebengestein übernommen haben und keine deutliche Differentiation während des Transportes der SEE-Elemente vom Nebengestein in das Erz stattgefunden hat.



bengestein in das Erz stattgefunden hat.

Abb. 225. SEE-Verteilung in Flüssigkeitseinschlüssen des Erzquarzes der Lagerstätte Woxi im Vergleich zu Meerwasser, Grundwasser und hydrothermalen Wässern (nach FLEET, 1984).

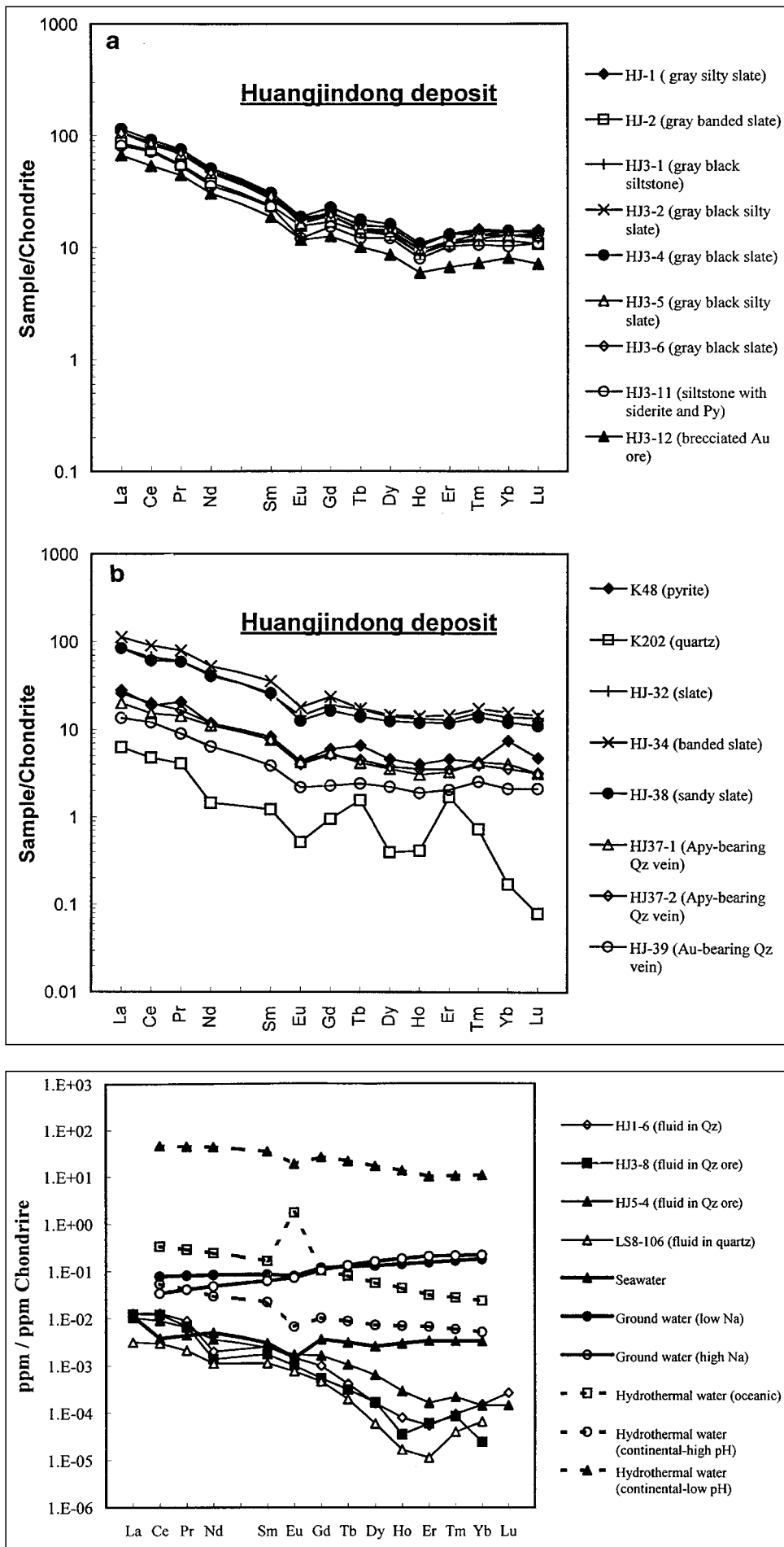


Abb. 226.
SEE-Verteilung in Nebengesteinen und Quarzgängen der Au-Erzlagerstätte Huangjindong.

Die SEE-Charakterisierung in Fluiden Au-haltiger Quarzgänge unterscheidet sich von Woxi mit einer deutlichen Verminderung und Differentiation von HREE ((La/Yb)_n = 72,12–501,07; Σ LREE/ Σ HREE 7,45–29,37; (Gd/Yb)_n = 6,63–22,29) und undeutlicher Ce-, Eu-Anomalie (Tab. 19, Abb. 227). Dies unterscheidet sich von der SEE-Charakteristik von Meerwasser, Grundwasser und rezenten Hydrothermalmen am Ozeanboden und auch heißer Quellen, und repräsentiert wahrscheinlich die Charakterisierung metamorphogener Wässer. Die Differentiation zwischen LREE und HREE in hydrothermalen Lösungen ist relativ kompliziert. Normalerweise werden HREE leichter in einer Alkali- und HCO₃-reichen Lösung transportiert. Die Stabilität des Alkali-Karbonat-Komplexes von SEE nimmt von La bis Lu zu (HERRMANN, 1978; HUMPHRIS, 1984). Außerdem sind die HREE bevorzugt in einer höher konzentrierten Salzlösung angereichert (GRAF, 1977). Die deutliche Verminderung und höhere Differentiation der LREE in erzbildenden Fluiden in der Lagerstätte Huangjindong impliziert die Vermutung, dass die chemische Ablagerung von Karbonatmineralen vor der Erzanlagerung stattgefunden hat und/oder die Salinität der Lösung extrem niedrig war. LIN, F. (1998) berichtet von zwei Salinitätsdaten in Flüssigkeitseinschlüssen in Quarzen der Au-Quarzgänge von Huangjindong mit 1 bis 3 % NaCl äquivalent.

Abb. 227.
SEE-Verteilung in Flüssigkeitseinschlüssen in Quarz von Huangjindong im Vergleich zu verschiedenen Wässern (nach FLEET 1984).

Tab. 18.

Seltenerd-Zusammensetzung von Gesteinen und Erzen der Lagerstätten Woxi und Xi'an. Elementgehalte in ppm. REE Chondrit-norm. Faktoren (TAYLOR & MCLENNAN, 1985). $\Sigma \text{REE} = \Sigma (\text{La-Lu})$; $\text{Eu/Eu}^* = (\text{Eu}/\text{n}((\text{Sm}) \times (\text{Gd}) \times (\text{Pr}) \times (\text{Ce}) \times (\text{Ce}^* = (\text{Ce}/\text{n}((\text{La}) \times (\text{Pr}) \times (\text{Ce}) \times (\text{Ce}^* = \Sigma (\text{La-Sm}) / \Sigma (\text{Gd-Lu}))$ (MCLENNAN, 1989). Data source: 1 = ICP-MS-Analysen im Rahmen dieser Studie, Institut für Geochemie, Chinesische Akademie der Wissenschaften (CAS). Guiyang; 2 = ZHANG, C.B. (1995).

Sample No.	Sample	Age	La	Ce	Pr	Nd	Sm	Eu	Gd	Tb	Dy	Ho	Er	Tm	Yb	Lu	ΣREE	Eu/Eu*	Ce/Ce*	La/Yb	(La/Yb) _n	(La/Sm) _n	(Gd/Yb) _n	$\Sigma \text{LREE} / \Sigma \text{HREE}$	Data source
Woxi W-Sb-Au deposit																									
WX20-9	purple gray slate	Pt3bnn	39.32	82.26	9.61	34.35	6.63	1.34	5.52	0.87	5.43	0.86	3.09	0.47	3.43	0.52	193.69	0.68	0.99	11.45	7.74	3.73	1.30	8.53	1
WX20-2	purple gray slate	Pt3bnn	33.69	70.97	8.21	29.24	5.60	1.18	4.70	0.75	4.69	0.73	2.82	0.46	3.35	0.53	166.89	0.70	1.00	10.07	6.80	3.79	1.14	8.20	1
WX20-1	purple gray slate	Pt3bnn	36.77	76.46	9.06	32.09	6.35	1.30	5.16	0.72	5.09	0.71	2.82	0.46	3.28	0.50	180.84	0.69	0.98	11.21	7.57	3.64	1.28	8.55	1
WX28-1	purple red slate	Pt3bnn	44.31	92.16	10.77	36.95	7.59	1.60	6.58	1.00	6.74	1.02	3.80	0.57	3.98	0.60	217.66	0.69	0.99	11.15	7.53	3.67	1.34	7.90	1
WX20-8	bleached slate	Pt3bnn	39.22	81.35	9.51	34.21	6.56	1.33	5.17	0.77	5.25	0.84	3.06	0.46	3.52	0.49	191.73	0.70	0.99	11.14	7.52	3.77	1.19	8.74	1
WX20-4	bleached slate	Pt3bnn	29.53	60.18	7.11	25.06	5.00	1.04	3.86	0.53	3.61	0.58	2.30	0.37	2.99	0.46	142.61	0.72	0.97	9.88	6.68	3.71	1.05	8.64	1
WX20-3	bleached slate	Pt3bnn	33.57	70.15	8.36	29.78	5.68	1.28	4.88	0.74	4.68	0.74	2.67	0.43	3.09	0.49	166.54	0.74	0.98	10.90	7.36	3.72	1.28	8.33	1
WX24-11	calcareous slate	Pt3bnn	22.88	48.70	5.61	20.22	4.31	0.84	3.90	0.64	4.12	0.63	2.38	0.36	2.78	0.42	117.77	0.62	1.01	8.25	5.57	3.34	1.14	6.68	1
WX9-4	Sch-bearing nodule	Pt3bnn	19.94	40.83	4.73	17.58	4.27	1.15	4.40	0.68	4.16	0.60	2.18	0.31	2.34	0.38	103.55	0.81	0.98	8.52	5.75	2.94	1.52	5.81	1
WX28-2	bleached slate	Pt3bnn	33.61	69.91	8.19	29.55	6.02	1.26	5.02	0.73	5.21	0.77	2.77	0.43	3.27	0.48	167.20	0.70	0.99	10.28	6.95	3.51	1.24	7.89	1
WX28-3	bleached slate	Pt3bnn	30.30	64.38	7.39	26.84	5.41	1.27	4.42	0.67	4.72	0.70	2.63	0.41	3.06	0.46	152.66	0.80	1.01	9.91	6.70	3.52	1.17	7.87	1
WX28-10	bleached slate	Pt3bnn	35.81	75.08	8.77	29.94	5.78	1.31	5.26	0.81	5.22	0.81	2.82	0.42	3.30	0.49	175.60	0.73	1.00	10.78	7.28	3.88	1.29	8.11	1
WX20-7	banded Qz-Sch-Sib ore		2.56	5.16	0.60	2.12	0.54	0.26	0.88	0.14	1.02	0.12	0.42	0.06	0.38	0.08	14.32	1.14	0.98	6.75	4.56	2.98	1.87	3.55	1
WX20-6	banded Qz-Sib ore		17.33	34.03	3.95	14.36	2.87	0.57	2.26	0.34	2.29	0.35	1.29	0.21	1.54	0.24	81.62	0.68	0.96	11.26	7.61	3.80	1.19	8.53	1
WX20-5(1)	banded Qz-Sch-Sib ore		40.33	84.98	10.01	35.99	7.07	1.44	5.62	0.84	5.53	0.86	3.22	0.52	3.70	0.55	200.66	0.70	0.99	10.91	7.37	3.59	1.23	8.56	1
WX24-2	banded Qz-Sch ore		1.06	1.95	0.21	0.62	0.10	0.02	0.07	0.01	0.07	0.01	0.05	0.01	0.08	0.01	4.25	0.63	0.98	14.13	9.55	6.48	0.70	12.98	1
WX24-4	banded Qz-Sch ore		2.91	6.08	0.69	2.23	0.42	0.07	0.25	0.03	0.20	0.03	0.13	0.02	0.17	0.04	13.28	0.67	1.01	16.82	11.37	4.34	1.18	14.00	1
WX28-4	banded Qz-Sib ore		0.98	1.83	0.19	0.67	0.15	0.04	0.14	0.02	0.09	0.02	0.05	0.01	0.07	0.02	4.28	0.78	0.98	15.14	10.23	4.05	1.71	9.47	1
B2445-S3-6	banded Sib ore		3.12	4.67		4.35	1.47	0.29		0.51							23.34	0.54	0.71	3.18	2.15	1.34	1.53	1.65	2
EB24-S3-1	banded Sch ore		18.85	21.58		24.27	8.55	1.04		0.84							92.88	0.54	0.59	14.28	9.65	1.39	2.48	5.24	2
WX28-8	Qz in ore layer		1.39	2.79	0.35	1.22	0.25	0.05	0.15	0.02	0.15	0.03	0.08	0.02	0.14	0.02	6.63	0.71	0.94	10.12	6.84	3.51	0.89	10.01	1
WX28-9	Qz in ore layer		5.70	11.78	1.36	4.83	0.98	0.20	0.74	0.09	0.70	0.11	0.50	0.10	0.75	0.12	27.96	0.72	0.99	7.63	5.16	3.68	0.81	7.92	1
B2445-S3-5	Qz in ore layer		0.20	0.81		0.63	0.16	0.04		0.04							2.63	0.73	1.23	3.33	2.25	0.79	2.38	2.84	2
B24-S3-1	Qz in ore layer		1.32	0.41		0.97	0.45	0.04		0.07							4.34	0.36	0.24	22.00	14.87	1.85	3.44	3.20	2
WX24-3	clay band in ore layer		61.16	134.12	16.21	57.92	9.34	1.37	4.26	0.56	4.31	0.80	3.37	0.59	4.84	0.84	299.08	0.66	1.00	12.64	8.54	4.12	0.71	14.24	1
WX24-5	clay band in ore layer		37.50	80.60	9.29	33.23	6.46	1.21	4.55	0.61	3.64	0.55	2.08	0.33	2.41	0.36	182.82	0.68	1.01	15.58	10.53	3.66	1.53	11.50	1
Xi'an W-Au deposit																									
XA-1	gray green siltstone	Pt2In	45.79	92.35	10.86	36.99	6.84	1.57	6.23	0.92	5.62	0.87	2.95	0.45	3.19	0.46	215.06	0.73	0.97	14.36	9.71	4.21	1.58	9.33	1
XA-2(1)	gray green slate	Pt2In	52.59	102.01	11.86	40.31	7.38	1.89	6.53	0.97	6.15	0.93	3.21	0.51	3.23	0.51	238.08	0.83	0.96	16.28	11.00	4.49	1.64	9.71	1
XA-2(2)	bleached slate	Pt2In	47.15	92.40	10.75	36.80	7.15	1.66	6.25	0.93	6.02	0.85	3.02	0.47	3.11	0.43	216.98	0.76	0.96	15.15	10.24	4.15	1.63	9.22	1

Au-Sb-Lagerstätte Longshan

(Nebengesteinsalter: Sinium)

Diese im jüngsten Proterozoikum enthaltene polymetallische Au-Sb-Lagerstätte liegt östlich des Xuefeng-Gebirges, etwa südwestlich des zentralen Hunangebietes im ältesten Sinium-Abschnitt. Bei den Nebengesteinen der Erzkörper handelt es sich um schwach metamorphe Sedimente, wie Geröll führende sandige Tonschiefer, Quarz-Feldspat-Psammite, Sericitschiefer, Hämatit führende Psammite, vulkanische Breccien und Tuffite.

Zum Vergleich mit nicht-alterierten normalen Geröll führenden Tonschiefern der Jiangkou-Formation (Alt-Sinium) sind die „alterierten“ bzw. vererzten Schiefer beiderseits von „diskordanten Erzgängen“ höher an Fe_2O_3^* + MgO- und K_2O -Gehalten, aber beträchtlich niedriger an Na_2O -Gehalten. Die $\text{K}_2\text{O}/\text{Na}_2\text{O}$ -Verhältnisse und $\text{Al}_2\text{O}_3/(\text{Na}_2\text{O} + \text{CaO})$ -Verhältnisse sind extrem hoch (Tab. 15). Dies wird von den damit beschäftigten chinesischen Experten als eine Folge der Propylitisierung (Silifizierung, Sericitisierung, Chloritisierung und Pyritisierung) im Zuge einer epigenetischen Vererzung interpretiert. Demnach ergibt sich eine Änderung des Trends der Hauptoxide von nicht-alterierten Nebengesteinen in Richtung der Erzkörper. Eine geologisch-lagerstättenkundliche Stellungnahme zu dieser Lagerstätte geben wir in Kap. 6.3.

Die meisten Spurenelemente in Geröll führenden Sericitschiefern der Jiangkou-Formation entsprechen den Werten der durchschnittlichen Oberkruste, aber Sb, Au, As, W, SEE, Ag sind deutlich angereichert, hingegen Bi vermindert (Tab. 16, 17, 20; Abb. 228). Der Variationstrend für Spurenelemente in alterierten Nebengesteinen und im Erz ist sehr ähnlich wie in den Geröll führenden Schiefer der Jiangkou-Formation, angenommen extrem höhere Gehalte von Sb, Au und As im Erz

Tab. 19.

Spurenelementzusammensetzung der Flüssigkeitseinschlüsse im Quarz der Lagerstätten Woxi, Huangjindong und Longshan.

ICP-MS-Analysen im Rahmen dieser Studie, Institut für Geochemie der Chinesischen Akademie der Wissenschaften (CAS), Guiyang.

Angaben in 10–12 g/ml. $\Sigma\text{REE} = \Sigma(\text{La-Lu})$; $\text{Eu}/\text{Eu}^* = (\text{Eu})/((\text{Sm})n \times (\text{Gd})n)^{1/2}$, $\text{Ce}/\text{Ce}^* = (\text{Ce})/((\text{La})n \times (\text{Pr})n)^{1/2}$, $\Sigma\text{LREE}/\Sigma\text{HREE} = \Sigma(\text{La-Sm})/\Sigma(\text{Gd-Lu})$ (McLENNAN 1989).

Deposit	Woxi				Huangjindong			Longshan
Sample No.	WX9-13	WX9-22	WX9-7	WX18-9	HJ1-6	HJ3-8	HJ5-4	LS8-106
Qz occurrence	banded Sch-Stib ore	brecciated Sch-Stib ore	s-discordant Sch(-Stib) ore	Qz in ore layer	Qz vein	Qz in ore	Qz in ore	Qz in ore
Li	554,45	1487,28	5276,52	549,93	372,00	490,71	1358,18	627,44
Be		1,59	6,95	0,99			5,07	0,36
B	20,24	15,49	117,54	23,71	143,43	31,85	54,24	17,66
Sc	0,21	0,35	1,57	0,33	1,42	0,78	5,12	0,58
V	4,47	4,85	26,63	5,50	24,29	19,62	17,05	2,76
Cr					5,23			
Co	1,74	1,23	6,96	2,17	12,82	5,62	2,58	1,33
Cu		2,23	8,48		2,94	1,30	17,84	
Zn	166,57	65,85	120,41	22,10	129,14	89,31	49,66	15,41
Ga	0,58	0,79	2,03	0,74		0,83	3,36	0,18
Rb	5,27	3,10	17,61	8,61	27,54	28,65	57,67	7,00
Sr	11,79	12,61	5461,69	56,98	45481,86	56,87	247,00	33,28
Y	0,11	0,32	121,98	2,33	0,95	0,26	1,22	0,11
Zr	0,34	0,79	0,90	0,50	1,43	0,90	0,58	0,29
Nb		0,02	0,31	0,02	0,05		0,01	0,04
Mo	0,82	1,29	32,21	15,64	2,31	3,26	0,57	0,49
Sn	0,10	0,08	0,06	0,08	0,52	0,52	0,15	0,06
Cs	2,37	1,38	2,20	2,65	5,87	5,84	10,50	3,24
Ba	7,47	6,84	46,97	48,62	614,35	81,00	233,61	19,30
La	0,58	0,92	1,65	27,74	4,69	4,54	3,85	1,16
Ce	1,80	2,40	6,45	52,24	12,41	11,65	8,71	2,88
Pr	0,15	0,23	0,86	7,21	1,23	0,96	0,91	0,29
Nd		0,65	3,42	20,68	1,45	0,99	2,61	0,80
Sm	0,10	0,20	2,94	3,57	0,59	0,41	0,57	0,27
Eu	0,03	0,04	1,94	0,79	0,13	0,09	0,15	0,07
Gd	0,04	0,13	7,86	2,11	0,31	0,17	0,51	0,14
Tb	0,00	0,02	1,73	0,21	0,02	0,02	0,06	0,01
Dy	0,03	0,07	13,71	0,69	0,06	0,06	0,24	0,02
Ho	0,00	0,01	1,53	0,05	0,01	0,00	0,02	0,00
Er	0,00	0,02	4,80	0,12	0,01		0,04	0,00
Tm	0,00	0,00	0,66	0,01	0,00	0,00	0,01	0,00
Yb	0,01	0,02	6,62	0,08	0,04	0,01	0,04	0,02
Lu	0,00	0,01	1,00	0,01	0,01		0,01	
Hf	0,01	0,02	0,09	0,01	0,06	0,02	0,03	0,02
Ta	0,00	0,02	0,57	0,00	0,02	0,01	0,00	0,01
W	314,72	59,62	180,28	44,84	1417,14	127,75	83,31	275,63
Pb	4,02	9,60		25,32	58,16	37,21	41,67	2,47
Th	0,25	0,40	0,18	2,50	0,90	0,63	0,84	0,12
U	0,02	0,04	4,68	0,10	0,11	0,06	0,07	0,02
ΣREE	2,75	4,72	55,16	115,51	20,97	18,90	17,73	5,67
Eu/Eu*	1,18	0,83	1,23	0,88	0,93	1,04	0,88	1,06
Ce/Ce*	1,42	1,24	1,27	0,87	1,21	1,31	1,09	1,16
La/Yb	73,20	40,93	0,25	366,93	124,36	741,50	106,72	70,26
(La/Yb)n	49,46	27,66	0,17	247,95	84,04	501,07	72,12	47,48
(La/Sm)n	3,57	2,83	0,35	4,88	4,98	7,02	4,28	2,75
(Gd/Yb)n	4,30	4,80	0,96	22,67	6,63	22,29	11,40	7,05
ΣLREE/ΣHREE	9,92	6,48	0,18	15,97	17,59	29,37	7,45	12,28

und alterierten Nebengestein. Dies legt nahe, dass das Erzmaterial der Erzkörper hauptsächlich aus dem älteren Sinium der Jiangkou-Formation als diskrete Voranreicherung abgeleitet werden kann.

Die erzführenden alterierten und nicht-alterierten Geröll führenden Schiefer der Jiangkou-Formation zeigen eine sehr ähnliche SEE-Charakterisierung und ähnliche SEE-Verteilungsmuster. Mit der Anreicherung von LREE, deutlich negativer Eu-Anomalie und flacher HREE-Verteilung entsprechen sie typischen postarchaischen Tonschiefern, z.B. den Typen NASC und PAAS Tab. 21 Abb. 229a–f).

Die Quarz-Antimonit-Erze sind sehr variabel in den SEE-Gehalten ($\Sigma\text{SEE} = 1\,1,83\text{--}153,95\text{ ppm}$), $\text{Eu}/\text{Eu}^* (0,66\text{--}0,94)$,

$\Sigma\text{LREE}/\Sigma\text{HREE} = 1,94\text{--}16,15$, $(\text{La}/\text{Yb})n = 1,31\text{--}50,04$, $\text{Gd}/\text{Yb})n = 0,77\text{--}2,32$.

Das generelle SEE-Verteilungsmuster der Erze ist ähnlich wie das der Geröll führenden Schiefer und seine alterierten Nebengesteine, und die Variationen hängen ab vom Quarzgehalt, von den Nebengesteinskomponenten und deren Entmischungen. Die Gesamt-SEE-Gehalte und charakteristische Parameter von zwei Erzcalcit-Proben (Nr. 610-17, 630-6 in Tab. 21) variieren im Bereich von Erz. Ihr SEE-Verteilungsmuster ist ähnlich dem von Nebengestein und Erz. Eine Quarz-Calcit-Probe aus einem diskordanten Gang (Nr. 920-75) ist charakterisiert durch angereicherte MREE (zwischen Elementen 62 und 67) und fehlende Eu-Anomalie.

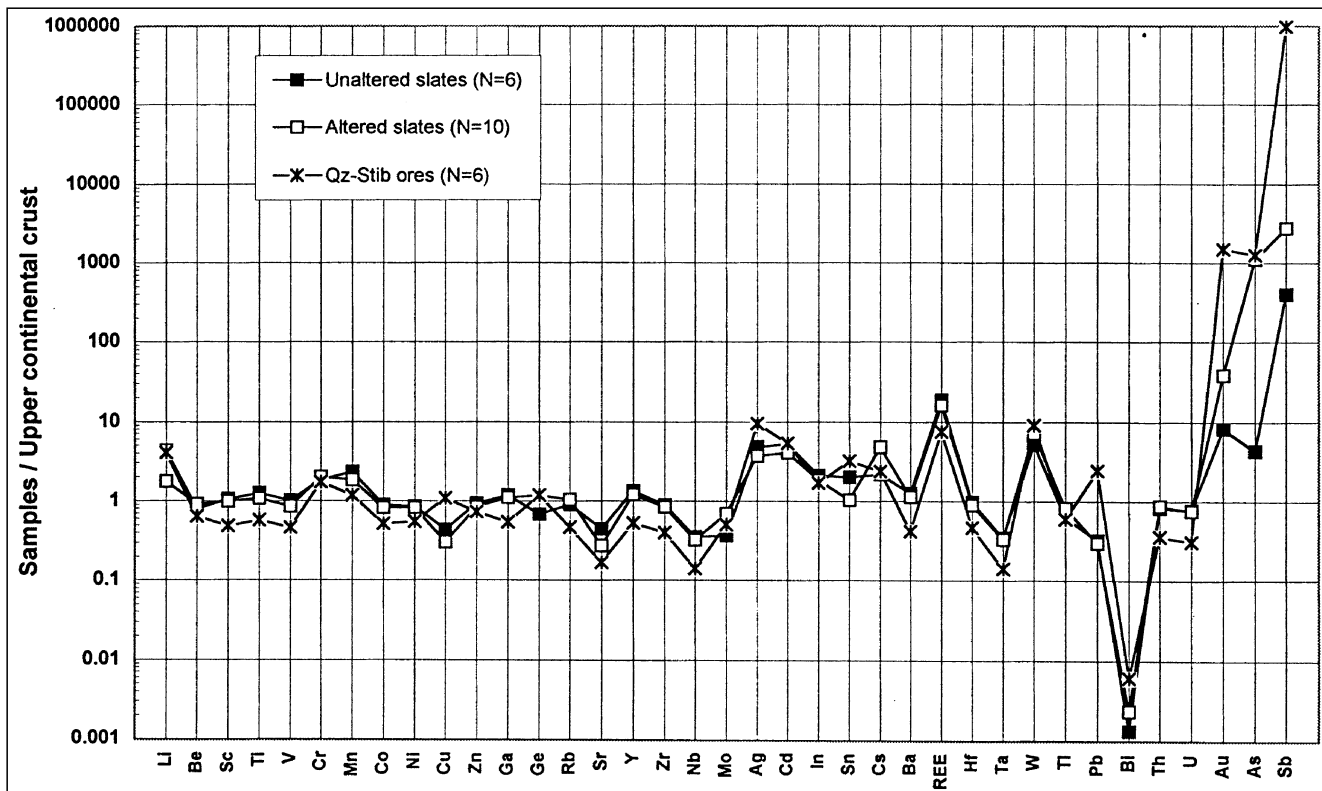


Abb. 228.

Sb-Au-Erzlagerstätte Longshan. Elementkonzentrationen bezogen auf die obere Kontinentalkruste: im nicht-erzführenden und im „alterierten“ Nebengestein sowie im Quarz-Antimonit-Erz.

Das SEE-Verteilungsmuster von Fluiden in Flüssigkeitseinschlüssen aus einer Quarzprobe des Erzes ist etwas ähnlich wie das erzbildende Fluid in der Au-Lagerstätte Huangjindong (Tab. 19). Dies zeigt möglicherweise eine enge genetische Verwandtschaft während einer jungen Fluidbildungsphase beider Lagerstätten.

Sb-Lagerstätte Xikuangshan

(Nebengesteinsalter: Devon, nicht zum „Typ Woxi“ gehörig)

Die drei Schichterkörper der derzeit größten bekannten Sb-Erzlagerstätte der Erde sind in einer schwach metamorphen devonischen Sedimentabfolge mit Tonschiefer, Kalkschiefer und Sandstein enthalten und unmittelbar mit einem Quarzit-Kieselschiefer-Horizont verbunden.

Die Hauptelement-Zusammensetzung aller Gesteinstypen dieser in Devon-Gesteinen gelegenen Lagerstätte ist in Tab. 15 ersichtlich, und die Spurenelemente der verschiedenen Gesteinstypen und Erze mit ihren Mineralen sind in Tab. 16 und 17 zur Übersicht gebracht. Die terrigenen klastischen Gesteine wie Sandstein, Siltstein, Tonschiefer, und Karbonatgesteine wie Kalk-, Kalk-Dolomitgesteine und Mergel sind sehr variabel in den Oxiden der Hauptelemente. Die Kieselgesteine verschiedener Typen sind natürlich charakterisiert durch einen hohen Gehalt an SiO_2 (78,56–95,87 %) und variabel im Al_2O_3 -Gehalt (0,93–5,70 %), Fe_2O_3 (1,30–2,33 %) und CaO (0,05–6,86 %). Andere Oxide sind nur mit sehr niedrigen Gehalten vertreten.

Zum Vergleich mit der Durchschnittszusammensetzung der Oberkruste sind die Kieselgesteine extrem stark mit Sb angereichert. Aber sie enthalten in überdurchschnittlicher Menge auch As, W, Au, Li, Cr, Mo, Ag und Cd. Hingegen ist ein unter dem generellen Mittelwert gelegener Gehalt anderer Spurenelemente festzustellen. Der Anreiche-

ungsgrad des hier berühmten Erzmittels Antimon in verschiedenen Gesteinstypen nimmt von Kalkstein (140× über dem Durchschnitt), über Mergel (204×), tonhaltigen Mergel (211×) bis zu Kieselgesteinen (980×) zu. Die Sb-Gehalte nehmen von massiven Kieselgesteinen (111–122 ppm) über laminierte Kieselgesteine (148 ppm) bis zu brecciierten Kieselgesteinen (404 ppm) zu.

Die terrigenen klastischen Gesteine und Karbonatgesteine sind wegen verschiedener Gehalte an Tonmineralen sehr variabel im Gesamt-SEE-Gehalt. Aber die Verteilungsmuster sind sehr ähnlich und zwar entsprechen diese den postarchaischen Tonschiefen (Tab. 22, Abb. 230a–f). Die Probe XKP-16 (Mergel, Abb. 230b) zeigt keine deutliche negative Eu-Anomalie ($\text{Eu}/\text{Eu}^* = 0,96$). Das hängt möglicherweise mit einem höheren Plagioklasgehalt zusammen. Die Kieselgesteine sind charakterisiert durch variable Gesamt-SEE-Gehalte $\Sigma \text{REE} = 6,19\text{--}90,17$ ppm, deutlich negative Eu-Anomalien (ausgenommen die Probe XKP-27 mit $\text{Eu}/\text{Eu}^* = 1,20$; Abb. 230a) und Anreicherung von LREE-Elementen. Von brecciierten Kieselgesteinen über massive Kieselgesteine bis zu laminierten Kieselgesteinen nehmen die Anreicherungen von LREE und die Verhältnisse $(\text{La}/\text{Yb})_n$ und $\Sigma \text{LREE}/\Sigma \text{HREE}$ zu. Dies reflektiert eine zunehmende Beeinflussung durch terrigen-klastische Komponenten.

Die SEE-Verteilungskurve von Antimonit (Abb. 230a) lässt zwei Typen erkennen. Die Proben XK6-3 und XK7-2 haben relativ höhere Gesamt-SEE ($\Sigma = 46,59\text{--}50,62$ ppm), undeutliche Differentiation, flache Verteilungsmuster und niedrige $(\text{La}/\text{Yb})_n$ -Verhältnisse (2,21–2,61), $(\text{Gd}/\text{Yb})_n$ (1,36–1,56) und $\Sigma \text{LREE}/\Sigma \text{HREE}$ (1,77–2,71). Eine andere Gruppe von Antimonitproben, N01-1, B04-1 und B02-1, haben niedrige Gesamt-SEE ($\Sigma \text{SEE} = 4,65\text{--}33,67$ ppm). Die Differentiation zwischen leichten und schweren SEE ist sehr ähnlich den Kieselgesteinen der Lagerstätte. Die

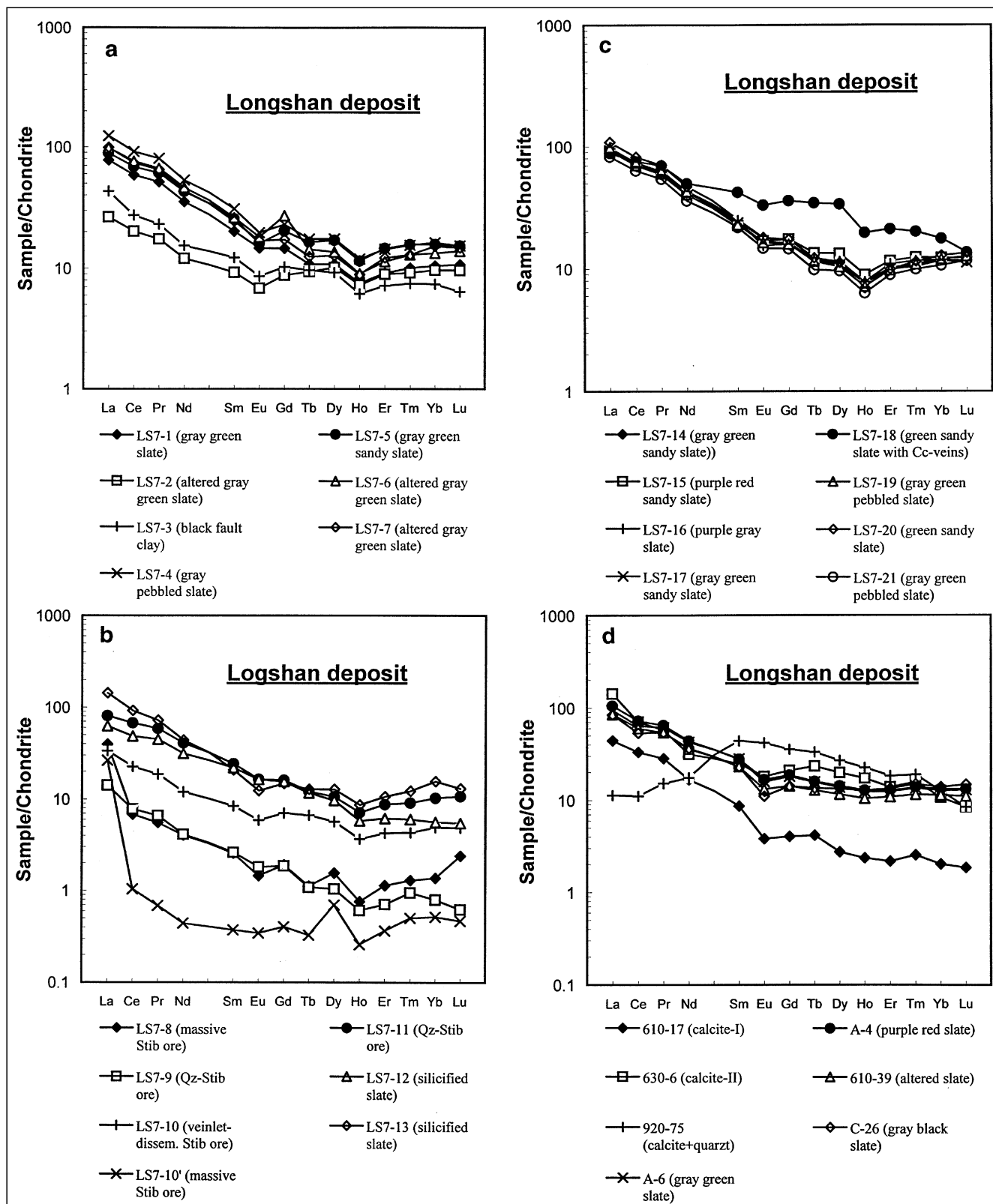


Abb. 229.

Sb-Au-Erzlagerstätte Longshan: SEE-Verteilung in Nebengesteinen, silifizierten Gesteinen und in verschiedenen Erzkörpern.

SEE-Gehalte und das charakteristische Verhalten von Quarz sind sehr variabel, aber im Gesamten ähnlich wie in Kieselgesteinen. Die Calcitproben sind charakterisiert durch niedrige Gesamt-SEE (3,35–13,81 ppm), Anreicherung und deutliche Differentiation von schweren SEE ($(La/Yb) = 1,28\text{--}2,70$; $\Sigma LREE/\Sigma HREE = 1,10\text{--}2,87$; $(Gd/Yb)_n = 1,10\text{--}5,77$) und undeutliche negative Eu-Anomalie ($Eu/Eu^* = 0,47\text{--}0,78$).

5.8.2.4. Isotopendaten

5.8.2.4.1. Schwefelisotope

Schwefelisotopendaten sind für die Charakterisierung von Erzlagerstätten ein unentbehrlicher Parameter zur Diagnose der Herkunft des Schwefels und für geothermometrische Aussagen, soweit sich Gleichgewichte

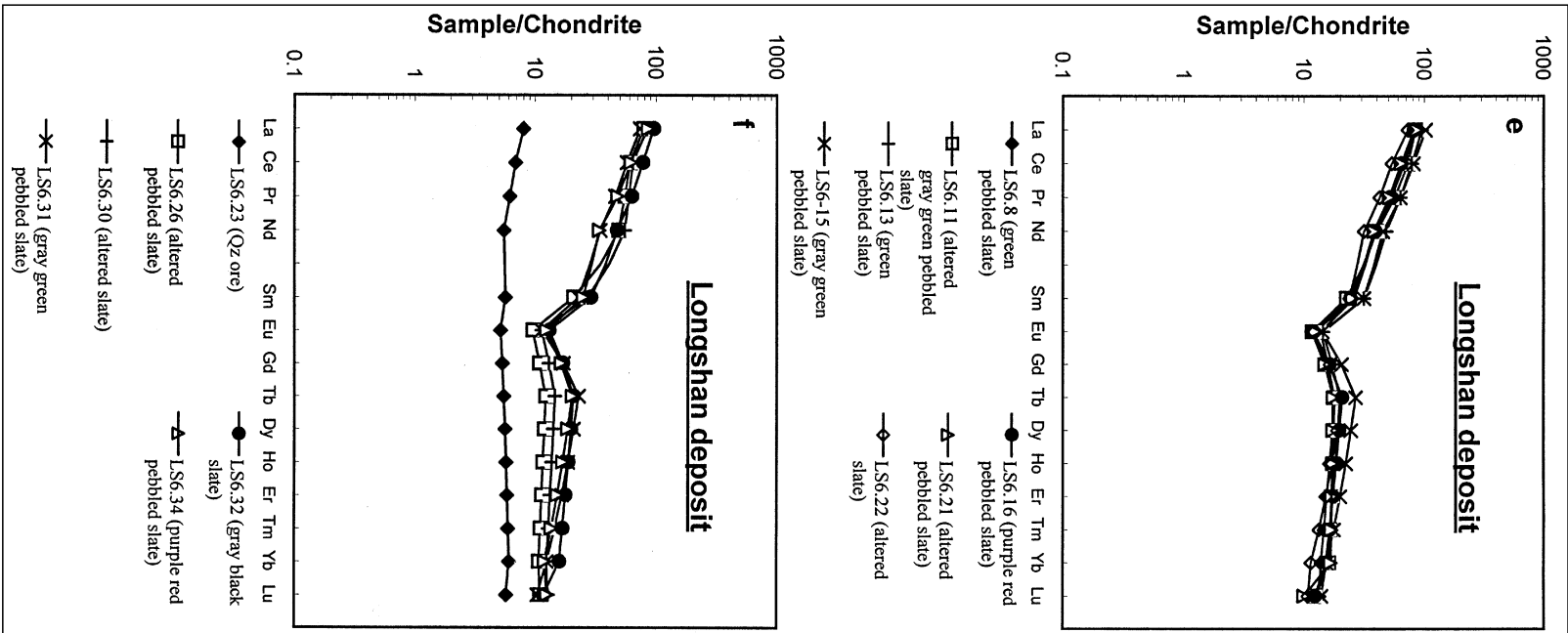


Abb. 229 (Fortsetzung).

zwischen den Mineralphasen eingestellt haben (OHMOTO & RYE, 1979; SAUPE, 1994; OHMOTO & GOLDBER, 1997). Die Isotopendiagramme spiegeln Homogenität oder Heterogenität des Mineralisationsprozesses wider. Grundvoraussetzung für exakte Aussagen sind ausreichende Kenntnis der Geologie und Mineralogie, letztlich müssen allerdings der Aufschlussgrad der Lagerstätte, die Probenauswahl und statistisch ausreichende Probenzahl bei

Tab. 20.
Seltenerd-Zusammensetzung von Gesteinen, Erzen und Mineralen der Au-Lagerstätte Huangjindong.
Alle Elementgehalte in ppm. REE Chondrit-norm. Faktoren (TAYLOR & MCLENNAN, 1985).
 $\Sigma \text{REE} = \Sigma (\text{La}-\text{Lu})$; $\text{Eu}/\text{Eu}^* = (\text{Eu})_n / ((\text{Sm})_n \times (\text{Gd})_n)^{1/2}$, $\text{Ce}/\text{Ce}^* = (\text{Ce})_n / ((\text{La})_n \times (\text{Pr})_n)^{1/2}$, $\Sigma \text{LREE} / \Sigma \text{HREE} = \Sigma (\text{La}-\text{Sm}) / \Sigma (\text{Gd}-\text{Lu})$ (MCLENNAN 1989).
Data source: 1 = ICP-MS-Analysen im Rahmen dieser Studie, Institut für Geochemie, Chinesische Akademie der Wissenschaften (CAS), Guiyang; 2 = LIN, F.C. (1988); 3 = ZHANG, Q. et al. (1992).

Sample No.	Sample	Age	La	Ce	Pr	Nd	Sm	Eu	Gd	Tb	Dy	Ho	Er	Tm	Yb	Lu	ΣREE	Eu/Eu*	Ce/Ce*	La/Yb	(La/Yb) _n	(La/Sm) _n	(Gd/Yb) _n	ΣLREE/ΣHREE	Data source
HJ-1	gray silty slate	Pt2In	38,72	81,42	9,46	33,22	6,46	1,51	6,21	0,89	5,73	0,86	3,26	0,46	3,39	0,54	192,12	0,73	1,00	11,41	7,71	3,78	1,48	7,94	1
HJ-2	gray banded slate	Pt2In	31,32	70,41	7,44	26,66	5,39	1,34	5,13	0,80	4,84	0,74	2,65	0,40	2,80	0,41	160,33	0,78	1,08	11,20	7,57	3,66	1,49	7,95	1
HJ3-1	gray black siltstone	Pt2In	38,65	81,59	9,56	33,90	6,75	1,52	5,78	0,82	5,00	0,74	2,72	0,42	3,16	0,46	191,08	0,74	0,99	12,24	8,27	3,60	1,48	8,92	1
HJ3-2	gray black silty slate	Pt2In	38,82	79,23	9,34	32,39	6,18	1,50	5,74	0,85	5,39	0,81	2,76	0,42	3,13	0,50	187,04	0,77	0,97	12,40	8,38	3,95	1,49	8,47	1
HJ3-4	gray black slate	Pt2In	42,05	87,25	10,29	35,87	7,01	1,61	6,85	1,02	6,06	0,92	3,22	0,49	3,45	0,51	206,59	0,71	0,98	12,19	8,24	3,77	1,61	8,11	1
HJ3-5	gray black silty slate	Pt2In	38,94	80,46	9,33	32,52	6,62	1,40	5,80	0,84	5,21	0,80	2,81	0,46	3,15	0,48	188,80	0,69	0,99	12,37	8,36	3,70	1,49	8,60	1
HJ3-6	gray black slate	Pt2In	39,23	82,47	9,79	33,71	6,55	1,57	6,09	0,92	5,66	0,87	3,26	0,51	3,42	0,52	194,56	0,76	0,99	11,47	7,75	3,77	1,44	8,08	1
HJ3-11	siltstone with siderite and Py	Pt2In	29,71	68,02	7,28	25,04	5,25	1,04	4,62	0,69	4,54	0,67	2,53	0,37	2,52	0,41	152,89	0,65	1,08	11,79	7,97	3,56	1,49	8,27	1
HJ3-12	brecciated gold ore	Pt2In	24,27	50,86	6,02	21,44	4,29	1,01	3,80	0,58	3,24	0,50	1,65	0,26	1,98	0,27	120,16	0,76	0,99	12,24	8,27	3,56	1,55	8,71	1
K48	pyrite (ore vein 1)		10,23	17,91	2,81	8,32	1,90	0,38	1,82	0,38	1,74	0,34	1,14	0,15	1,84	0,18	49,14	0,62	0,78	5,56	3,76	3,39	0,80	5,42	2
K202	quartz (ore vein 3)		2,30	4,56	0,56	1,03	0,28	0,05	0,29	0,09	0,15	0,04	0,42	0,03	0,04	0,00	9,83	0,48	0,94	54,76	37,01	5,17	5,60	8,27	2
HJ-32	slate	Pt2In	30,82	63,43	8,19	29,86	5,68	1,23	5,77	0,98	5,31	1,13	3,20	0,55	3,44	0,51	160,10	0,66	0,94	8,96	6,05	3,42	1,36	6,61	3
HJ-34	banded slate	Pt2In	41,07	86,03	10,81	37,11	8,16	1,55	7,15	1,00	5,59	1,20	3,61	0,61	3,85	0,55	208,29	0,62	0,96	10,67	7,21	3,17	1,51	7,78	3
HJ-38	sandy slate	Pt2In	30,96	58,37	8,09	28,77	5,95	1,09	4,98	0,81	4,74	1,02	2,95	0,49	2,99	0,42	151,63	0,61	0,86	10,35	7,00	3,28	1,35	7,18	3
HJ37-1	Apy-bearing Qz (ore vein 1)		7,29	14,54	1,95	7,92	1,76	0,37	1,63	0,24	1,35	0,26	0,81	0,15	1,00	0,12	39,39	0,67	0,90	7,29	4,93	2,61	1,32	6,02	3
HJ37-2	Apy-bearing Qz (ore vein 1)		9,42	18,99	2,27	8,41	1,75	0,35	1,57	0,26	1,43	0,30	0,87	0,14	0,88	0,12	46,76	0,65	0,96	10,70	7,23	3,39	1,45	7,33	3
HJ-39	Au-bearing Qz (ore vein 3)		4,95	11,60	1,23	4,54	0,89	0,19	0,70	0,14	0,84	0,16	0,51	0,09	0,52	0,08	26,44	0,74	1,10	9,52	6,43	3,50	1,09	7,63	3

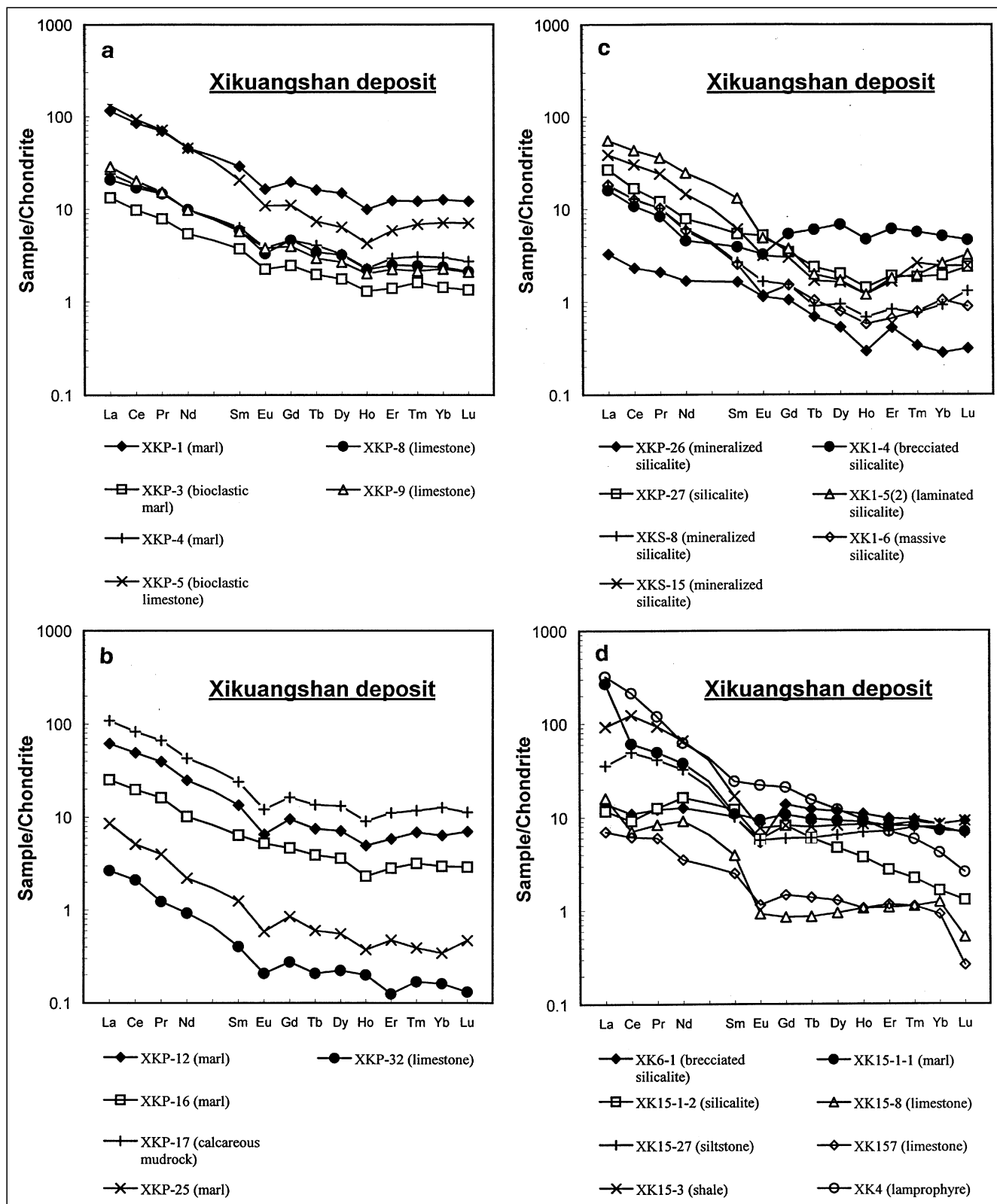


Abb. 230.

Sb-Erzlagerstätte Xikouangshan: SEE-Verteilung in Nebengesteinen (Mergel, bioklastischer Mergel, Kalkstein und bioklastischer Kalkstein), in Kieselgestein, Siltstein, Schieferthon und im Lamprophyrganggestein.

der Aussagewahrscheinlichkeit in Betracht gezogen werden. Mit der üblichen Analyse von Durchschnittsproben können spezifische Kristallisationsgenerationen, Zonarbau u.ä. nur ungenügend oder nicht erfasst werden. Die In-situ-Mikroanalytik würde mehr Einsicht bringen. Gewisse Interpretationsprobleme können sich zur Zeit noch im Tieftemperaturbereich (etwa unter 200°C) bei der Un-

terscheidung zwischen Bio- und Thermoreduktionsprozessen des Sulfates (BSR und TSR) ergeben, wobei die Übernahme von Schwefelisotopenverhältnissen präexistenter Mineralphasen, im Wesentlichen von Eisensulfiden oder von Schwefelwasserstoff in Frage kommen kann. Im sedimentären Umfeld ist die Kenntnis der Isotopenzusammensetzung des jeweiligen kontemporären Meerwas-

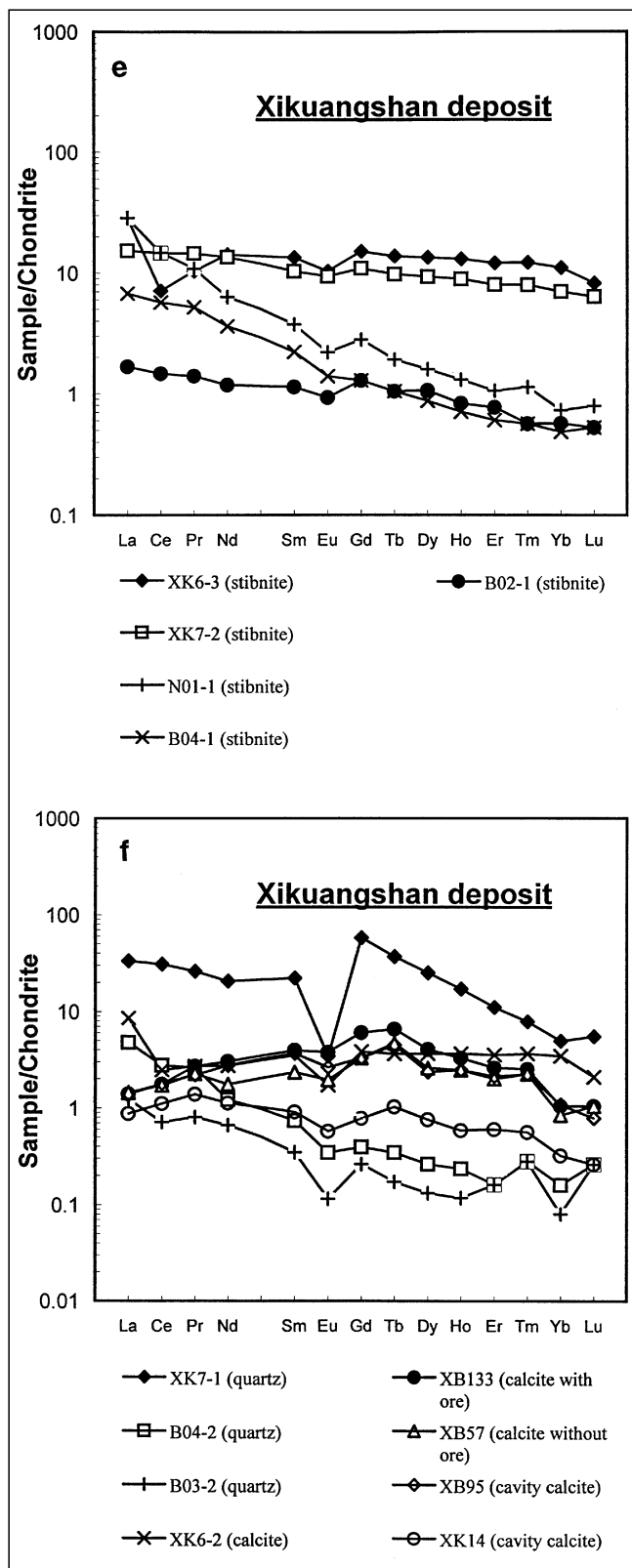


Abb. 230 (Fortsetzung).

sersulfates oder auch von Evaporiten für die Ableitung der Schwefelherkunft von Bedeutung. Im geologischen Zeitraum vom Jungproterozoikum bis Altpaläozoikum, in dem fast alle in dieser Arbeit behandelten Lagerstätten gebildet worden sind, ist ein signifikanter Unterschied der $\delta^{34}\text{S}$ -Werte im Meerwassersulfat nachgewiesen: 15 bis 20 ‰ im Frühproterozoikum bis 750 Ma, ab 600 bis 400 Ma etwa 25 bis 30 ‰ (CLAYPOOL et al., 1980).

W-Sb-Au-Lagerstätte Woxi (Madiyi-Formation)

Die $\delta^{34}\text{S}$ -Werte der Antimonite ($n = 18$) in Tab. 23 liegen um -2 ‰ ($-1,2$ bis $-2,8$ ‰) mit einem Gefolge zeitlich verschiedener Sulfidgenerationen von Pyrit, Bleiglanz und Zinkblende ($n = 6$) mit $\delta^{34}\text{S}$ $-5,0$ bis $-12,3$ ‰. Nur eine Antimonitprobe fällt mit $-8,6$ ‰ in diese Spanne.

In der Literatur gibt es noch weitere Isotopenwerte für Antimonite ($n = 20$), die mit $-1,2$ bis $-3,5$ ‰ (Durchschnitt $-2,5$ ‰) sehr übereinstimmen (YANG, S.Q., 1986). Pyrite ($n = 13$) sollen Werte zwischen $-0,3$ bis $-4,1$ ‰ ergeben haben (Hauptquartier der bewaffneten Polizeieinheit für Goldprospektion, 1986). Eine weitere Untersuchung berichtet über einen Trend in den Mineralphasen: Pyrit ($-6,2$ ‰) > Zinkblende ($-8,3$ ‰) > Bleiglanz ($-12,3$ ‰). Danach wird ein Isotopengleichgewicht mit einer Bildungstemperatur von etwa 200°C nach OHMOTO & RYE (1979) abgeleitet (YANG, X., 1985). Alle diese Daten wurden in die Tab. 23 und in die Abb. 231a nicht aufgenommen.

Von den verfügbaren Daten sind nur die Antimonitdaten verlässlich interpretierbar. Die sehr geringe Streuung dieser $\delta^{34}\text{S}$ -Werte lässt den Schluss auf eine homogene Quelle dieses Sulfidschwefels zu, die als abiogen einzustufen ist. Es liegen offenbar ein relativ offenes System und ein Reservoireffekt vor (ZHENG, Y.F. & HOEFS, 1933). Drei Pyritproben, die $\delta^{34}\text{S}$ -Werte von $-6,2$ bis $7,4$ ‰ aufweisen, zeigen eine zu geringe Streuung, um eine verlässliche Indikation für BSR abgeben zu können.

Die Lagerstätten in älteren und jüngeren proterozoischen Nebengesteinen, verglichen mit der Typuslokalität Woxi, werden im Anschluss kurz erwähnt.

Pyrit-Arsenkies-Au-Lagerstätte Mobin (Wuqiangxi-Formation)

Die Pyrite ($n = 11$) aus den Sedimenten der Wuqiangxi-Formation (nicht in Tab. 24 und Abb. 231b) decken sich in ihrem Streubereich ($+6,3$ bis $+9,4$ ‰) annähernd mit Pyriten des Erzes ($n = 26$) der Lagerstätte ($+1,4$ bis $+11,4$ ‰, Durchschnitt $+7,7$ ‰). Im selben Streubereich liegen die $\delta^{34}\text{S}$ -Werte für Arsenkiese ($n = 7$; $+7,6$ bis $+10,9$ ‰, Durchschnitt $+8,0$ ‰), für Kupferkies ($n = 1$; $+8,6$ ‰), für Tetraedrit ($n = 1$; $+8,2$ ‰), für Zinkblende ($n = 2$; $+7,9$ ‰ und $+6,3$ ‰), für Bleiglanz ($n = 2$; $+5,9$ bis $8,2$ ‰) und Bourdonit ($n = 1$; $+6,1$ ‰). Der Variationsbereich der Sulfidschwefelisotope von $+1,0$ bis $+11,0$ ‰ würde einer Verteilung entsprechen, wie sie in rezenten und auch älteren marin sedimentär-hydrothermalen Lagerstätten anzutreffen ist.

Au-Lagerstätte Huangjindong (Leng jiaxi-Gruppe)

Die $\delta^{34}\text{S}$ -Werte für Pyrite ($n = 9$) und Arsenkies ($n = 4$) im Erz der 12 bekannten Lagerstätten in der präsinischen Lengjiaxi-Abfolge (Mittleres Proterozoikum; Tab. 25, Abb. 231c) erweisen sich fast durchwegs als negativ ($-3,5$ bis $-10,6$ ‰). Nur eine Pyritprobe weicht mit einem positiven Wert ($+2,5$ ‰) ab. Die Differenz zum kontemporären Meerwassersulfat lässt eine Interpretation zu, die eine anorganische hochtemperierte Schwefelreduktion nicht ausschließt.

Au-Sb-Lagerstätte Xichong (Madiyi-Formation)

Die $\delta^{34}\text{S}$ -Werte der Antimonite ($n = 8$) liegen im Bereich von $+3,7$ bis $-11,3$ ‰, wobei sich sechs Proben mit einer geringen Spanne von $-9,9$ bis $-11,3$ ‰ (Durchschnitt

Tab. 21.

Seltenerd-Zusammensetzung von Gesteinen, Erzen und Mineralen der Au-Sb-Lagerstätte Longshan.

Alle Elementgehalte in ppm. REE Chondrit-norm. Faktoren (TAYLOR & McLENNAN, 1985).

 $\Sigma \text{REE} = \Sigma (\text{La-Lu})$; $\text{Eu/Eu}^* = (\text{Eu})/((\text{Sm}) \times (\text{Gd})^{1/2})$, $\text{Ce/Ce}^* = (\text{Ce})/((\text{La}) \times (\text{Pr})^{1/2})$, $\Sigma \text{LREE}/\Sigma \text{HREE} = \Sigma (\text{La-Sm})/\Sigma (\text{Gd-Lu})$ (McLENNAN 1989).

Data source: 1 = ICP-MS-Analysen im Rahmen dieser Studie, Institut für Geochemie, Chinesische Akademie der Wissenschaften (CAS), Guiyang; 2 = NAA-Analysen im Rahmen dieser Studie an der Tu Chengdu; 3 = SHAO, Q.B. et al. (1989).

Sample No.	Sample	La	Ce	Pr	Nd	Sm	Eu	Gd	Tb	Dy	Ho	Er	Tm	Yb	Lu	ΣREE	Eu/Eu*	Ce/Ce*	La/Yb	(La/Yb) _n	(La/Sm) _n	(Gd/Yb) _n	$\Sigma \text{LREE}/\Sigma \text{HREE}$	Data source
LS7-1	gray green slate	28,51	55,84	7,04	25,02	4,63	1,27	4,43	0,62	4,09	0,64	2,25	0,36	2,58	0,41	137,67	0,86	0,92	11,03	7,45	3,88	1,39	7,87	1
LS7-4	gray pebbled slate	45,39	87,27	11,00	37,81	7,11	1,69	6,98	1,00	6,61	1,01	3,55	0,55	4,01	0,58	214,55	0,74	0,91	11,32	7,65	4,02	1,41	7,77	1
LS7-5	gray green sandy slate	32,66	65,45	8,32	30,40	5,91	1,38	6,16	0,94	6,44	0,97	3,60	0,55	3,90	0,58	167,27	0,70	0,93	8,38	5,67	3,48	1,28	6,17	1
LS7-16	purple gray slate	35,40	70,08	8,44	29,71	5,72	1,34	4,83	0,70	4,35	0,66	2,72	0,41	2,93	0,44	167,74	0,78	0,95	12,08	8,16	3,90	1,34	8,76	1
LS7-17	gray green sandy slate	33,93	66,75	8,05	28,33	5,49	1,43	4,96	0,69	4,08	0,65	2,46	0,37	2,89	0,43	160,52	0,84	0,95	11,73	7,92	3,89	1,39	8,62	1
LS7-18	sandy slate with Cc-veins	32,23	72,21	9,52	35,26	9,70	2,87	10,96	2,00	12,80	1,68	5,27	0,72	4,39	0,52	200,11	0,85	0,97	7,34	4,96	2,09	2,02	4,15	1
LS7-19	gray green pebbled slate	35,77	70,41	8,55	30,26	5,28	1,42	4,86	0,66	3,95	0,61	2,42	0,39	2,98	0,48	168,05	0,86	0,94	12,00	8,11	4,26	1,32	9,19	1
LS7-20	green sandy slate	39,72	78,19	9,63	33,32	5,81	1,56	5,30	0,71	4,26	0,65	2,47	0,41	3,18	0,51	185,69	0,86	0,94	12,50	8,45	4,31	1,35	9,54	1
LS7-21	gray green pebbled slate	30,23	60,56	7,41	25,48	5,02	1,28	4,43	0,57	3,66	0,54	2,22	0,35	2,64	0,44	144,83	0,83	0,95	11,44	7,73	3,79	1,36	8,67	1
A-6	gray green slate	34,50	60,87	8,38	30,22	6,45	1,37	5,50	0,91	5,22	1,05	3,08	0,48	3,14	0,49	161,66	0,70	0,84	10,99	7,42	3,37	1,42	7,07	3
A-4	purple red slate	38,63	69,03	8,87	31,17	6,38	1,45	5,89	0,92	5,42	1,09	3,17	0,49	3,27	0,50	176,08	0,74	0,87	11,81	7,98	3,81	1,41	7,50	3
C-26	gray black slate	30,92	51,03	7,41	25,79	5,28	0,96	4,34	0,78	5,04	1,09	3,33	0,53	3,42	0,56	140,48	0,61	0,79	9,04	6,11	3,69	1,03	6,31	3
LS6.8	green pebbled slate	30,89	64,89		27,29	6,01	1,19		1,04					3,42	0,51	159,62	0,67	1,01	9,03	6,10	3,24	1,15	6,18	2
LS6.13	green pebbled slate	34,83	74,76		34,17	7,25	1,25		1,15					3,92	0,48	185,41	0,62	1,01	8,89	6,00	3,02	1,08	6,51	2
LS6.15	gray green pebbled slate	37,63	77,50		32,10	7,23	1,23		1,55					3,80	0,53	193,24	0,56	1,01	9,90	6,69	3,28	1,33	5,64	2
LS6.16	purple red pebbled slate	29,77	61,16		27,77	5,62	1,01		1,20					3,75	0,47	156,67	0,59	0,99	7,94	5,36	3,33	1,07	5,41	2
LS6.31	gray green pebbled slate	27,02	54,97		24,52	5,27	0,99		1,33					3,11	0,40	143,38	0,58	0,99	8,69	5,87	3,23	1,37	4,86	2
LS6.32	gray black slate	34,92	74,30		33,87	6,68	1,14		1,21					3,95	0,45	184,54	0,59	1,01	8,84	5,97	3,29	1,07	6,32	2
LS6.34	purple red pebbled slate	31,38	59,30		24,08	5,79	1,08		1,18					2,98	0,48	150,72	0,61	0,97	10,53	7,12	3,41	1,36	5,64	2
Average of unaltered slates (N=19)		33,91	67,08	8,55	29,82	6,14	1,36	5,70	1,01	5,49	0,89	3,05	0,47	3,38	0,49	168,33	0,71	0,94	10,18	6,88	3,54	1,32	6,96	
sd		4,27	8,93	1,06	3,84	1,11	0,40	1,75	0,35	2,39	0,31	0,82	0,10	0,50	0,05	20,78	0,11	0,06	1,56	1,06	0,49	0,21	1,50	
LS7-2	altered gray green slate	9,68	19,23	2,37	8,55	2,13	0,59	2,67	0,54	3,85	0,62	2,22	0,33	2,38	0,37	55,50	0,76	0,94	4,06	2,74	2,87	0,91	3,24	1
LS7-3	black fault clay	15,84	26,08	3,14	10,88	2,82	0,74	3,12	0,56	3,49	0,52	1,78	0,27	1,82	0,24	71,31	0,77	0,87	8,69	5,87	3,54	1,39	4,98	1
LS7-6	altered gray green slate	36,10	72,81	9,08	32,89	6,01	1,56	8,23	0,83	5,14	0,76	2,81	0,46	3,29	0,52	180,48	0,68	0,94	10,98	7,42	3,78	2,03	7,12	1
LS7-7	altered gray green slate	36,31	70,36	8,85	30,99	5,61	1,45	5,25	0,72	4,80	0,75	3,01	0,46	3,74	0,56	172,86	0,82	0,92	9,70	6,55	4,07	1,14	7,89	1
LS7-12	silicified slate	22,94	46,35	6,12	22,20	5,05	1,43	4,75	0,68	3,69	0,49	1,54	0,22	1,40	0,21	117,07	0,89	0,92	16,41	11,09	2,86	2,75	7,92	1
LS7-13	silicified slate	52,45	88,10	9,89	31,22	4,78	1,08	4,52	0,74	4,87	0,74	2,66	0,44	3,88	0,50	205,85	0,71	0,91	13,54	9,15	6,91	0,94	10,16	1
LS7-14	gray green sandy slate	35,26	69,48	8,62	30,45	5,69	1,55	5,30	0,71	4,28	0,65	2,53	0,39	2,91	0,44	168,28	0,86	0,93	12,12	8,19	3,90	1,48	8,68	1
LS7-15	purple red sandy slate	33,92	66,65	8,18	28,55	5,23	1,46	5,33	0,78	5,06	0,76	2,89	0,44	3,04	0,47	162,73	0,85	0,94	11,16	7,54	4,08	1,42	7,60	1
610-39	altered slate	31,16	57,60	7,36	25,44	5,29	1,14	4,36	0,74	4,41	0,89	2,70	0,41	2,80	0,42	144,72	0,73	0,89	11,13	7,52	3,71	1,26	7,58	3
LS6.11	altered green pebbled slate	31,05	69,72		28,42	5,17	1,01		1,04					3,99	0,46	166,04	0,64	1,05	7,78	5,26	3,78	0,92	6,19	2
LS6.21	altered pebbled slate	31,63	60,92		27,04	5,84	1,07		1,01					4,13	0,38	156,39	0,63	0,96	7,66	5,18	3,41	0,89	5,78	2
LS6.22	altered slate	26,64	51,02		22,38	5,51	1,04		1,20					2,83	0,41	134,69	0,61	0,96	9,41	6,36	3,04	1,43	5,00	2
LS6.26	altered pebbled slate	28,76	58,47		34,79	4,81	0,83		0,71					2,67	0,42	151,09	0,63	0,93	10,77	7,28	3,76	1,01	8,45	2
LS6.30	altered slate	30,86	61,15		39,08	6,28	0,99		0,85					3,11	0,49	165,33	0,60	0,90	9,92	6,71	3,09	1,04	7,73	2
Average of altered slates (N=14)		30,19	58,42	7,07	26,63	5,02	1,14	4,84	0,79	4,40	0,69	2,46	0,38	3,00	0,42	146,59	0,73	0,93	10,24	6,92	3,77	1,33	7,02	
sd		9,66	17,62	2,52	8,18	1,13	0,30	1,50	0,18	0,58	0,12	0,48	0,08	0,76	0,09	39,56	0,10	0,04	2,79	1,89	0,96	0,50	1,74	
LS7-8	massive Stib ore	14,51	6,51	0,76	2,86	0,59	0,13	0,58	0,07	0,59	0,07	0,28	0,05	0,34	0,09	27,42	0,66	0,46	42,67	28,83	15,48	1,39	12,21	1
LS7-10'	massive Stib ore	9,63	0,99	0,09	0,31	0,09	0,03	0,12	0,02	0,27	0,02	0,09	0,02	0,13	0,02	11,83	0,89	0,24	74,05	50,04	70,45	0,77	16,15	1
LS7-9	Qz-Stib ore	5,18	7,45	0,90	2,93	0,60	0,16	0,57	0,06	0,40	0,05	0,18	0,03	0,20	0,02	18,74	0,82	0,81	26,05	17,60	5,40	2,32	11,24	1
LS7-11	Qz-Stib ore	29,68	64,66	8,03	28,82	5,60	1,43	4,90	0,70	4,05	0,61	2,19	0,33	2,55	0,41	153,95	0,83	0,98	11,62	7,85	3,34	1,55	8,69	1
LS6.23	Qz-Stib ore	2,92	6,53		3,91	1,31	0,45		0,32					1,51	0,22	23,96	0,94	0,97	1,93	1,31	1,40	0,88	1,94	2
LS7-10	veinlet-dissem. Stib ore	12,26	21,54	2,56	8,51	1,94	0,51	2,16	0,39	2,17	0,31	1,06	0,15	1,22	0,19	54,97	0,76	0,90	10,06	6,80	3,97	1,43	6,13	1
610-17	calcite-I	16,19	31,71	3,87	11,77	1,99	0,33	1,23	0,24	1,04	0,20	0,54	0,09	0,50	0,07	69,77	0,64	0,94	32,38	21,88	5,12	1,99	16,76	3
630-6	calcite-II	51,94	67,46	7,88	22,31	5,69	1,56	6,41	1,35	7,51	1,47	3,44	0,56	2,65	0,32	180,55	0,79	0,78	19,60	13,24	5,75	1,96	6,55	3
920-75	calcite+quartz	4,14	10,58	2,07	12,37	10,12	3,62	10,83	1,92	10,17	1,91	4,54	0,67	3,10	0,32	76,36	1,06	0,85	1,34	0,90	0,26	2,83	1,17	3

Tab. 22.

Seltenerd-Zusammensetzung von Gesteinen, Erzen und Mineralen der Sb-Lagerstätte Xikuangshan. Alle Elementgehalte in ppm. REE Chondrit-norm. Faktoren (TAYLOR & McLENNAN, 1985).

$\Sigma \text{REE} = \Sigma (\text{La-Lu})$; $\text{Eu}/\text{Eu}^* = (\text{Eu})_n / ((\text{Sm})_n \times (\text{Gd})_n)^{1/2}$, $\text{Ce}/\text{Ce}^* = (\text{Ce})_n / ((\text{La})_n \times (\text{Pr})_n)^{1/2}$, $\Sigma \text{LREE}/\Sigma \text{HREE} = \Sigma (\text{La-Sm}) / \Sigma (\text{Gd-Lu})$ (McLENNAN 1989).

Data source: 1 = ICP-MS-Analysen im Rahmen dieser Studie, Institut für Geochemie, Chinesische Akademie der Wissenschaften (CAS), Guiyang; 2 = ZHENG, L.J. (1998); 3 = XIE, Q.L. et al. (1996); 4 = YI, J.J. (1994).

Sample No.	Sample	Age	La	Ce	Pr	Nd	Sm	Eu	Gd	Tb	Dy	Ho	Er	Tm	Yb	Lu	ΣREE	Eu/Eu*	Ce/Ce*	La/Yb	(La/Yb) _n	(La/Sm) _n	(Gd/Yb) _n	$\Sigma \text{LREE}/\Sigma \text{HREE}$	Data source
XKP-1	marl	D3s3	42,13	81,14	9,53	32,32	6,65	1,43	5,99	0,93	5,66	0,84	3,04	0,43	3,11	0,46	193,65	0,69	0,95	13,54	9,15	3,99	1,56	8,40	1
XKP-3	bioclastic marl	D3s2-3	4,86	9,33	1,07	3,86	0,86	0,19	0,75	0,11	0,67	0,11	0,35	0,06	0,35	0,05	22,61	0,74	0,96	13,76	9,30	3,56	1,72	8,17	1
XKP-4	marl	D3s2-4	8,78	17,51	2,06	6,93	1,45	0,33	1,40	0,23	1,23	0,19	0,73	0,11	0,74	0,10	41,79	0,70	0,97	11,89	8,04	3,80	1,54	7,76	1
XKP-5	bioclastic limestone	D3s2-5	48,35	89,01	9,77	32,27	4,73	0,94	3,35	0,42	2,40	0,36	1,44	0,24	1,75	0,27	195,29	0,72	0,96	27,71	18,72	6,43	1,56	18,00	1
XKP-8	limestone	D3s2-7	7,61	16,27	2,01	7,04	1,35	0,29	1,40	0,20	1,20	0,19	0,61	0,09	0,58	0,08	38,92	0,64	0,97	13,05	8,82	3,54	1,94	7,88	1
XKP-9	limestone	D3s2-7	10,46	19,30	2,08	6,94	1,32	0,33	1,20	0,17	1,01	0,17	0,55	0,08	0,56	0,08	44,24	0,79	0,97	18,78	12,69	5,00	1,75	10,51	1
XKP-12	marl	D3s2-8	22,65	47,29	5,42	17,68	3,09	0,57	2,90	0,44	2,71	0,42	1,46	0,25	1,58	0,27	106,70	0,58	1,00	14,35	9,70	4,62	1,49	9,60	1
XKP-16	marl	D3s2-9	9,26	18,92	2,21	7,20	1,48	0,46	1,43	0,23	1,38	0,20	0,71	0,11	0,74	0,11	44,43	0,96	0,98	12,57	8,49	3,94	1,57	7,97	1
XKP-17	calcareous mudrock	D3s2-10	39,91	79,12	9,16	30,52	5,52	1,05	4,96	0,79	5,00	0,77	2,77	0,42	3,13	0,43	183,54	0,61	0,97	12,74	8,61	4,55	1,28	8,99	1
XKP-25	marl	D3s2-17	3,14	4,91	0,55	1,57	0,29	0,05	0,26	0,04	0,21	0,03	0,12	0,01	0,09	0,02	11,30	0,57	0,87	36,53	24,69	6,84	2,46	13,45	1
XKP-32	limestone	D2q	0,98	2,02	0,17	0,66	0,09	0,02	0,08	0,01	0,09	0,02	0,03	0,01	0,04	0,01	4,21	0,62	1,16	24,43	16,51	6,61	1,70	13,97	1
XK15-1-1	marl	D3s	98,82	58,41	6,81	27,01	2,54	0,82	3,28	0,56	3,54	0,76	2,03	0,29	1,81	0,27	206,95	0,87	0,53	54,60	36,89	24,49	1,47	15,44	2
XK15-8	limestone	D3s	5,88	6,74	1,14	6,52	0,91	0,08	0,26	0,05	0,36	0,09	0,27	0,04	0,31	0,02	22,67	0,50	0,61	18,97	12,82	4,07	0,68	15,14	2
XK157	limestone	D3s	2,56	5,86	0,82	2,51	0,58	0,10	0,45	0,08	0,49	0,09	0,29	0,04	0,23	0,01	14,11	0,60	0,95	11,13	7,52	2,78	1,59	7,34	3
XKS-8	mineralized silicalite	D3s	6,51	12,27	1,40	4,34	0,62	0,14	0,47	0,05	0,36	0,06	0,21	0,03	0,23	0,05	26,73	0,82	0,95	28,41	19,20	6,66	1,67	17,31	1
XKS-15	mineralized silicalite	D3s	14,06	28,75	3,28	10,26	1,41	0,27	0,92	0,10	0,62	0,10	0,41	0,09	0,60	0,09	60,97	0,74	0,99	23,35	15,78	6,29	1,24	19,67	1
XKP-26	mineralized silicalite	D3s2	1,20	2,22	0,29	1,19	0,38	0,10	0,32	0,04	0,20	0,03	0,13	0,01	0,07	0,01	6,19	0,87	0,88	17,17	11,60	1,99	3,72	6,50	1
XKP-27	silicalite	D3s2	9,72	15,92	1,65	5,57	1,25	0,45	1,05	0,14	0,77	0,12	0,48	0,07	0,48	0,09	37,75	1,20	0,93	20,30	13,72	4,90	1,77	10,70	1
XK15-1-2	silicalite	D3s	4,27	8,71	1,72	11,63	2,81	0,51	2,51	0,35	1,81	0,32	0,69	0,08	0,41	0,05	35,87	0,59	0,75	10,41	7,04	0,96	4,96	4,68	2
XK1-4	brecciated silicalite	D3s	5,85	10,27	1,14	3,25	0,91	0,28	1,65	0,35	2,58	0,40	1,51	0,20	1,27	0,18	29,84	0,71	0,93	4,62	3,12	4,06	1,05	2,63	1
XK6-1	brecciated silicalite	D3s	5,12	10,41	1,66	9,04	2,36	0,47	4,23	0,71	4,42	0,93	2,44	0,34	2,10	0,35	44,58	0,45	0,84	2,44	1,65	1,37	1,63	1,84	2
XK1-5(2)	laminated silicalite	D3s	20,11	41,06	4,89	17,38	3,02	0,42	1,14	0,12	0,65	0,10	0,45	0,07	0,65	0,12	90,17	0,70	0,97	31,17	21,07	4,19	1,43	26,29	1
XK1-6	massive silicalite	D3s	6,67	12,08	1,40	4,17	0,59	0,10	0,46	0,06	0,30	0,05	0,16	0,03	0,26	0,03	26,36	0,60	0,93	25,64	17,33	7,16	1,44	18,34	1
XK15-27	siltstone	D3s	13,11	47,33	5,68	23,17	2,34	0,50	1,83	0,35	2,47	0,59	1,77	0,28	1,96	0,26	101,64	0,74	1,29	6,69	4,52	3,53	0,76	9,64	2
XK15-3	shale	D3s	33,89	118,45	12,77	46,73	3,92	0,67	2,51	0,46	3,12	0,72	2,06	0,32	2,11	0,35	228,08	0,65	1,33	16,06	10,85	5,44	0,96	18,52	2
XK4	lamprophyre		118,02	205,04	16,42	44,64	5,65	1,94	6,46	0,90	4,65	0,81	1,77	0,21	1,05	0,10	407,66	0,98	1,09	112,40	75,95	13,15	4,99	24,44	2
XK6-3	stibnite		10,49	6,74	1,41	10,04	3,08	0,89	4,57	0,79	5,07	1,10	2,98	0,43	2,72	0,31	50,62	0,72	0,41	3,86	2,61	2,14	1,36	1,77	2
XK7-2	stibnite		5,62	13,91	1,98	9,56	2,37	0,81	3,31	0,56	3,51	0,75	1,97	0,28	1,72	0,24	46,59	0,88	0,98	3,27	2,21	1,49	1,56	2,71	2
NO1-1	stibnite		10,44	14,05	1,48	4,47	0,86	0,19	0,85	0,11	0,60	0,11	0,26	0,04	0,18	0,03	33,67	0,68	0,84	58,00	39,19	7,64	3,83	14,36	4
B04-1	stibnite		2,47	5,43	0,71	2,56	0,51	0,12	0,39	0,06	0,33	0,06	0,15	0,02	0,12	0,02	12,95	0,82	0,96	20,58	13,91	3,05	2,63	10,16	4
B02-1	stibnite		0,61	1,39	0,19	0,83	0,26	0,08	0,39	0,06	0,40	0,07	0,19	0,02	0,14	0,02	4,65	0,77	0,96	4,36	2,94	1,48	2,26	2,54	4
XK7-1	quartz		12,19	29,49	3,57	14,68	5,12	0,30	17,73	2,14	9,60	1,46	2,76	0,28	1,23	0,21	100,76	0,10	1,05	9,91	6,70	1,50	11,68	1,84	2
B04-2	quartz		1,74	2,64	0,36	0,87	0,17	0,03	0,12	0,02	0,10	0,02	0,04	0,01	0,04	0,01	6,17	0,64	0,78	43,50	29,40	6,44	2,43	16,06	4
B03-2	quartz		0,45	0,68	0,11	0,47	0,08	0,01	0,08	0,01	0,05	0,01	0,04	0,01	0,02	0,01	2,03	0,38	0,72	22,50	15,20	3,54	3,24	7,78	4
XK6-2	calcite		3,14	2,36	0,37	1,95	0,81	0,15	1,17	0,21	1,39	0,31	0,88	0,13	0,86	0,08	13,81	0,47	0,51	3,65	2,47	2,44	1,10	1,72	2
XB133	calcite with ore		0,51	1,68	0,37	2,15	0,91	0,33	1,85	0,38	1,54	0,28	0,65	0,09	0,26	0,04	11,04	0,78	0,91	1,96	1,33	0,35	5,77	1,10	3
XB57	calcite without ore		0,53	1,63	0,31	1,25	0,54	0,17	1,01	0,27	0,99	0,21	0,50	0,08	0,21	0,04	7,74	0,70	0,94	2,52	1,71	0,62	3,90	1,29	3
XB95	cavity calcite		0,51	1,70	0,30	1,96	0,85	0,23	1,01	0,26	0,90	0,21	0,53	0,08	0,27	0,03	8,84	0,76	1,02	1,89	1,28	0,38	3,03	1,62	3
XK14	cavity calcite		0,32	1,06	0,19	0,80	0,21	0,05	0,24	0,06	0,29	0,05	0,15	0,02	0,08	0,01	3,53	0,68	1,01	4,00	2,70	0,96	2,43	2,87	3

Tab. 23.

S-Isotopenzusammensetzung von Erzmineralen der W-Sb-Au-Lagerstätte Woxi (Madiyi-Formation).

Data source: 1 = Analysiert von LIU, J.M. im Rahmen dieser Studie, Center for Mineral Resources Exploration, Chinesische Akademie der Wissenschaften (CAS), Beijing; 2 = YANG, X. (1985).

Sample no.	Locality	Description	Mineral	$\delta^{34}\text{S} \text{ ‰}$	Source
O3-9	V3, -185m	ore	Galena	-12,30	2
L915	V1, -110m	ore	Pyrite	-8,20	2
O3-9	V3, -185m	ore	Pyrite	-7,40	2
XA-5	Xi'an	Qz-Py-ore	Pyrite	-6,67	1
1105-2	V4, -160m	ore	Stibnite	-8,60	2
W29	V4, level 9	banded W-Sb-ore	Stibnite	-1,55	1
WX9-12	V4, level 9	banded W-Sb-ore	Stibnite	-2,45	1
WX9-25	V4, level 9	brecciated W-Sb-ore	Stibnite	-2,38	1
WX9-26	V4, level 9	brecciated W-Sb-ore	Stibnite	-2,06	1
WX18-11	V4, level 18	brecciated W-Sb-ore	Stibnite	-2,36	1
WX18-13	V4, level 18	brecciated W-Sb-ore	Stibnite	-2,39	1
WX20-5b	V3, level 20	banded W-Sb-ore	Stibnite	-2,33	1
WX20-7	V3, level 20	banded W-Sb-ore	Stibnite	-2,15	1
WX24-1	V7, level 24	W-Sb-ore	Stibnite	-2,62	1
WX28-5	V4, level 26	Stb-Ga-ore	Stibnite	-1,24	1
WX28-10	V4, level 26	massive Stb-ore	Stibnite	-1,45	1
WX28-4	V3, level 28	banded W-Sb-ore	Stibnite	-1,84	1
WX28-5a	V3, level 28	banded W-Sb-ore	Stibnite	-1,70	1
WX28-5b	V3, level 28	banded W-Sb-ore	Stibnite	-2,13	1
WX28-6	V3, level 28	banded W-Sb-ore	Stibnite	-2,32	1
WX28-7	V3, level 28	banded W-Sb-ore	Stibnite	-2,77	1
WY-1	Yuershan	Stb-ore in F1	Stibnite	-2,23	1
WY-7	Yuershan	massive Stb-ore	Stibnite	-2,58	1
1105-2	V4, -160m	ore	Sphalerite	-5,00	2
O3-9	V3, -185m	ore	Sphalerite	-8,30	2

Tab. 24.

S-Isotopenzusammensetzung von Erzmineralen der Au-Lagerstätte Mobin (Wuqiangxi-Formation).

Data source: 4 = ZHOU, D.H. et al. (1989).

Sample no.	Description	Mineral	$\delta^{34}\text{S} \text{ ‰}$	Source
Sm08	ore vein	Bourmonite	6,13	4
Sm02	ore vein	Arsenopyrite	8,31	4
Sm03	ore vein	Arsenopyrite	7,87	4
Sm05-1	ore vein	Arsenopyrite	7,95	4
Sm06	ore vein	Arsenopyrite	8,25	4
Sm22-2	ore vein	Arsenopyrite	8,00	4
MBy070	ore vein	Arsenopyrite	7,57	4
	ore vein	Arsenopyrite	10,90	4
Sm16	ore vein	Galena	5,89	4
	ore vein	Galena	8,20	4
Sm05-2	ore vein	Pyrite	8,82	4
Sm09	ore vein	Pyrite	2,53	4
Sm12	ore vein	Pyrite	6,85	4
Sm13	ore vein	Pyrite	8,86	4
Sm17	ore vein	Pyrite	6,95	4
Sm18	ore vein	Pyrite	1,36	4
Sm19	ore vein	Pyrite	8,63	4
ore	ore vein	Pyrite	10,69	4
Sm22-1	ore vein	Pyrite	5,47	4
Sm23	ore vein	Pyrite	9,46	4
MBy065	ore vein	Pyrite	8,52	4
MBy069	ore vein	Pyrite	7,17	4
Sm24	ore vein	Pyrite	4,85	4
Sm01	ore vein	Pyrite	9,10	4
	ore vein	Pyrite	8,00	4
	ore vein	Pyrite	9,30	4
	ore vein	Pyrite	9,10	4
	ore vein	Pyrite	2,12	4
	ore vein	Pyrite	4,50	4
	ore vein	Pyrite	11,40	4
	ore vein	Pyrite	9,20	4
	ore vein	Pyrite	10,90	4
	ore vein	Pyrite	9,60	4
	ore vein	Pyrite	9,80	4
	ore vein	Pyrite	10,40	4
	ore vein	Pyrite	11,40	4
Sm14	ore vein	Chalcopyrite	8,55	4
Sm04	ore vein	Sphalerite	7,86	4
Sm15	ore vein	Sphalerite	6,25	4
	ore vein	Tetrahedrite	8,20	4

Tab. 25.

S-Isotopenzusammensetzung von Erzmineralen der Au-Lagerstätte Huangjindong (Lengjiayi-Gruppe).

Data source: 1 = Analysiert von LIU, J.M. im Rahmen dieser Studie, Center for Mineral Resources Exploration, Chinesische Akademie der Wissenschaften (CAS), Beijing; 2 = YANG, X. (1985).

Sample no.	Locality	Description	Mineral	$\delta^{34}\text{S} \text{ ‰}$	Source
K26	Vein 1	ore	Arsenopyrite	-6,66	22
K48	Vein 1	ore	Arsenopyrite	-7,93	2
A10	Vein 1	ore	Arsenopyrite	-7,77	2
G4	Vein 1	ore	Arsenopyrite	-8,84	1
K57	Vein 1	ore	Pyrite	-6,43	2
K26	Vein 1	ore	Pyrite	-7,27	11
K48	Vein 1	ore	Pyrite	-10,35	1
K67	Vein 1	ore	Pyrite	-8,08	1
K74	Vein 1	ore	Pyrite	-3,51	1
B33	Vein 1	ore	Pyrite	-7,74	1
G1		ore	Pyrite	-6,73	1
G2		ore	Pyrite	-9,25	1
G3		ore	Pyrite	2,53	1

-11,0 ‰) abheben (Tab. 26, Abb. 231d). Es liegen demnach offenbar zwei Antimonitgenerationen vor. Die Pyrite (n = 4) zeichnen sich gleichfalls durch leichten Sulfidschwefel (-7,5 bis -13,6 ‰, Durchschnitt -10,5 ‰) aus. Die Übereinstimmung der $\delta^{34}\text{S}$ -Werte von Pyriten und einer Antimonit-Gruppe könnte die Interpretation einer Sulfidschwefelübernahme von präexistierenden Pyriten nahe legen.

Im Übrigen ist auf eine Ähnlichkeit der Schwefelisotopenverteilung der Au-Lagerstätte Huangjindong hinzuweisen.

Tab. 26.

S-Isotopenzusammensetzung von Erzmineralen der Sb-Au-Lagerstätte Xichong (Lengjiayi-Gruppe).

Data source: 8 = YANG, S.Q. (1986).

Sample no.	Mineral	$\delta^{34}\text{S} \text{ ‰}$	Source
1	Stibnite	-11,30	8
2	Stibnite	-11,30	8
3	Stibnite	-11,00	8
4	Stibnite	-10,70	8
5	Stibnite	-10,70	8
6	Stibnite	-9,90	8
7	Pyrite	-11,00	8
8	Pyrite	-7,50	8
9	Stibnite	3,70	8
10	Stibnite	-1,10	8
	Pyrite	-13,60	9
	Pyrite	-9,80	9

Sb-Au-Lagerstätte Longshan (Jiangkou-Formation, Unteres Sinium)

Alle Sulfidmineralproben (n = 32) fallen in einen engen Streubreich von -3,2 bis +4,7 ‰ mit dem Durchschnittswert von +0,8 ‰ (Tab. 27, Abb. 231e). Die Antimonite (n = 20) zeigen Werte von -3,2 bis +3,1 ‰ (Durchschnitt +0,3 ‰). Diese Isotopenverteilung um 0 ‰ ist für höherthermale magmatogene oder metamorphogene Sulfidmineralisationen charakteristisch.

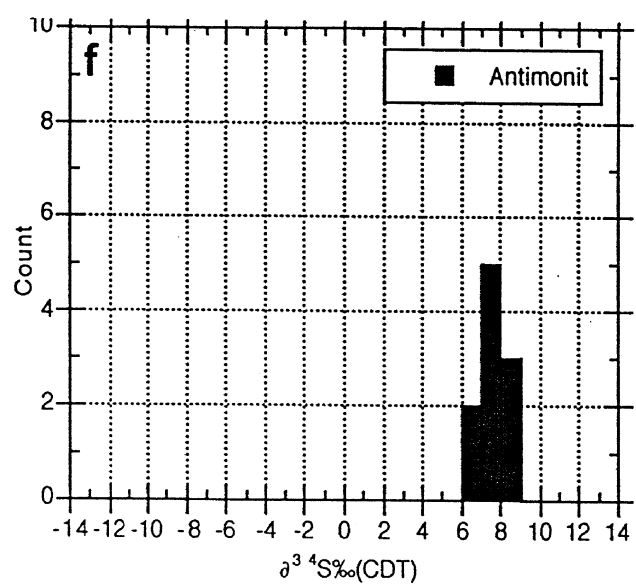
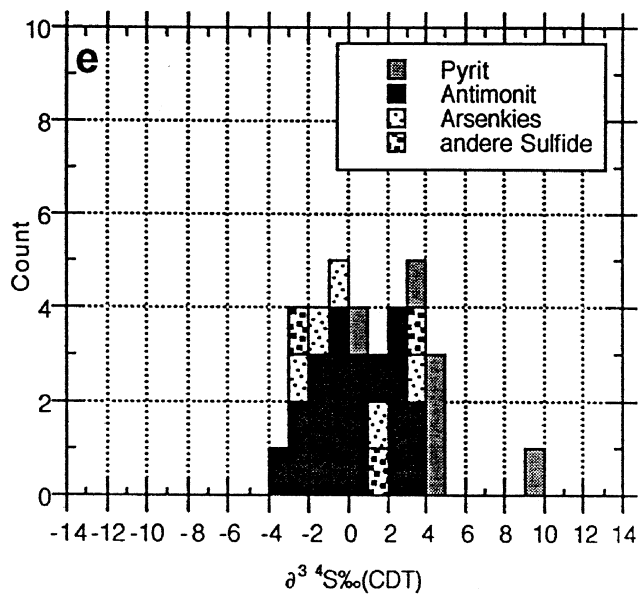
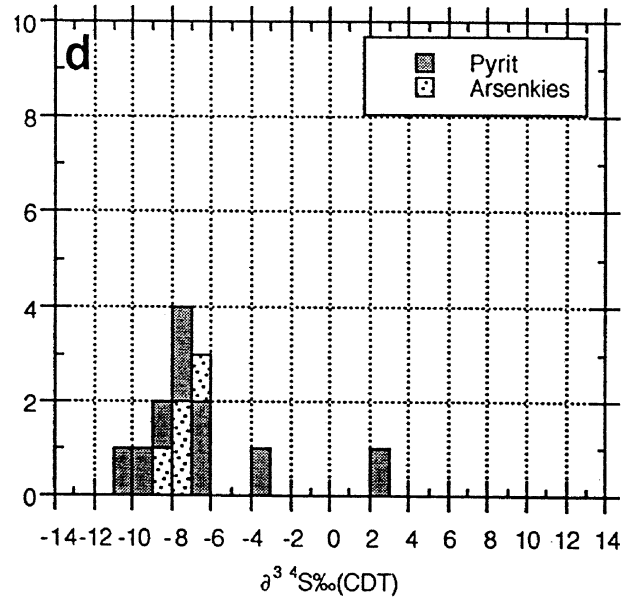
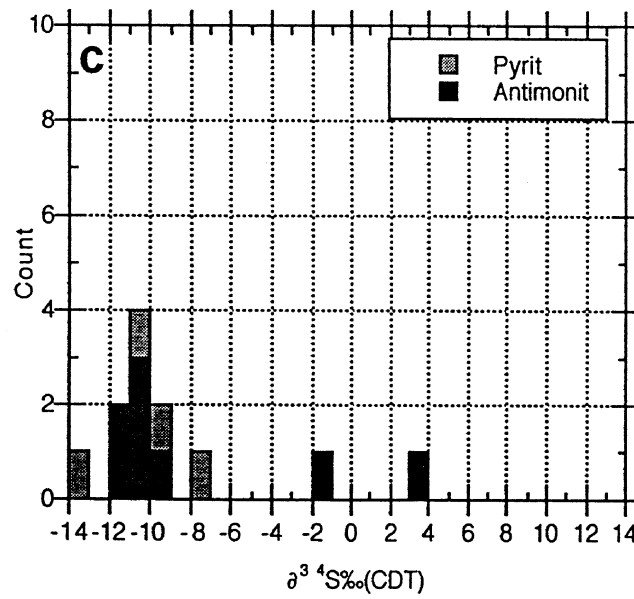
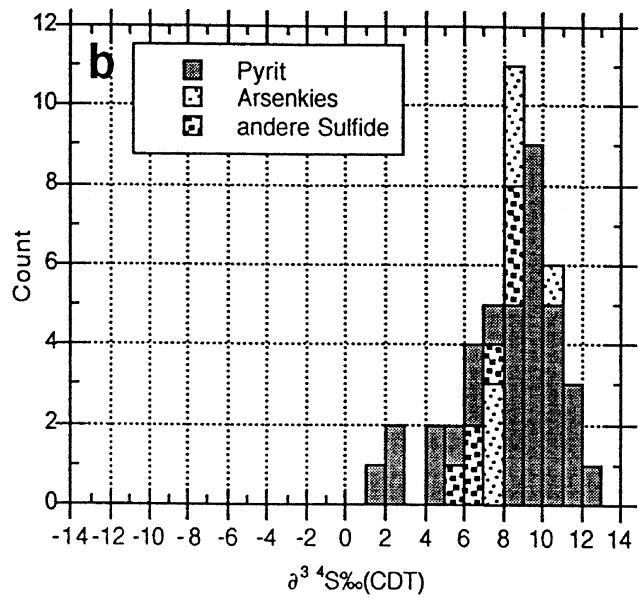
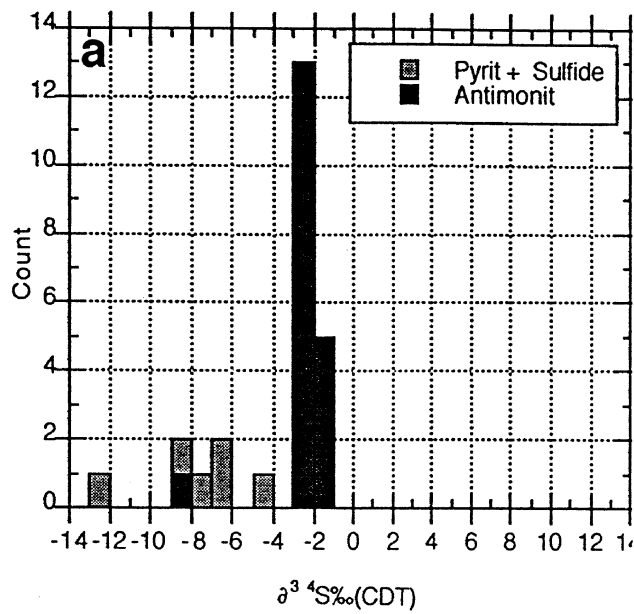
Für Sedimente liegen aus diesem Zeitabschnitt Analysenergebnisse von +2,0 bis +9,3 ‰ vor.

Sb-Lagerstätte Xikuangshan (Devon)

Die Isotopenwerte der Antimonite (n = 10) decken sich mit $\delta^{34}\text{S}$ -Werten von +6,6 bis +9,0 ‰ (Durchschnitt +7,6 ‰; Tab. 28, Abb. 231f) mit anderen Daten der einschlägigen Literatur. So ergaben 260 Antimonitproben in guter Übereinstimmung eine Schwankungsbreite von -2,0 bis +16,0 ‰, wobei bei einem Durchschnitt von +7,4 ‰ 90 % aller Werte zwischen +4,0 und +10,0 ‰ zu liegen kommen. Eine Ähnlichkeit ergibt sich mit den Sulfidwerten des Nebengesteins.

Abb. 231.

$\delta^{34}\text{S}$ -Werte von Pyrit, Antimonit, Arsenkies u.a. Sulfiden der Lagerstätten Woxi (a), Mobin (b), Xichong (c), Huangjindong (d), Longshan (e) und Xikuangshan (f).



Tab. 27.

S-Isotopenzusammensetzung von Erzmineralen der Au-Sb-Lagerstätte Longshan (Jiangkou-Formation, Sinium).

Data source: 1 = Analysiert von LIU, J.M. im Rahmen dieser Studie, Center for Mineral Resources Exploration, Chinesische Akademie der Wissenschaften (CAS), Beijing; 5 = WAN, J.M. (1986); 6 = LUO, X.L. (1990); 7 = LUO, X.L. et al. (1996).

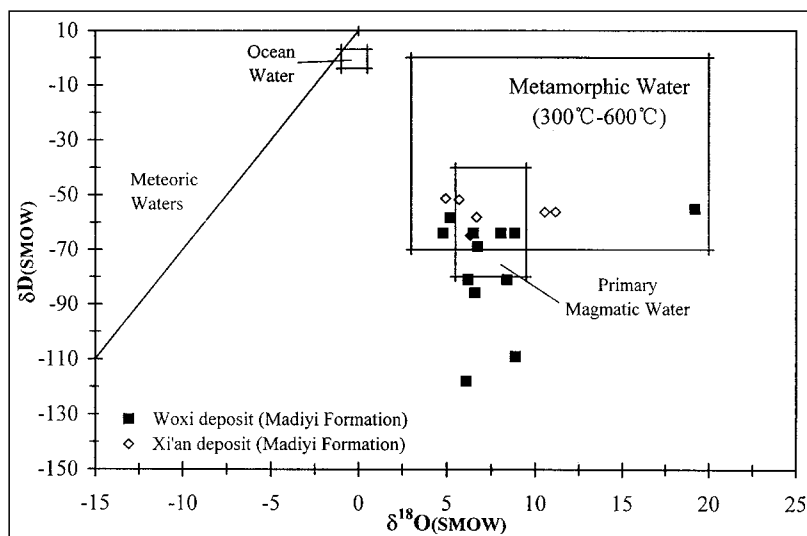
Sample no.	Locality	Description	Mineral	$\delta^{34}\text{S} \text{ ‰}$	Source
		ore	Arsenopyrite	-1,60	6
		altered hostrock	Arsenopyrite	3,20	6
610-24		ore	Arsenopyrite	1,41	5
800-22-2		ore-vein	Arsenopyrite	-2,97	5
920-1-2		ore-vein	Arsenopyrite	-0,35	5
5-8-2:	vein V	ore	Galena	-2,42	5
920-1-1		ore	Pyrite	4,07	5
6-5:	vein VI	ore	Pyrite	4,70	5
920-6-1		ore	Pyrite	0,24	5
		ore	Pyrite	4,60	7
5-8-1:	vein V	ore	Chalcopyrite	3,07	5
LS6-12	level 630	massive Stb-ore	Stibnite	-0,82	1
LS6-27	level 630	massive Stb-ore	Stibnite	0,55	1
LS6-29	level 630	massive Stb-ore	Stibnite	0,24	1
LS7-10	level 710	massive Stb-ore	Stibnite	0,76	1
LS7-209	level 710	ore	Stibnite	-3,22	1
LS8-2	level 800	massive Stb-ore	Stibnite	3,44	1
LS8-106	level 800	ore	Stibnite	-1,94	1
LS8-11	level 910	disseminated ore	Stibnite	2,83	1
LS9-4	level 910	disseminated ore	Stibnite	2,90	1
LS9-10	level 710	massive Stb-ore	Stibnite	3,14	1
LS205-2a	level 710	massive Stb-ore	Stibnite	-2,43	1
LS205-2b		massive Stb-ore	Stibnite	2,66	1
800-22-1		ore	Stibnite	-1,18	5
610-22		ore	Stibnite	-0,32	5
610-2		ore	Stibnite	-2,40	5
920-6-2		ore	Stibnite	-0,45	5
840-13		ore	Stibnite	2,22	5
920-19		ore	Stibnite	-1,23	5
46		ore	Stibnite	1,20	5
		altered hostrock	Stibnite	-0,40	6
		ore	Tetrahedrite	1,90	7

Pyrite ($n = 10$) weisen eine große Streubreite von +3,5 bis +34,8 ‰ auf.

Nur ein junger Lamprophyrgang, der den Sedimentkomplex diskordant durchschneidet, ergibt am Beispiel zweier Pyritproben abweichende $\delta^{34}\text{S}$ -Werte mit -3,9 und -6,3 ‰. Das Lamprophyrgestein steht in keinem genetischen Zusammenhang mit der Lagerstätte.

5.8.2.4.2. Wasserstoff- und Sauerstoffisotope

Die Isotopenanalysen von Wasserstoff und Sauerstoff ermöglichen unter Beachtung der mineralogenetischen Position der Proben Rückschlüsse auf die Herkunft der mi-



Tab. 28.

S-Isotopenzusammensetzung von Erzmineralen der Sb-Lagerstätte Xikuangshan (Oberdevon).

Data source: 1 = Analysiert von LIU, J.M. im Rahmen dieser Studie, Center for Mineral Resources Exploration, Chinesische Akademie der Wissenschaften (CAS), Beijing.

Sample no.	Locality	Description	Mineral	$\delta^{34}\text{S} \text{ ‰}$	Source
XKS-1	S, level 15, vein	Stb-ore	Stibnite	7,48	1
XKS-5	S, level 17, vein	massive Stb-ore	Stibnite	7,21	1
XKS-8	N, level 3, vein	massive Stb-ore	Stibnite	7,34	1
XKS-12	S, level 17, vein	Cc-Stb-ore	Stibnite	7,58	1
XKS-16	S	Qz-Stb-ore	Stibnite	8,24	1
XKS1-2	N, level 3, vein	massive Stb-ore	Stibnite	6,60	1
XKS2-2	N, level 3, vein	brecciated ore	Stibnite	6,95	1
XKS2-3	N, level 3, vein	brecciated ore	Stibnite	9,00	1
XKS2-4	N, level 3, vein	massive Stb-ore	Stibnite	8,30	1
XKS2-5a	N, level 3, vein	laminated ore	Stibnite	7,73	1

neralisierenden Lösungen, soweit nicht die Metamorphose diese Isotopenmarkierungen verändert hat (TAYLOR, H.P.Jr., 1997). Für unsere Studie liegen Ergebnisse aus sieben Lagerstätten verschiedenen Alters, nämlich vom Proterozoikum bis ins Devon, vor.

Die Ermittlung der Th-, $\delta^{18}\text{O}$ - und δD -Werte wurde an den Mineralphasen Quarz, teilweise auch Scheelit und Antimonit vorgenommen. Die Berechnung des $\delta^{18}\text{O}_{\text{Wasser}}$ wurde mit Hilfe des $\delta^{18}\text{O}_{\text{Mineral}}$ mit Ausnahme der Sulfide (Antimonit und Pyrit) vorgenommen, deren Deuteriumwert direkt gemessen worden ist.

Das $\delta\text{D} / \delta^{18}\text{O}$ -Diagramm (Abb. 232, Tab. 29) der Lagerstätte Woxi zeigt ein weites Streufeld in den Grenzen $\delta\text{D} -122,10$ bis $-54,99 \text{ ‰}$ und $\delta^{18}\text{O} +4,80$ bis $+19,20 \text{ ‰}$. Die meisten Werte fallen in einen Bereich, in dem sich magmatische und metamorphe Wässer überschneiden. Eine magmatogene Komponente ist nicht auszuschließen. Die übrigen Daten dieser polymetamorphen Lagerstätte mit niedrigen δD -Werten fallen in einen Bereich, der für metamorphe Wässer in klastischen Sedimenten typisch ist. Eine einzelne Probe erscheint mit einem höheren $\delta^{18}\text{O}$ von $+26,10 \text{ ‰}$ als Ausreißer.

Die Au-W-Lagerstätte Xi'an, gleichfalls in der Madiyi-Formation, zeigt ein ähnliches Verteilungsbild (Abb. 232, Tab. 29), jedoch ist der Bezug zum Feld des primär magmatischen Wassers besser erhalten.

Die Daten ($n = 3$) der Au-Lagerstätte Huangjindong (Lengjiayi-Gruppe) tendieren mit niedrigen δD -Werten in das Feld gemischt-metamorpher Wässer (Abb. 233, Tab. 30). Die Isotopenwerte der Au-Lagerstätte Mobin (Wuqiangxi-Formation) zeigen ein Verteilungsbild, das eher für Wässer nicht primär-magmatogener Fluide spricht, während für die Au-Sb-Lagerstätte Longshan (Jiangkou-Formation, Unteres Sinium) der Schwerpunkt des Feldes geringfügig in Richtung zum primär magmatischen Wasser verschoben erscheint.

Abb. 232.

$\delta\text{D} (\delta^2\text{H})/\delta^{18}\text{O}$ -Isotopenverhältnisse im Erzquarz der Lagerstätten Woxi und Xi'an im Vergleich zu Wässern verschiedenen Ursprungs (nach ZHANG, L.G., 1985 b).

Tab. 29.

H-O-Isotopenzusammensetzung in Quarz, Scheelit und Calcit der Lagerstätten Woxi (Madiyi-Formation) und Xi'an (Madiyi-Formation).

Data source: 1 = YANG, X. (1985); 2 = ZHANG, L.G. (1985 a) 3 = ZHANG, C.B. (1995); 4 = YANG, S.Q. (1986); 5 = WAN, J.M. (1986).

5.8.2.4.3. Kohlenstoff- und Sauerstoffisotope

In Abb. 234 und in der Tabelle 31 sind die Kohlenstoff- und Sauerstoffisotopendaten von Kalksteinen und Erzcalciten aus der erzführenden Madiyi-Formation (Lagerstätten Wo'xi und Xi'an) dargestellt. Die Kalksteine fallen mit einer durchschnittlichen Isotopenzusammensetzung $\delta^{13}\text{C}$ $-4,9$ ‰ (PDB) und $\delta^{18}\text{O}$ $+16,7$ ‰ (SMOW) in das Diagrammfeld mariner, diagenetisch veränderter Karbonate. Die Isotopenwerte der Erzcalcite unterscheiden sich mit $\delta^{13}\text{C}$ $-2,1$ ‰ (PDB) und $\delta^{18}\text{O}$ $+16,7$ ‰ (SMOW) durch leichteren Kohlenstoff, wie dies für Calcitausscheidungen durch hydrothermale Lösungen im karbonatischen Milieu typisch ist.

Die devonischen Kalksteine vom Xikuangshan-Erzfeld liegen ebenfalls im marinen Karbonatfeld, zeigen aber einen deutlichen Trend zu abnehmenden $\delta^{18}\text{O}$ -Werten (Tab. 32, Abb. 234). Dasselbe gilt für die Erzcalcite, die keine deutliche Tendenz zur Anreicherung des leichten Kohlenstoffs erkennen lassen. Die relative Stabilität des Kohlenstoffisotops ergibt sich aus einer fehlenden Zufuhr an CO_2 anderer Herkunft mit abweichendem Kohlenstoffisotop $\delta^{13}\text{C}$. Die Änderungen des $\delta^{18}\text{O}$ sind auf Isotopendifferenzierung bei niedrigen Temperaturen (meist unter 150°C) während diagenetischer Lösungsprozesse zurückzuführen (HUDSON, 1977).

Für die Lagerstätte Yikuangshan sind noch im „Field Trip Guide Book 1994“ folgende Werte angeführt: $\delta^{13}\text{C}$ $+0,18$ bis $2,46$ ‰, $\delta^{18}\text{O}$ $0,69$ bis $+5,47$ ‰.

Tab. 30.

H-O-Isotopenzusammensetzung in Quarz, Scheelit, Antimonit und rezentem Grundwasser der Lagerstätten Huangjindong (Lengjiayi-Gruppe), Mobin (Wujiangxi-Formation) und Longshan (Jiangkou-Formation, Sinium).

Data source: 7 = LIN, F.C. (1988); 8 = LUO, X.L. (1988); 9 = LIU, Y.C. (1994); 10 = ZHOU, D.H. et al. (1989); 11 = LIU, Y.J. et al. (1993); 12 = LIANG, H.Y. (1991); 13 = WIE, D.F. (1993).

Deposit	Sample no.	Lokality	Description	Mineral	T _h °C	$^{18}\text{O}_{\text{mineral}}$ ‰	$^{18}\text{O}_{\text{water}}$ ‰	δD ‰	Source
Woxi	A-3	V4, level 13	ore	Quartz	300	26,10	19,20	-54,99	1
	A-2	V4, level 18	ore	Quartz	200	16,90	5,20	-58,35	1
	A-1	V4, level 20	ore	Quartz	200	18,30	6,60	-85,92	1
	WoB1	V3, level 17	ore	Quartz	200	16,50	8,80	-64,00	1
	Wo16	V1, level 18	ore	Quartz	200	17,40	8,40	-81,00	1
	Wo14	V4, level 20	ore	Quartz	200	17,20	6,50	-64,00	2
	Wo10	V4, level 20	ore	Quartz	200	17,80	6,10	-118,00	2
	Wo1	V4, level 16	ore	Quartz	200	16,50	4,80	-64,00	2
	W6	V3, level 20	ore	Quartz	250	15,70	6,80	-69,00	2
	B26-S3-1	V3, level 26	ore	Quartz	150	16,98	1,40	-122,10	3
	B26-S3-3	V3, level 26	ore	Quartz	250	17,84	8,90	-109,00	3
			Qz-Sch-ore	Quartz	259	16,60	8,10	-64,00	4
			Qz-Sch-ore	Quartz	213	17,10	6,20	-81,00	4
			Qz-Sch-vein	Quartz	219	21,72	11,20	-56,10	5
Xi'an	G-36		Qz-Sch-vein	Quartz	228	20,61	10,60	-56,20	5
	K-66-1		Qz-Sch-vein	Quartz	210	17,41	6,30	-64,83	5
	K-66-2		Qz-Sch-vein	Scheelite				-49,92	5
	F-89-2		Qz-Sch-vein	Scheelite				-48,74	5
	F-89-1		Qz-Sch-vein	Quartz		17,46			5
	G-5		Qz-Sch-vein	Scheelite				-55,50	5
	G-35-1		Qz-Sulfide-vein	Quartz	176	20,04	6,70	-58,10	5
	G-50-2		Qz-Sulfide-vein	Pyrite				-80,90	5
	G-50-2		Qz-Sulfide-vein	Quartz	180	19,20	6,10		5
	K-57		Qz-Sulfide-vein	Quartz		19,78		-64,00	5
	G-18-1		Qz-Cc-vein	Quartz	147	20,69	4,90	-51,20	5
	G-23		Qz-Cc-vein	Quartz	153	20,92	5,70	-51,65	5
	G-1-3		Qz-Cc-vein	Calcite	151	16,93	1,50		5
	P-16-2		Qz-vein in hostrock	Quartz		22,67			5

5.8.2.4.4. Bleisotope

Die Bleisotope geben Hinweise auf die Herkunft des Bleis, und mit Hilfe von Modellaltern ergibt sich unter gewissen Voraussetzungen eine Möglichkeit zur Alterseinstufung von Erzmineralisationen. Das Plumbotektonikmodell von DOE & ZARTMAN (1979) erlaubt gemäß der unterschiedlichen U/Th/Pb-Verhältnisse eine Zuordnung des Bleis zur Ober-, Durchschnitts-Unterkruste oder zum Mantel. Das Durchschnittskrustenblei ist im durchmischten Blei orogener Magmatite oder klastischer Sedimente anzutreffen.

Deposit	Sample no.	Description	Mineral	T _h °C	$^{18}\text{O}_{\text{mineral}}$ ‰	$^{18}\text{O}_{\text{water}}$ ‰	δD ‰	Source
Huangjindong	K7		Quartz	180	16,78	3,70	-85,10	7
	K76		Quartz	222	15,00	4,60	-121,80	7
	k38		Quartz	260	16,51	8,00	-119,60	7
	K211		Quartz	348	15,87	10,50	-134,00	7
		Qz-vein, without Au	Scheelite	305	16,14			8
		Qz-Sch, poor on Au	Scheelite	207	16,59			8
			Quartz	260	4,94	5,90		8
			Quartz	265	5,32	6,30		8
		grey Qz, rich on Au	Quartz	250	17,12			8
		Qz-vein, without Au	Quartz	245	16,79			8
	Y-2		Quartz	155-180	18,67			9
	D-1		Quartz	215-240	12,46		-38,40	9
	D-8		Quartz	215-230	15,70		-47,10	9
	D-12		Quartz	215-230	16,50			9
Mobin		Qz-vein auriferous	Quartz	174	15,85	2,30	-41,70	10
		Qz-vein auriferous	Quartz	180	14,50	1,50	-47,20	10
		Qz-vein auriferous	Quartz	164	17,70	3,40	-60,20	10
		Qz-vein auriferous	Quartz	169	16,80	2,90	-49,00	10
		Qz-vein auriferous	Quartz	160	16,61	2,00	-45,70	10
		Qz-vein auriferous	Quartz	172	16,65	3,00	-37,20	10
		Qz-vein auriferous	Quartz	148	14,72	0,90	-50,80	10
		Qz-vein auriferous	Quartz	210	16,18	5,10	-64,90	11
		Qz-vein auriferous	Quartz	190	14,09	1,70	-62,40	11
		Qz-vein auriferous	Quartz	185	16,46	3,80	-58,10	11
		Qz-vein auriferous	Quartz	180	16,15	3,10	-48,70	11
Longshan	5-2:	Au-Qz-vein	Quartz	210	17,10	4,50	-62,00	12
	800-22	Au-Qz-vein	Quartz	230	18,00	6,60	-58,00	12
	840-6	Au-Qz-vein	Quartz	215	17,90	5,60	-61,00	12
	920-1	Au-Qz-Cc-Stb-vein	Quartz	200	18,80	5,50	-62,00	12
	46:	Au-Qz-Cc-Stb-vein	Quartz	190	18,10	4,20	-60,00	12
	630-801	Au-Qz-Cc-Stb-vein	Quartz	165	17,90	2,10	-64,00	12
	840-13	Stibnite coarse	Stibnite	190		5,10	-59,00	12
	Jie-6	Stibnite coarse	Stibnite			4,30	-63,00	12
	910-1	Stibnite fine	Stibnite				-63,00	12
	610-22	Stibnite fine	Stibnite			0,40	-66,00	12
	610-2	Stibnite fine	Stibnite	160		1,10		12
	920-3	Quartz	Quartz	250	15,80	5,50	-59,00	12
	A-8	Quartz in slate	Quartz	810	17,30	9,50	-56,00	12
		groundwater, level 630	Water			10,00	-66,00	12

Abb. 233.

Isotopendiagramm $\delta D - \delta^{18}O$ für Daten aus den Lagerstätten Huangjindong, Mobin und Longshan im Vergleich zu Wässern verschiedenen Ursprungs.
Nach ZHANG, L.G. (1985b).

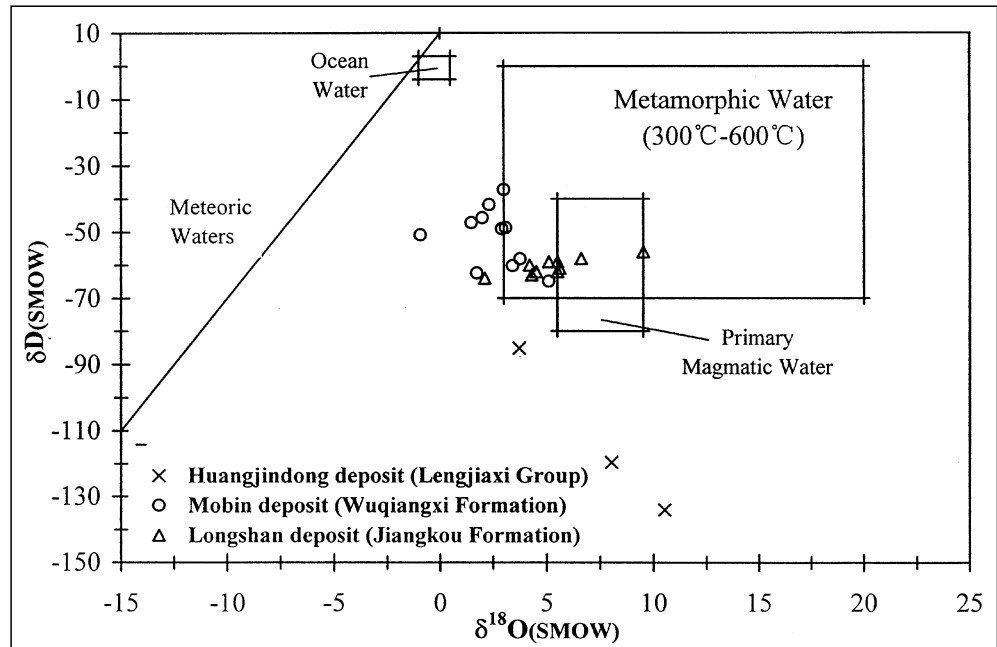
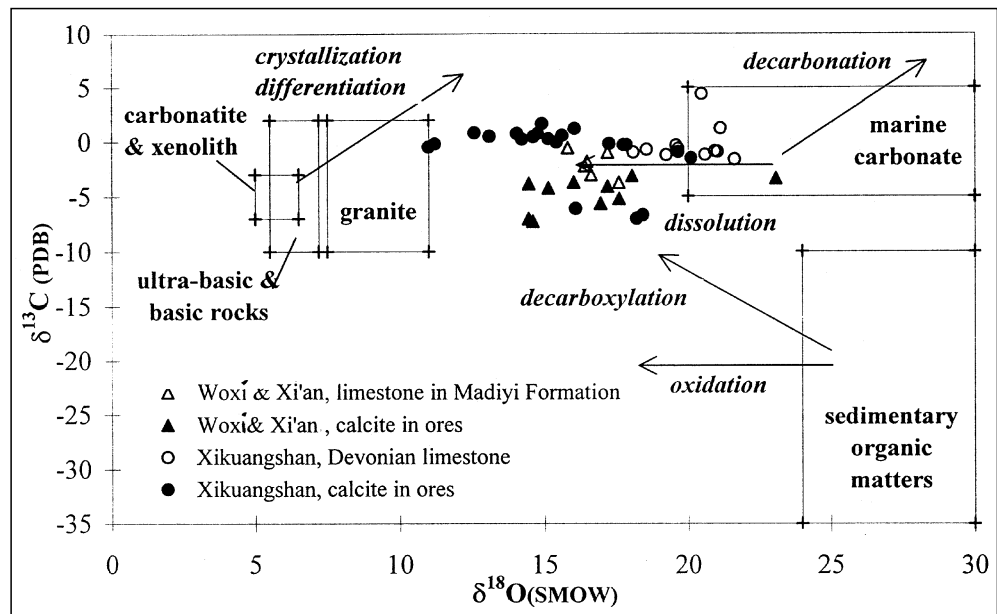


Abb. 234.

$\delta^{13}C/\delta^{18}O$ -Isotopenverhältnisse für Kalksteine und Calcite der Lagerstätten Woxi und Xikuangshan im Vergleich zu Karbonatiten, Basiten, Graniten, marinen Karbonaten und organischen sedimentären Stoffen.
Nach ZHANG, L.G. (1985b).



Die Pb-Isotopenentwicklungskurve nach dem zweistufigen Modell von STACEY & KRAMERS (1975) entspricht in einer guten Annäherung dem durchschnittlichen Blei der kontinentalen Kruste, und zwar der Entwicklung der Blei-isotope bei orogenetischen Prozessen, wenn Bleie aus der Ober- und Unterkruste sowie dem Mantel miteinander vermischt werden. Unter diesen Voraussetzungen werden die Modellalter mit anderen geochronologischen Altersdatierungen vergleichbar. Die partielle Homogenisierung kann nicht nur durch magmatische Prozesse, sondern auch auf sedimentärem Wege erfolgen, wie bei der Bildung silikoklastischer Sedi-

mente (Pelite und Psammite). Die Kontrolle und Einordnung solcher Modellaltersdaten in jeweilige regionale geochronologische Datennetze muss jedoch nachvollzogen werden.

Die Bleiisotopendaten sind in Tabelle 33 und in den Abbildungen 235a-p und 236 ersichtlich.

Deposit	Sample no.	Description	Mineral/Rock	$\delta^{13}C$ ‰ _{PDB}	$\delta^{18}O$ ‰ _{SMOW}	Source
Woxi	C-1	V4, level 11, ore	Calcite black	-7,03	14,45	3
	C-2	V4, level 11, ore	Calcite	-4,26	15,13	3
	C-3	V4, level 11, ore	Calcite	-7,24	14,59	3
	C-4	V4, level 11, ore	Calcite	-3,87	14,46	3
	C-5	V1, level 13, ore	Dolomite	-3,39	23,08	3
Xi'an	G-1-3	Cc-stockwork, ore	Calcite	-5,67	16,93	2
	G-17	Cc-stockwork, ore	Calcite	-3,74	16,01	2
	G-18-2	Cc-stockwork, ore	Calcite	-5,22	17,57	2
	G-35-2	Qz-Cc-Sulfide-vein, ore	Calcite	-3,15	18,02	2
	K-56	Cc-vein, ore	Calcite	-4,12	17,17	2
	G-29	hostrock of the main orebody	Limstone	-2,24	16,39	2
	G-30	hostrock of the main orebody	Limstone	-3,06	16,61	2
	G-34	hostrock of the main orebody	Limstone	-1,84	16,47	2
	G-37	hostrock of the main orebody	Limstone	-0,58	15,80	2
	K-66	hostrock	Limstone	-1,01	17,17	2
	F-105	hostrock	Limstone	-3,76	17,56	2

Die Gesteinsbleie der polymetamorphen mittelperozoischen Lengjiayi-Gruppe (n = 8) sind durch radio- genes Blei mit großer Varianz gekennzeichnet. Die Gesteine (n = 15) der jung- proterozoischen Madiyi-Formation (untere Banxi-Gruppe) weisen eine

Tab. 31.

C-O-Isotopenzusammensetzung von Calcit und Dolomit im Kalkstein und Erz der Lagerstätten Woxi (Madiyi-Formation) und Xi'an (Madiyi-Formation). Data source: 2 = WAN, J.M. (1986); 3 = YANG, X. (1985).

Tab. 32.

C-O-Isotopenzusammensetzung von Calcit und Dolomit im Kalkstein und Erz der Lagerstätte Xikuangshan (Oberdevon).

Data source: 1 = Analysiert von LIU, J.M. im Rahmen dieser Studie, Center for Mineral Resources Exploration, Chinesische Akademie der Wissenschaften (CAS), Beijing; 4 = XIAO, G.Z. & LI, D.K. (1984); 5 = WEN, G.Z. et al. (1993).

Deposit	Sample no.	Description	Mineral/Rock	$\delta^{13}\text{C} \text{ ‰}_{\text{PDB}}$	$\delta^{18}\text{O} \text{ ‰}_{\text{SMOW}}$	Source
Xikuangshan	XKS-12	Cc-Stb-ore	Calcite	1,65	14,91	1
	271-1	ore-vein	Calcite	-6,11	16,08	4
	181-2	ore-vein	Calcite	-0,32	17,72	4
	295-1	ore-vein	Calcite	-0,07	15,41	4
	948D	stratiform orebody	Calcite	0,54	15,61	4
	13115	stratiform orebody	Calcite	-0,31	17,83	4
	9195D	ore-vein	Calcite	0,24	15,13	4
	11195D	ore-vein	Calcite	0,48	13,11	4
	948	druse in ore	Calcite	0,23	13,22	4
	296-1	druse in ore	Calcite	-0,20	17,23	4
	948D	druse in ore	Calcite	0,73	14,77	4
	300	ore-vein	Calcite	1,18	16,04	4
	16-3-1D	ore-vein	Calcite	0,43	14,61	4
	139D	ore-vein	Calcite	0,80	12,59	4
	245-5	ore-vein	Calcite	-0,20	11,21	4
	284-1	ore-vein	Calcite	-0,50	11,00	4
		ore	Calcite	-6,69	18,40	5
		ore	Calcite	-7,02	18,18	5
		ore	Calcite	-1,52	20,10	5
		ore	Calcite	-0,98	19,64	5
	XKP-3		Marl	-0,66	19,64	1
	XKP-4		Marl	-0,36	19,57	1
	XKP-8		Limestone	-0,89	20,94	1
	XKP-9		Limestone	-1,65	21,63	1
	XKP-12		Marl	-0,95	21,04	1
	XKP-16		Marl	-1,23	20,59	1
	XKP-25		Marl	1,22	21,14	1
	XKP-32		Limestone	4,39	20,47	1
	XKP-13a		Limestone	-0,74	18,53	1
	XKP-13b	Cc-vein	Calcite	0,73	14,05	1
	234-2		Limestone	-0,99	18,06	4
	244-1		Limestone	-1,26	19,23	4

eine Modellaltersspanne von 434–770 Mio. Jahren auf. Eine breite Streuung von radiogenen Werten von 171 bis 716 Mio. Jahren kennzeichnet die Gesteine der jungproterozoischen Wuqiangxi-Formation (obere Banxi-Gruppe).

Die Gesteinsproben (n = 6) der sinischen Jiangkou-Formation haben Modellalter von 573–708 Mio. Jahren, die mit dem stratigraphischen Alter übereinstimmen. Die Modellalter devonischer Gesteine sind sehr variabel (38 bis 629 Mio. Jahre) und oft älter als ihr stratigraphisches Alter.

Die vorliegenden geochemischen Daten an U, Th und Pb lassen keine wesentlichen Unterschiede zwischen den Sedimenten der Lengjiaxi-Gruppe und der Madiyi-Formation erkennen (Tab. 16, 33):

Lengjiaxi-Gruppe (n = 18): U/Pb = 0,125 Th/Pb = 0,522

Madiyi-Formation (n = 21): U/Pb = 0,176 Th/Pb = 0,693

Eine Erklärung hierfür wäre allenfalls in einer unterschiedlichen Mobilität des radiogenen Bleis bei nachfolgenden metamorphen Prozessen zu suchen. Dies träfe auch für die Lamprophyre zu.

Die Gesteinsbleie der polymetamorphen mittelproterozoischen Lengjiaxi-Gruppe sind, wie schon erwähnt, durch radiogenes Blei mit großer Varianz gekennzeichnet. Im Vergleich dazu erscheinen die Bleiisotopendaten der jungproterozoischen Madiyi-Formation (Banxi-Gruppe) und der sinischen Jiangkou-Formation mit geringerem Anteil an radiogenem Blei relativ homogen. Dies betrifft auch den Analysenwert aus einem Lamprophyrgang. Die Bleiisotopendaten der devonischen Gesteine liegen in ihrer Varianz zwischen diesen beiden Gruppen.

Das zweistufige Bleiisotopenmodell für Erzblei (Abb. 236) ergibt für die Au-Lagerstätte Huangjindong (mittelproterozoische Lengjiaxi-Gruppe) Modellalter von 559 bis 740 Mio. Jahren (n = 15), wobei die einzige Bleiglanzprobe mit 740 Mio. Jahren das höchste Modellalter aufweist. Zwei Pyrite der Lagerstätte Yiyangnanjiao (mittelproterozoische Lengjiaxi-Gruppe) ergeben Modellalter mit 787 und 917 Mio. Jahren.

Die Modellalter von drei Bleiglanzen der W-Sb-Au-Lagerstätte Woxi (jungproterozoische Madiyi-Formation) mit 802, 804 und 995 Mio. Jahren und von zwei Pyriten mit 811 bzw. 917 Mio. Jahren sind mit dem tatsächlichen stratigraphischen Alter von 800 bis 1000 Jahren

ident. Niedrigere Modellalter, wie die von zwei Pyriten von Woxi mit 481 und 553 Mio. Jahren könnten einer folgenden jungpaläozoischen Orogenese zugeordnet werden.

Vergleichbare Modellalter liefern Pyrite der Au-La-gerstätte Fuzhuxi (jungproterozoische Madiyi-Formation). Auch die Au-W-Lagerstätte Xi'an (jungproterozoische Madiyi-Formation) ist mit an Bleiglanz (n = 8) gemessenen Modellaltern von 656 bis 1,157 Mio. Jahren dieser lagerstättenbildenden Epoche zuzuordnen. In der stärkeren Streuung dieser Werte kommt der Einfluss eines nachträglichen metamorphen Prozesses zum Ausdruck. Bei den Au-Lagerstätten Xichong und Canlangping (jungproterozoische Madiyi-Formation) haben Einzelproben im Bleiglanz 704, bzw. im Pyrit 1,345 Mio. Jahre ergeben. Dagegen weisen die Bleiisotopendaten in Bleiglanzen (n = 4) der Au-Lagerstätte Jinkengchong (jungproterozoische Madiyi-Formation) mit Modellaltern von 33 bis 129 Mio. Jahren auf ein junges Ereignis hin.

Zwei Pyrite der Au-Lagerstätte Huangtudian (jungproterozoische Wuqiangxi-Formation) haben Modellalter von 657 und 892 Mio. Jahren ergeben. Die Bleiglanze (n = 5) der Au-Lagerstätte Mobin (jungproterozoische Wuqiangxi-Formation) fallen mit Modellaltern von 14 bis 796 Mio. Jahren auf. Drei dieser Werte mit 727, 759 und 796 Mio. Jahren lassen den Schluss auf eine zeitliche und genetische Beziehung zur Goldlagerstätte Huangjindong (mittelproterozoische Lengjiaxi-Gruppe) zu. Der Nachweis von jüngeren Modellaltern lässt auf spätere Mobilisationsprozesse schließen.

Gleichermaßen deutet sich für die 36 km S von Changde gelegene Au-Sb-Lagerstätte Longshan (sinische Jiangkou-Formation) und die Au-Lagerstätte Chanziping (sinische Jiangkou-Formation), 36 km S von Changsha eine zeitliche Gruppierung an. Die Modellalter der Bleiglanze sind für Longshan (n = 2) 969 bzw. 1,060 Mio. Jahre und für Chanziping (n = 1) 959 Mio. Jahre. Die Antimonite (n = 6) von Longshan tendieren mit 962 bis 613 Mio. Jahren zu niedrigeren Modellaltern. Dasselbe gilt

Tab. 33.

Pb-Isotopenzusammensetzung und zweistufige Modellalter von Sulfiden und Erzen der Lagerstätten Huangjindong, Yiyangnanjiao, Woxi, Fuzhuxi, Xi'an, Xichong, Jinkengchong, Huangtudian, Mobin, Longshan, Chanziping und Xikuangshan sowie von Gesteinen der Lengjiaxi-Gruppe, Madiyi-Formation, Wuqiangxi-Formation, Jiangkou-Formation und Devon.

Data source: 1 = YANG, X. (1985); 2 = ZHANG, C. B. (1995); 3 = ZHANG, L. G. (1989); 4 = LUO, X. L. (1990); 5 = WAN, J. M. (1986); 6 = LIANG, H. Y. (1989); 7 = LUO, X. L. et al. (1996); 8 = LIN, F. C. (1988); 9 = LUO, X. L. (1988); 10 = YE, C. Q. (1988); 11 = JIANG, Z. et al. (1996); 12 = ZHOU, D. H. et al. (1989); 13 = ZHOU, J. C. (1987); 14 = YAO, Z. K. & ZHU, R. B. (1993); 15 = WIE, D. F. (1993); 16 = ZENG, L. J. (1998); 17 = LIU, W. J. (1992); 18 = ZHANG, L. G. (1985 a); 19 = LIU, H. C. & ZHU, B. Q. (1994).

Parameter für die Alterskalkulation: $\lambda_{238} = 1.55125E-10a^{-1}$ (JAFHEY et al., 1971); $\lambda_{235} = 9.8485E-10a^{-1}$ (JAFHEY et al., 1971); $T_{\text{earth}} = 4,57 \text{ Ga}$ (TATSUMOTO et al., 1973); $\alpha_0 = 9.307$ (TATSUMOTO et al., 1973); $\beta_0 = 10.294$ (TATSUMOTO et al., 1973); $T_2\text{-stage} = 3.5 \text{ Ga}$ (this work).

Deposit	Sample no.	Locality - Description	Mineral	²⁰⁶ Pb/ ²⁰⁴ Pb	²⁰⁷ Pb/ ²⁰⁴ Pb	²⁰⁸ Pb/ ²⁰⁴ Pb	Age (ma)	Sources
Huangjindong	K48	Au-orebody	bulk ore	17,995	15,633	38,312	717	8
(Lengjiaxi Gr., Mittel-Proterozoikum)	K72	Au-orebody	bulk ore	18,116	15,652	38,549	670	8
	K202	Au-orebody	bulk ore	17,986	15,559	38,291	570	8
	-40	Au-orebody	Galena	17,951	15,629	38,317	740	8
	806-7	Au-orebody	Pyrite	17,745	15,504	37,990	631	8
	345-28	Au-orebody	Pyrite	17,671	15,455	38,433	579	8
	.0	V203, altered hostrock	Pyrite	17,848	15,584	38,069	723	8
	.10	V201, ore	Pyrite	17,897	15,589	38,178	698	9
	.11	V202, Ore	Pyrite	17,845	15,564	38,934	684	9
		orebody	Pyrite	17,963	15,556	38,223	581	10
		V1, ore	Pyrite	17,860	15,556	37,763	656	10
		V1, ore	Pyrite	17,043	15,539	38,262	559	10
		V1, ore	Pyrite	17,846	15,529	38,020	609	10
		V1, ore	Pyrite	17,830	15,509	38,088	578	10
		V1, ore	Pyrite	17,706	15,508	37,702	668	10
Yiyangnanjiao		ore	Pyrite	17,565	15,579	37,439	917	4
(Lengjiaxi Gr., Mittel-Proterozoikum)		ore	Pyrite	17,599	15,542	37,293	782	4
Woxi	Q3-9	V3, ore	Galena	17,882	15,739	38,999	995	1
(Madiyi Form., Jung-Proterozoikum)	T22-S4	V4, level 22, ore	Galena	17,677	15,562	38,362	802	2
	T25-S3	V3, level 25, ore	Galena	17,672	15,561	38,357	804	2
		ore	Pyrite	17,565	15,579	37,439	917	3
		ore	Pyrite	17,559	15,524	37,293	811	3
		Yuershan, ore	Pyrite	18,477	15,683	38,781	481	4
		Yuershan, ore	Pyrite	16,484	15,706	38,865	523	4
Fuzhuxi		ore	Pyrite	17,578	15,492	38,089	730	14
(Madiyi Form., Jung-Proterozoikum)		ore	Pyrite	17,490	15,493	38,104	799	14
		ore	Pyrite	17,497	15,511	39,077	831	14
		ore	Pyrite	17,482	15,515	38,121	850	14
		ore	Pyrite	17,492	15,519	38,106	851	14
Xi'an	Xi1-1	V1, ore	Galena	18,025	15,890	38,903	1157	1
(Madiyi Form., Jung-Proterozoikum)	Xi1-2	V1, ore	Galena	17,783	15,600	38,290	802	1
	Xi1-3	V1, ore	Galena	18,010	15,790	38,510	1000	1
	Xi1-4	V1, ore	Galena	17,810	15,640	38,180	861	1
	K57	ore	Galena	17,790	15,577	37,864	751	5
	K58	ore	Galena	17,834	15,547	38,062	656	5
	K59	ore	Galena	17,820	15,636	38,033	846	5
	K60	ore	Galena	17,929	15,708	38,168	907	5
Xichong (Madiyi Form.)		ore	Galena	17,855	15,577	37,927	704	18
Chanlangping (Madiyi Form.)		ore	Pyrite	17,037	15,607	38,136	1345	4
Jinkengchong		ore	Galena	17,982	15,319	38,188	33	13
(Madiyi Form., Jung-Proterozoikum)		ore	Galena	17,982	15,333	38,210	71	13
		ore	Galena	18,139	15,443	38,416	185	13
		ore	Galena	18,124	15,416	38,453	129	13
Huangtudian		ore	Pyrite	17,543	15,558	37,908	892	4
(Wuqiangxi Form., Jung-Proterozoikum)		ore	Pyrite	17,650	15,483	38,869	657	4
Mobin		ore	Galena	17,047	15,042	37,026	14	7
(Wuqiangxi Form., Jung-Proterozoikum)		ore	Galena	17,329	15,434	37,450	796	7
	Sm14	ore	Galena	17,189	15,591	37,656	477	12
	Sm15	ore	Galena	16,880	15,257	36,696	759	12
	Sm16	ore	Galena	16,899	15,250	36,779	727	12
Longshan (Jiangkou Form., Sinium)	.5-8	ore	Galena	17,051	15,459	37,715	1060	6
	.5-9	ore	Galena	16,992	15,392	37,586	969	6
	800-12	ore	Stibnite	17,864	15,537	38,432	613	6
	840-13	ore	Stibnite	17,521	15,446	37,980	674	6
	630-801	ore	Stibnite	17,597	15,473	38,183	683	6
	910-1	ore	Stibnite	17,722	15,521	38,421	684	6
	610-2	ore	Stibnite	17,683	15,561	38,476	796	6
		ore	Stibnite	17,232	15,478	37,603	962	7
Chanziping (Jiangkou Form., Sinium)		ore	Galena	17,388	15,535	37,726	959	15

Deposit	Sample no.	Locality - Description	Mineral	²⁰⁶ Pb/ ²⁰⁴ Pb	²⁰⁷ Pb/ ²⁰⁴ Pb	²⁰⁸ Pb/ ²⁰⁴ Pb	Age (ma)	Sources
		ore	Pyrite	17,633	15,482	37,900	667	15
		ore	Pyrite	17,619	15,477	37,888	667	15
		ore	Pyrite	17,810	15,467	38,133	499	15
		ore	Pyrite	17,782	15,470	38,199	527	15
Xikuangshan	XK15-1-2	Xikuangshan ore	Stibnite	18,413	15,632	38,356	418	16
(Setianqiao-Form., U. Devon)	XK6	Xikuangshan ore	Stibnite	18,622	15,718	38,666	453	16
	XK7	Xikuangshan ore	Stibnite	18,650	15,917	38,984	811	16
		Xikuangshan ore	Stibnite	18,255	15,478	38,290	181	17
		Xikuangshan ore	Stibnite	18,234	15,521	38,297	300	17
	S4	Xikuangshan ore	Stibnite	18,222	15,611	38,427	510	17
	S1	Xikuangshan ore	Stibnite	18,874	15,790	39,424	428	17
	S2-1	Xikuangshan ore	Stibnite	17,851	15,614	38,242	781	17
	BJ13-2	Bajiao-ao ore	Stibnite	18,100	15,646	38,464	669	17
	WF14	Wufengshan ore	Stibnite	20,421	15,874	38,887		17
	SJ1	Sandetang ore	Stibnite	18,957	15,810	38,755	413	16
Lengjiaxi Gr.	W-Hunan	phyllite and slate	bulkrock	18,836	15,586	39,294		19
	W-Hunan	phyllite and slate	bulkrock	19,034	15,590	39,858		19
	W-Hunan	phyllite and slate	bulkrock	20,089	15,728	41,786		19
	W-Hunan	phyllite and slate	bulkrock	20,308	15,733	43,388		19
	W-Hunan	phyllite and slate	bulkrock	20,525	15,778	41,792		19
	W-Hunan	phyllite and slate	bulkrock	19,122	15,642	40,057		19
	W-Hunan	phyllite and slate	bulkrock	22,038	15,937	46,917		19
	E-Hunan	hostrock Huangjindong	Pyrite	17,970	15,712	38,365		9
Banxi Gr.: Madiyi Form.	W-Hunan	sandstone and slate	bulkrock	17,764	15,572	38,354	759	19
	W-Hunan	sandstone and slate	bulkrock	17,821	15,555	38,509	683	19
	W-Hunan	sandstone and slate	bulkrock	18,223	15,632	39,971	553	19
	W-Hunan	sandstone and slate	bulkrock	18,266	15,591	39,971	435	19
	W-Hunan	sandstone and slate	bulkrock	17,748	15,549	38,662	724	19
	W-Hunan	sandstone and slate	bulkrock	17,733	15,556	38,542	749	19
	W-Hunan	sandstone and slate	bulkrock	18,396	15,657	38,759	483	19
	W-Hunan	sandstone and slate	bulkrock	18,311	15,625	38,770	476	19
Xi'an (Madiyi Form.)	G-1-2	ore hostrock	limestone	17,970	15,639	38,246	748	5
	G-20	ore hostrock	limestone	17,783	15,573	37,895	748	5
	P16-1	hostrock fare from orebody	limestone	18,076	15,604	38,183	600	5
	F-105	ore hostrock	limestone	18,151	15,680	38,920	701	5
	K-65-4	hostrock near orebody	slate	18,032	15,673	38,128	770	5
	P-20	hostrock fare from orebody	slate	17,783	15,567	38,133	750	5
Banxi Gr.: Wuqiangxi Form.	W-Hunan	slate	bulkrock	18,986	15,592	41,640		19
	W-Hunan	slate	bulkrock	17,507	15,460	37,897	716	19
	W-Hunan	slate	bulkrock	18,339	15,526	39,455	233	19
	W-Hunan	slate	bulkrock	18,506	15,553	41,421	171	19
	W-Hunan	slate	bulkrock	17,528	15,465	39,028	710	19
	W-Hunan	slate	bulkrock	18,318	15,524	39,163	244	19
	W-Hunan	slate	bulkrock	17,798	15,506	38,450	595	19
Longshan: Jiangkou Form., Sinium		No.1 slate	slate	17,656	15,501	38,710	691	6
	A-4	purple slate	slate	17,566	15,477	38,230	707	6
	C-33	No.2 slate	slate	17,664	15,450	37,988	573	6
	C-26		slate	17,719	15,469	38,106	573	6
	C-19		slate	17,823	15,568	38,469	708	6
	C-12	siltic slate	slate	17,592	15,430	38,249	583	6
Sandetang: Devon	SD11		chert	18,038	15,605	38,201	629	16
	SD52	siliceous rock	bulkrock	18,212	15,597	38,121	487	16
	SD55		limestone	18,957	15,638	38,322	38	16
Xiashuxi: Devon	xs2	Qz-sandstone	sandstone	18,220	15,650	38,461	593	16
	xs4	mineralized siliceous rock	bulkrock	18,295	15,623	38,455	483	16
Xikuangshan: Devon	SK15-3		shale	18,392	15,614	38,737	394	16
	XK15-8		limestone	18,034	15,593	38,142	607	16
	XK15-27		siltstone	18,413	15,636	38,746	427	16
Magmatic rocks in Hunan	XK4	lamprophyre vein	bulkrock	18,178	15,622	38,748	565	16

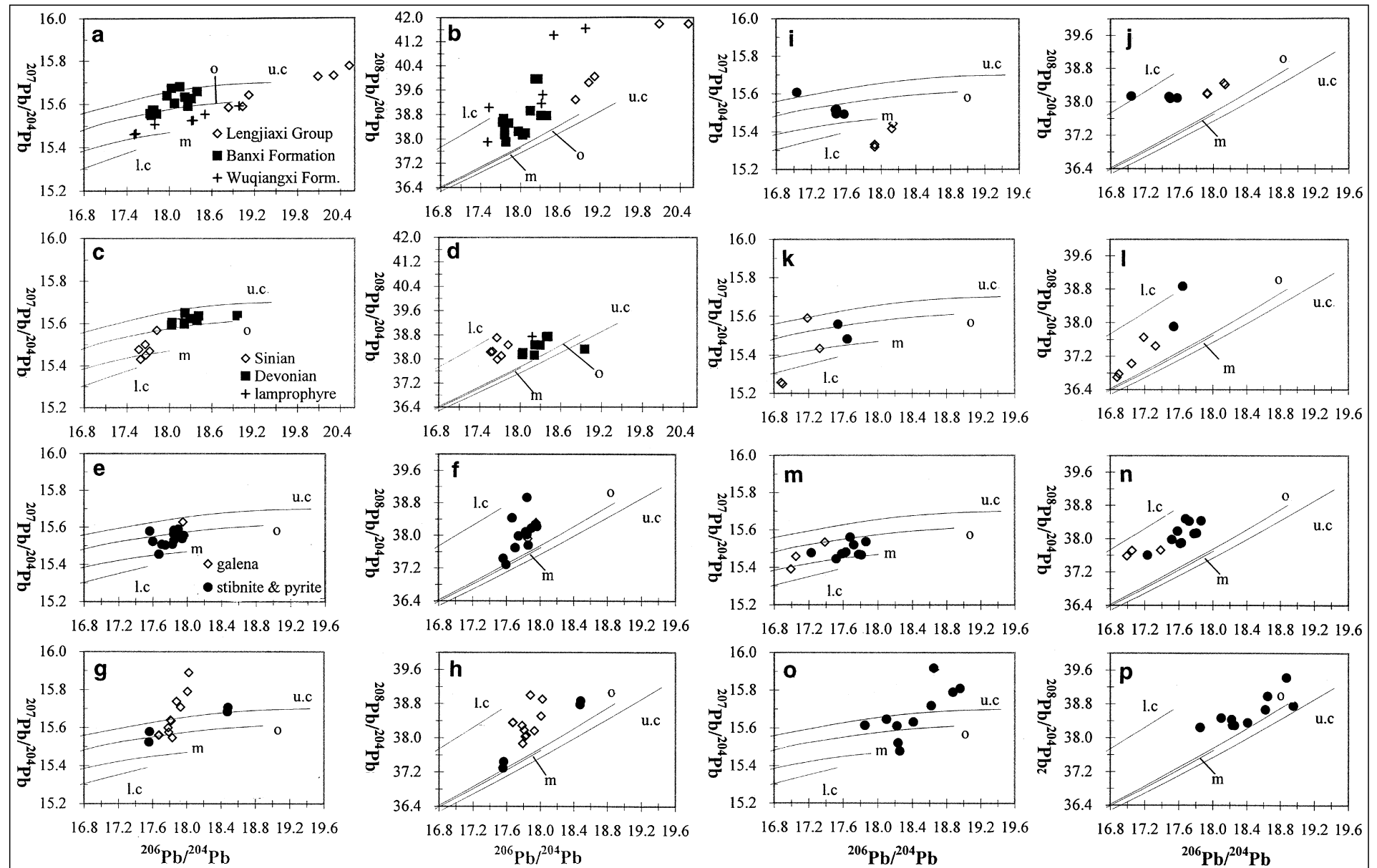
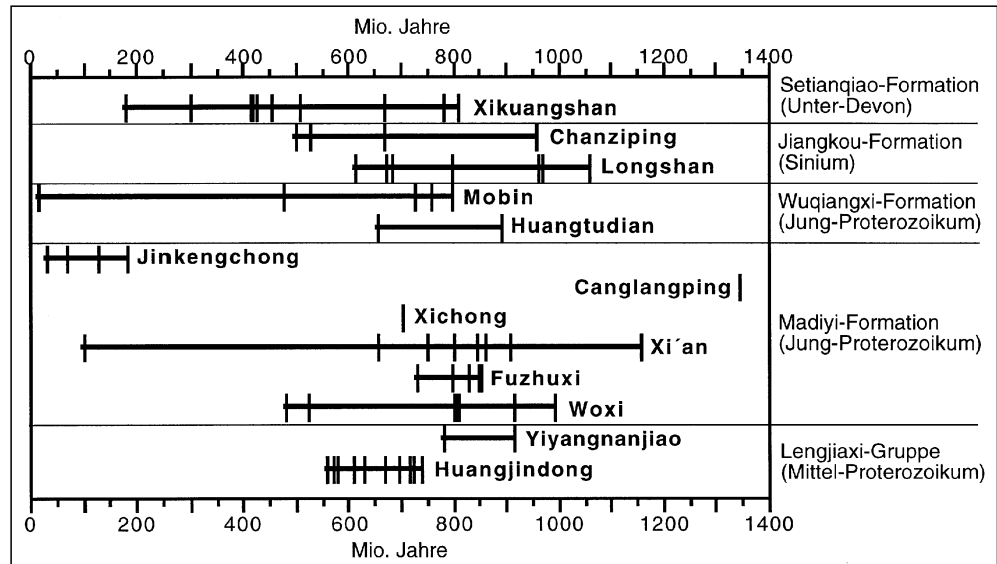


Abb. 235.

Pb-Isotopenverhältnisse ($^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ und $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ zu $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$) von Gesteinsblei der Lengjiaxi-Gruppe, der Banxi- und der Wuqiangxi-Formation (a und b), von Gesteinsblei des Sinium, Devon und eines Lamprophyres (c und d) sowie von Erzblei der Lagerstätten in der Lengjiaxi-Gruppe einschließlich Huangjindong (e und f), der Lagerstätten Woxi und Xi'an in der Madiyi-Formation (g und h), anderer Lagerstätten in der Madiyi-Formation (i und j), der Lagerstätten in der Wuqiangxi-Formation (k und l), der Lagerstätten im Sinium einschließlich Longshan (m und n) sowie der Lagerstätten im Devon einschließlich Xikuangshan (o und p). Mantel = m, Unterkruste = l.c., Oberkruste = u.c., Orogen = o.

Nach DOE & ZARTMANN (1979) und ZARTMANN & DOE (1981).

Abb. 236.
Pb/Pb-Modellalter verschiedener
Lagerstätten (vgl. Tab. 33).



selbe gilt für die Pyritproben ($n = 4$) von Chanziping mit 499 bis 667 Mio. Jahren. Die Modellalter der Bleiglanze sind älter als die der Gesteinsbleie ($n = 6$) mit 573 bis 707 Mio. Jahre. Somit würde sich ein B-Typ abzeichnen. Allerdings fehlt beim Erz- und Gesteinsblei die Indikation hoher μ -Werte eines Oberkrustenbleis wie in den Ostalpen (Bleiberg, Grazer Paläozoikum; KÖPPEL & SCHROLL, 1997).

Die Antimonite ($n = 11$) der Sb-Lagerstätte Xikouangshan (unterdevonische Setianqiao-Formation) liefern unkonform mit dem stratigraphischen Alter stark streuende Modellalter von 181 bis 811 Mio. Jahren. Davon sind nur vier Werte (413 bis 453 Mio. Jahre) dem Devon zuordenbar. Zwei Proben sind als Blei eines B-Typs aufzufassen, die anderen erscheinen durch radiogenes Blei bis auf 181 Mio. Jahre verjüngt. Dies ließe auf komplexe Vererzungsprozesse schließen.

Eine Zusammenschau vergleichbarer Resultate ist für die Modellalter der Erzbleie möglich. Die Modellalter der Erzbleie der jungproterozoischen Madiyi-Formation konzentrieren sich um 800–900 Mio. Jahre, die der sinischen Jiangkou-Formation um 600–700 Mio. Jahre und liegen somit im Bereich der stratigraphischen Gesteinsalter. Hingegen findet man bei den meisten Lagerstätten der mittelproterozoischen Lengjiaxi-Gruppe, der jungproterozoischen

Wuqiangxi-Formation und in der unterdevonischen Setianqiao-Formation eine große Varianz, aber keine den Gegebenheiten entsprechenden Modellalter.

Das Erzblei aus verschiedenen Lagerstätten zeigt eine ähnliche statistische Charakterisierung und Entwicklungsgeschichte wie deren jeweilige Nebengesteine. Diese geochemischen Ergebnisse deuten mit Wahrscheinlichkeit auf eine enge Beziehung zwischen Erz und Begleitgestein, woraus auf eine jeweils gemeinsame Entwicklungsgeschichte der beiden geschlossen werden kann. Auch das zweistufige Pb-Modellalter von Gesteins- und Erzblei zeigt ähnliche Trends.

5.8.2.4.5. Flüssigkeitseinschlüsse

Für die Lagerstätte Woxi liegen Flüssigkeitseinschlussdaten vor (Tab. 34), die vornehmlich an Quarzen, aber auch an Scheelit und einer Calcitprobe gemessen worden sind. Die Homogenisierungstemperaturen (T_m) zeigen für

alle Mineralphasen ($n = 28$) eine Spanne von 95–185°C mit einem Mittelwert von 152,8°C an. Ebenso gilt bei einer Probenzahl von $n = 20$ für die Salinität eine Spanne von 0,20–8,94 und ein Mittelwert von 5,1 NaCl-Gew.-%.

Von anderen Lagerstätten gibt es hierzu nur von Xi'an und Huangjindong je zwei Daten, die dieselbe Eigenschaft andeuten.

Diese niedrigen Salinitätswerte sind für Mineralphasen von Lagerstätten anzutreffen, die im kristallinen Milieu unter Einfluss magmatogener oder metamorpher Wässer gebildet worden sind. Vergleiche u.a. Datenzusammenstellungen bei DILL (1998) oder SCHROLL in: WEBER (1997).

Deposit	Sample number	Host Mineral	Salinity range wt% NaCl	Salinity average wt% NaCl	Inclusion number	T-range °C	T-average °C	Inclusion number
Woxi	WX-3	Quartz	6.14 - 8.94	7.14	6	153 - 178	165,0	10
	WX-5	Quartz				155 - 182	168,7	10
	WX-7-1	Quartz	4.63 - 6.58	5,53	6	156 - 178	166,5	8
	WX-9-2	Quartz	2.89 - 4.17	3,53	4	125 - 155	136,6	5
	WX-9-2	Scheelite	3.37 - 4.17	3,85	4	128 - 162	145,6	5
	WX-9-7	Quartz				95 - 130	114,4	5
	WX-9-7	Scheelite				125 - 153	136,3	3
	WX-9-13(U)	Quartz				123 - 152	135,0	6
	WX-9-13(MU)	Quartz				132 - 149	141,3	3
	WX-9-13(M)	Quartz	4.17 - 5.09	4,75	5	125 - 165	146,0	7
	WX-9-13(L)	Quartz				148 - 170	158,6	5
	WX-18-9	Quartz	0.20 - 2.40	1,24	5	120 - 160	141,3	8
	WX-18-10	Quartz	4.17 - 5.78	4,95	5	130 - 172	151,3	8
	WX-20-7(U)	Quartz	3.21 - 4.01	3,61	2	138 - 168	154,2	5
	WX-20-5(L)	Quartz	5.25 - 7.15	6,17	4	138 - 170	157,0	7
	WX-24-1(T)	Quartz	4.79 - 5.78	5,22	3	147 - 168	159,4	7
	WX-24-2(U)	Quartz	4.32 - 5.55	4,94	3	156 - 178	168,8	5
	WX-24-2(L)	Quartz	3.37 - 4.94	4,16	3	148 - 165	158,0	5
	WX-24-4(ML)	Quartz	4.94 - 6.72	5,97	4	162 - 185	174,4	5
	WX-24-4(ML)	Quartz	3.37 - 5.09	4,16	4	154 - 172	162,2	5
	WX-24-6(L)	Quartz	5.99 - 7.15	6,52	3	165 - 178	173,3	7
	WX-24-8	Quartz	5.85 - 7.01	6,47	4	158 - 167	161,0	7
	WX-26-4	Quartz	5.40 - 6.87	6,09	4	150 - 180	165,4	7
	WX-26-6	Quartz	5.25 - 5.99	5,62	2	155 - 172	164,0	5
	WX-26-6	Scheelite	4.94 - 5.55	4,25	2	117 - 135	125,7	3
	WX-26-9	Quartz	4.63 - 6.43	5,71	4	160 - 175	168,5	6
	WX-26-9	Scheelite				135 - 145	140,0	2
	WX-26-9	Calcite				138 - 145	141,5	2
Xi'an	XA-5	Quartz	7.29 - 8.13	7,71	4	148 - 175	162,1	7
	XA-8	Quartz				155 - 176	162,3	4
Huangjindong	HJ-1-5	Quartz	5.78 - 7.29	6,50	5	165 - 186	174,8	6
	HJ-1-5	Calcite	1.22 - 173	1,48	2	168 - 177	172,5	4

Tab. 34.
Salinität und Homogenisierungstemperaturen T_m von Flüssigkeitseinschlüssen in Quarz, Scheelit und Calcit der Lagerstätten Woxi, Xi'an und Huangjindong.

5.9. Genese der W-Sb-Au-Erzlagerstätte Woxi

Vorstellungen über den Sedimentationsraum, die Herkunft metallischer Lösungen, über Erzausfällungen, Formen der Lagerstättenbildung und Metamorphosen

Das komplexe Thema bedingt, dass infolge unterschiedlicher Grundlagen zu den einzelnen Themen die Aussagen der Wissenschaft zwangsläufig mit verschiedener Genauigkeit ausfallen müssen. Während die Vorstellungen über die Entwicklung des paläogeographischen Schauplatzes der Erzlagerstättenbildung nur in den Rahmen von Modellvorstellungen fallen, kann die lithostratigraphische, tektonische, mineralogische und petrographische Bewertung auf sichtbare und deutbare Fakten zurückgreifen. Hierbei erweist sich insbesondere die Untersuchung des gesamten Gefüges vom Makro- und Mikrobereich bis in den submikroskopischen Bereich mit der Erkennung klarer Merkmale als besondere Stütze der Forschung.

Hingegen stehen der geochemischen Forschung in einigen Spezialsparten so manche Probleme insofern im Wege, als ja mit dem Erz nicht nur „ein Erz“ zur Verfügung steht, sondern auf Grund einer komplexen Genese durch mehrere Entwicklungsstadien die einzelnen Mineralgenerationen kristallographische und chemische Veränderungen erlitten haben müssten. Diese im mikroskopischen Bereich belegbare Tatsache sollte also für die geochemischen Analysen grundlegende Berücksichtigung finden, was präparationstechnisch derzeit nicht oder nicht wunschgemäß bewältigt werden kann. Dieser Umstand lässt ahnen, dass noch wichtige Erkenntnisse der geochemischen Grundlagenforschung zu erwarten sind. Man wird also auf Grund der mineralogischen und petrographischen Befunde in vielen Fällen vorsichtigerweise mit „Mischwerten“ und „Mischergebnissen“ rechnen und von Überinterpretationen Abstand nehmen müssen.

Kontinentkonfiguration im Proterozoikum

Die derzeitigen paläogeographischen Vorstellungen über die Existenz von Kontinenten, Platten, über die Verteilung von Land und Meer im Präkambrium, führen zur Aussage, dass unser für die Lagerstättenforschung ausgewähltes Gebiet im Großbereich des Xuefeng-Gebirges in einer SW–NE-verlaufenden, regional auf WSW–ESE-verschwenkten, proterozoischen Subduktionszone zwischen dem Yangtze-Kraton und dem Cathaysia-Block liegt (Abb. 2). Diese 150–300 km breite und über 1.000 km lange Subduktionszone (Südliches wird nach Norden subduziert) wird als Jiangnan-Orogenzone oder Inselbogenzone bezeichnet.

Sedimentgesteine des mittleren und jüngeren Proterozoikums beherrschen mit über 10.000 m mächtigen terrigenen Serien (Abb. 3) in Form von pelitischen Schiefern, Phylliten, Meta-Silt- und Sandsteinen die Abfolge. Eine auffallende Gliederung bringen nur vulkanogene Zwischenschaltungen in Form von Tuffen und Tuffiten sowie in Ausnahmefällen lokal ausgetretene Effusiva mit km-Mächtigkeiten.

Proterozoischer Sedimentaufbau

In einem lithostratigraphisch eng begrenzten Teilabschnitt sind die W-Sb-Au-Metallanreicherungen vom Typ Woxi in exakt schichtgebundenen Lagen enthalten. Die mächtigen Sedimente des jüngeren Proterozoikums ent-

halten im nördlichen Faziesbereich der Banxi-Gruppe, nämlich in der Madiyi-Sedimentformation großräumig, begrenzt in einem ca. 130 m mächtigen Abschnitt vier Erzlager, bzw. in einem stratigraphisch gesehen 200 m mächtigen Sedimentpaket sechs Schicht Erzlager. Nach dem jüngsten Stand der Erkenntnisse der Geologischen Abteilung des Werkes Woxi sollten in einer Sedimentfolge von rund 720 m Sediment 9 bis 12 Erzlager enthalten sein.

Somit beginnt unser Interesse spätestens mit diesem Sedimentabschnitt (Abb. 10). Nach der gängigen Einteilung der Abfolge beginnt die Madiyi-Formation an verschiedentlich nachgewiesenen Aufschlüssen an einer Schichtlücke und sodann mit einer zumindest stellenweisen Diskordanz und einer 2 m mächtigen Konglomeratlage, die auch in Einzellagen geteilt sein kann. Die Geröllkomponenten bestehen mehr oder weniger aus dem von den mittel-proterozoischen Lengjiayi-Sedimenten schon bekannten terrigenen Gesteinsmaterial, wie es sich auch in der Folge im Madiyi-Sediment wieder findet. Dies betont die Monotonie der sehr mächtigen Sedimentabfolgen.

Das Eingleiten der genannten Gerölle im Zuge einer subaquatischen Hangrutschung in tiefere Bereiche muss in Erwägung gezogen werden. Das Konglomerat spricht aber trotzdem gegen die Meinung, dass es sich grundsätzlich um Ablagerungen in einem tiefen Becken handeln müsse. Bekanntlich wird diese Sedimentation einer Flyschzone zugeordnet. Die überaus große Mächtigkeit mit dominierend feinst- und feinklastischen Sedimenten legt die Auffassung nahe, dass es sich um ein ständig nachsinkendes, eugeosynklinales Gebiet mit submarin-vulkanischen Einflüssen handle. Meta-Tuffitschichten in unserem engeren Forschungsgebiet bestätigen diese Auffassung. Aber auch regional beträchtliche Schwankungen der Meerestiefe sollten in Betracht gezogen werden.

Die Sedimentgefüge mit zwar überwiegender Parallelschichtung, aber doch auch mit Schräg- und Kreuzschichtungen, lokalen Erosionsdiskordanzen und Anzeichen von submarinen Gleitungen, machen auf die Bereitschaft des Sedimentes zu Turbidit-Abgängen und deren häufiger Mitbeteiligung an der progressiven und regressiven Sedimentgestaltung aufmerksam.

Auf Bakterien und Algen verdächtige feinstkörnige Pyritaggregate im Erznebergestein könnten durch Hanggleitungen und Turbiditsedimentation in tiefere Bereiche gelangt sein (Abb. 20).

Herkunftsgebiet der Sedimente, Vorland des Sedimentationsraumes

Die Frage nach dem Gesteinsbestand des Herkunftsgebietes unserer Sedimente ist petrographisch und geochemisch gut zu beantworten. Der detritische Kornbestand mit Sericit, Chlorit, Quarz, daneben Kalifeldspat, Plagioklas, Biotit, verwitterter dunkler Glimmer, Muskovit, Kaolinit, das Schwermineralspektrum Turmalin, Rutil (Anatas, Titanit), Zirkon, Apatit, Magnetit, weiters Semigrafit und Gesteinskörnchen, wird ergänzt durch authigene submarine Ausscheidungen von Quarz, Ankerit, Dolomit, Calcit, Pyrit, Rutil, Turmalin. Aus diesem Komponentenbestand bildeten sich km-mächtige Sedimentgesteine des mittleren und jüngeren Proterozoikums.

Der Detritus erlaubt Rückschlüsse auf das Liefergebiet. Demnach sollte es sich um granitoide Plutonite, bzw. ihre metamorphen Äquivalente gehandelt haben. Neben diesem Gesteinsursprung in vermutlich weit entfernten Fels-

gebieten sind auch mehrfach umgelagerte Sedimentgesteine aus genanntem Ausgangsmaterial sowie aus Sand- und Staubwüsten mit starker Verwitterung als Zwischenstation für den in den Madiyi-Sedimenten abgelagerten Detritus in Betracht zu ziehen. Aber mechanisch transportiertes Material, welches etwa auf die Aufarbeitung älterer Erzlagerstätten schließen ließe, ist auszuschließen.

Auch aus der geochemischen Sedimentanalyse ist hierfür kein Anhaltspunkt zu finden und die erhaltenen Ergebnisse stehen im Einklang mit den petrographischen Grundlagen. Spurenelementgehalte und ihre Verhältnisse sprechen für eine direkte Herkunft aus sauren magmatischen Gesteinen aus typischer Oberkruste, und zwar mit bevorzugt felsischen Komponenten. Geochemische Daten sprechen für Verwitterungsbedingungen eines gemäßigten Klimas. Die Einschätzung der plattentektonischen Situation auf Grund von Spurenelement-Indikatoren spricht mit Wahrscheinlichkeit für ein Sedimentationsbecken zwischen einem aktiven Kontinentalrand und einem kontinentalen Inselbogensystem.

Besonderheiten in der Sedimentation und damit eine gewisse Gliederung der monotonen grauen feinklastischen Sedimente ermöglichten die konzentrierten Teilnahmen von Chlorit sowie von Hämatit. Diese gewissermaßen fremdartige Sedimentation dieser beiden Neben- bis Hauptgemengteile, auffallend begleitet von mikrokristallinem Quarzit in vielen Zwischenschichten, lassen auf Tuffitsedimentation, vulkanische Aktivitäten bis in weitere Entfernung und hydrothermale Einflüsse in dem breiten Streifen der Inselbogenzone zwischen dem Yangtze-Block im N und Cathasia-Block im S schließen. In dieser langgezogenen Risszone ist die Vertiefung des Meeresbeckens von N nach S mit verschiedenen Fakten belegt. Damit stimmen auch die Zunahme feinkörnigerer Sedimente und zunehmend stärkerer submarin-vulkanischer Einfluss in Form von Effusionen basischer und intermediärer Laven überein.

Bezüglich der Tiefenbeurteilung der die Lagerstätte enthaltenden Sedimentabfolge ist zu berücksichtigen, dass außer dem verbreiteten Pyrit, der im reduzierenden Milieu auftritt, auch Hämatit schichtenweise als wesentlicher Nebenbestandteil vorliegt. Hämatit kristallisiert nach den gängigen Angaben über das Stabilitätsfeld im Eh-Bereich zwischen ca. +0,7 bis -0,4 bei pH-Werten zwischen etwa 2–12 (GARRELS, 1960), während das Pyritfeld bei etwa Eh 0 bis -0,4 und pH 4 bis 9 liegt. Es wäre also schon denkbar, dass bei geringen Schwankungen bei etwa pH 6 bis 9 und Eh um 0 bis -0,3 die beiden Fe-Mineralie in engem räumlichen Wechsel ausgefällt werden. Auch mit nachträglicher syndiagenetischer Kristallisation von Pyrit unter der jeweiligen Sedimentbauzone innerhalb des Schlammes in einem H₂S-Milieu ist fallweise zu rechnen, wo bekanntlich auf engem Raum chemische Milieuänderungen möglich sind. Weiters sind kalte Tiefenströmungen und natürlich submarine Exhalationen und Hydrothermen als O₂-Lieferanten in Betracht zu ziehen. Das weitgehende Fehlen primären Calcits, aber authigene syndiagenetische Kristallisation von Dolomit und Ankerit sprechen eher für größere Wassertiefen. Aus solchen beiläufigen Hinweisen kann der vorsichtige Schluss gezogen werden, dass man mit Wassertiefen von einem Schelfmilieu abwärts in einer Eugeosynklinale rechnen könnte. Die Schlamm-Sand-Qualität des Nebengesteinsdetritus lässt freilich auf viel größere Tiefen über 1.000 m schließen. Überdies sind Schwankungen der Wassertiefen in Betracht zu ziehen.

Auf Grund der überwiegenden lagemäßigen Übereinstimmung von *si* (s-Intergefüge) in vielen Pyrit- sowie Ankerit- und Dolomit-Kriställchen mit dem *se* (s-Externgefüge) der Pelitmatrix, ist der wichtige Schluss zu ziehen, dass die chemisch interne Kristallsprossung frühestens erst nach einer eventuellen Turbiditsedimentation stattgefunden hat. Dies wird auch durch die oft feinschichtige Häufung der Porphyroblasten von Pyrit, Dolomit und Ankerit bestätigt. Auch die relativ seltenen Beispiele von *si-se*-Lagedifferenzen sprechen für syndiagenetische Rotationen der Blasten mit der Schlammmatrix, und nur ganz selten kann der Verdacht auf Resedimentation bereits *si*-„gefüllter“ Kriställchen berechtigt sein.

Bildung schichtiger Erzanreicherungen

Die geotektonisch labile Zone des Jiangnan-Inselbogens erwies sich offensichtlich prädestiniert für die Bildung zahlreicher Erzlagerstätten, weshalb auch von einem metallogenetischen Gürtel die Rede ist. Zahlreiche Erzlagerstätten, und zwar 95 % der Goldlagerstätten, sind in proterozoischen Sedimentgesteinen enthalten, insbesondere in der Madiyi-Formation der Banxi-Gruppe. Doch gibt es solche auch in der Lengjiaxi-Gruppe und in der Wuqiangxi-Formation (Abb. 27).

Mit dem räumlich-stratigraphisch präzise konturierten Auftreten von schichtigen Erzkörpern änderten sich die geochemischen Umweltbedingungen offensichtlich schlagartig. Der abrupte mineralogische Wechsel in eine Paragenese von „Fremdmineralen“ und die Änderung der Anlagerungsart verlangen nach außergewöhnlichen, „neuen“ Formen der Stoffzufuhr.

Die meisten der großflächigen schichtigen Erzanreicherungen werden im Liegenden und Hangenden von zwei dm- bis m-mächtigen Leitschichten begleitet. Der jeweilige Erzkörper liegt unmittelbar in einem hellgrauen bis hellgrünlichgrauen Chlorit-Quarzit-Sericitschiefer, der mit dem schichtigen Erz bereichsweise auch wechsellaagert. Sowohl im Liegenden als auch im Hangenden des hellen Schiefers existiert eine schwarzgraue Schichtbank mit purpurrotem Farbstich. Es handelt sich um Hämatit-quarzit. Die Übergänge von der dunklen zur hellen Leitschichte sind teils scharf, teils diffus verschwommen, teils auch laminar wechselnd.

Mit diesem schichtigen Aufbau von Nebengesteinen und Erzlagern besteht also generell gesehen rhombische Anlagerungssymmetrie. Diese stratigraphisch mehrmals wiederkehrende Situation verlangt nach einer Erklärung der genetischen Zusammenhänge.

Um die Anreicherung des Erzes zu verstehen, bringen wir das Gefüge in Erinnerung: Es herrscht zum Teil mehr oder weniger deutliche Lamination infolge verschiedener Beteiligung von Antimonit, Pyrit, Quarz, wozu noch dünne Lagen von Sericit, Chlorit, Feinquarzit und Karbonat in Form von Ankerit bzw. Dolomit kommen. Außer separierten Mineralfeinlagen kommen auch linsen- und fleckenförmige Durchwachsungen von Mineralien vor: z.B. Quarz oder Pyrit in Antimonit; Pyrit und Antimonit in Quarzit; auch *si*-Gefüge, Kristallgenerationen bei Quarz, Antimonit, Pyrit, sowie Faltungen, Kataklasen und andere Deformationen mit unterschiedlicher mechanischer Auswirkung, diktiert von Kompetenzunterschieden zwischen verschiedenen Gefügekomponenten und deren Aggregaten.

Im Falle der häufigen, aber nicht konstanten Mitbeteiligung von Scheelit ist zwar ebenfalls dessen schichtiges Auftreten zusammen mit den anderen Erzmineralen häufig, aber dieses Mineral repräsentiert überwiegend sam-

melkristallisierte Großkristalle in Tafelform parallel zur Feinschichtung. Relikte mikrokristalline Subindividuen in manchen Kristalltafeln bezeugen die ursprüngliche Gestalt, also ein Vorstadium des Scheelits, und damit die ursprüngliche genetische Zusammengehörigkeit mit den anderen Partnern der Erzparagenese. Die Primärkristallisation des Scheelits hängt aber offensichtlich mit der Anwesenheit von Dolomit oder Ankerit im Erzschlamm zusammen, so dass gerade für dieses Mineral hinsichtlich seines ersten Auftretens im Bereich der Grenze Wasser/Sediment auch eine syndiagenetische Kristallisation im Schlamm, gegebenenfalls in Verbindung mit Metasomatose „Scheelit nach Karbonat“ zu vermuten ist.

Auf Grund der sedimentologischen Befunde kommt man nicht um die Aussage herum, auch das erste Kristallisieren und die Anreicherung des Scheelits als syndimentär (im weiteren Sinne) einzustufen. Als Bestätigung dieser ersten, ursächlichen Ausscheidungsform des Sedimentärerzes ist die hier seltene stellvertretende Mitbeteiligung von Wolframit zu erwähnen, der in den Nachbarlagerstätten von Xi'an und Liangshuiling in feinschichtiger Position auftritt (Abb. 103). Man geht wohl nicht fehl, den Wechsel der Wolfram-Mineralisation Scheelit/Wolframit hauptsächlich mit dem Fehlen von Calcium in der sedimentären Ausfällungszone in Verbindung zu bringen.

Als wertvolle Ergänzung dieser Befunde in den und um die schichtigen Erzkörper sind Chloritzwischenschichten zu erwähnen, die trotz der geringen Mächtigkeit von wenigen Zentimetern in den Erzträgergesteinen zumindest der Haupteerkörper bzw. in seinen Grenzzonen und begleitenden Leitgesteinen meist deutlich in Erscheinung treten. Eine durchlaufende schichtige Verbreitung scheint nicht gegeben zu sein. Man wird daher mit linsenförmigen Chloritanreicherungen rechnen müssen.

Schließlich ist noch die typische Schichtfolge über den Erzlagern, bzw. deren Erzträgergesteinen in Erinnerung zu rufen. Der zum Teil rasche, räumlich eng begrenzte Übergang vom hellgrünlichgrauen, etwas pyrithaltigen, chloritisch-quarzitischen Sericitschiefer zum chloritischen rötlich-dunkelgrauen Hämatit-Quarzit vollzieht sich fast analog wie in den liegenden Schichten.

Als Gesamtbild ergibt sich das eines extern angelagerten metallreichen Sedimentes, wie dies in den Abschnitten 5.7. (insbesondere in: 5.7.2., 5.7.3., 5.7.4., 5.7.8.) auf der Grundlage von Merkmalen behandelt ist.

Stoffherkunft des Erzes

Wie aber hat man sich diesen abrupten Wechsel in der Sedimentation vorzustellen? Damit verlassen wir den durch Fakten unmittelbar gesicherten Weg der genetischen Deutungen und geben uns wieder auf die Spuren der Modellvorstellungen.

Dass sedimentäre Erzanreicherungen extern an Bauzonen des Sedimentes zustandekommen, ist logischerweise mit dem Vorhandensein von Metallsolen zu erklären. Eine plausible Vorstellung für das plötzliche Auftreten von Metallen im Sedimentationsraum ist nur durch eine extrusive submarine Stoffzufuhr zu geben. Eine hydrothermale Belieferung des Sedimentationsraumes, gezielt inhomogen an gewissen Stellen, muss als gesichert angenommen werden. Dass solche Aktivitäten bevorzugt oder nur im „metallogenetischen Gürtel“, nämlich in der Inselbogenzone, in der Jiangnan-Orogenzone vorkommen, ist sehr glaubhaft. Risszonen in diesem aktiven breiten Streifen des Jung-Präkambriums sind wahrscheinlich, die Zirkulation mariner Wässer und deren Aufheizung in der Tiefe ist naheliegend. Eine gewisse Verteilungsinhomogenität

der Lagerstätten fällt auf und sollte in den Lösungszufuhrwegen hauptsächlich entlang von Klüften, auch diffus, irgendwie quer zur Schichtung, und im geochemischen Milieu des Ablagerungsraumes zu erklären sein. Aus den bisherigen Lagerstättenaufschlüssen im Raum Woxi sind allerdings keine konkreten submarinen Metallzufuhrwege, etwa in Form von durchgreifenden mineralisierten oder mineralisch veränderten Klüften des proterozoischen Meeresbodens erkennbar geworden. Es sei denn, man vermutet, vorläufig unbewiesen in der regional markanten Woxi-Störungszone, welche im Norden die Lagerstätte abrupt abschneidet, ein submarines Relikt einer hydrothermalen Zufuhrzone. Wegen des starken Verwurfes fehlt allerdings die Fortsetzung des abge schnittenen Gesteins- und vermuteten Erzareals.

An dieser Stelle sei an die beiden, die schichtigen Erzkörper begleitenden Leitschichten erinnert, die zur Beurteilung der chemischen Vorgänge im Bereich des Meeresbodens beitragen können. Der meist plötzliche Umschwung der weit vorherrschenden detritischen Sedimentation von den monotonen grauen, schwach ankeritdolomithaltigen Meta-Silt-Pelit-Abfolgen mit Psammiteinschaltungen zur purpurrot-grauschwarzen, überwiegend authigenen chemischen Anreicherung von Hämatit und Feinquarzit, begleitet von terrigenem Sericit, Chlorit und etwas Quarz sowie authigenem Ankerit bzw. Dolomit, kann auf Grund seines laminaren Anlagerungsgefüges mit allen Details sedimentärer Gefüge nur als Externsediment und der Mineralbestand nur auf extrusiv-hydrothermale Zufuhr von Fe und Si zurückgeführt werden. Die Ausfällung muss im oxidierenden Milieu stattgefunden haben, und die häufige Teilnahme von syndiagenetisch bevorzugt schichtig ausgefallenen Dolomit-Ankerit-Porphyrblasten berechtigt für diese Fälle zu einer präzisen Beurteilung des Redoxpotentials und der pH-Werte. Gebietsweise stärkerer Chloritgehalt und vereinzelte Einschaltung von Chloritzwischenschichten lenken zur Erklärung tuffitischer Sedimentation.

Eine weitere generelle, teils kurzfristige, teils allmähliche Milieuänderung brachte den Umschwung auf ein reduzierendes Milieu, in welchem eine stark verminderte Fe-Bindung in Form von Pyritkristallen in einem chloritisch-sericitischen Kieselgestein abließ. Der marine Einfluss kommt auch hier durch Karbonatausfällungen von Ankerit/Dolomit zur Geltung. Vor allem aber spielt die detritische Schlammzufuhr von vorwiegend Sericit, aber auch von Chlorit, etwas detritischem Quarz und betont von authigenem Quarz in Form von Feinquarzit eine maßgebliche Rolle. Der Unterschied der beiden Leitschichten, welche die Erzlager in der Abfolge liegend und hangend begleiten, liegt ausschließlich im starken bzw. fehlenden Hämatitgehalt und im starken bzw. verminderten Quarzgehalt.

In der genetischen Diskussion über diese Leitschichten gibt es beträchtliche Differenzen. Die chinesischen Werksgeologen sehen das grünlichgraue Erzbegleitgestein als „gebleichten“, alterierten Schiefer, dessen mineralische Umwandlung im Zusammenhang mit einer angenommenen epigenetischen, also nicht sedimentären, Vererzung steht. Wir kennen zwar eine Anzahl von Alterationen im Zusammenhang mit metamorphen Fluiden als chemische Stoffträger (Kap. 5.7.2.2.) und auch wir ziehen Mobilisationen und Stoffaustauschprozesse schon ab dem syndiagenetischen Entwicklungszeitraum in Erwägung, sofern Gesteinsmerkmale dazu berechtigen. Aber der Mineralbestand und das Gefüge der Erzleitschichten sprechen im Wesentlichen für einen laminierten Schichtaufbau durch extern diktierte Anlagerungsereignisse.

Der gelegentlich entwickelte feinschichtige Wechsel von rötlichen Hämatitlagen und grüngrauen chloritisch-sericitischen Laminæ sowie die Einschaltung von feinen Pyritlagen im Chlorit-Sericitschiefer sprechen für den mineralischen Sedimentaufbau in externen Bauzonen und nicht für sekundäre Stofftauschprozesse. Für den Schichtenaufbau: Hämatitquarzit und quarzitisches Sericitschiefer, Erzkörper, Sericitschiefer, Hämatitquarzit halten wir daher einen Wechsel des chemischen Milieus unter dem Einfluss extrusiver hydrothermaler Lösungszufuhr von Si und Fe, und im Falle der Erzlager von besonders viel Fe, W, Sb usw., für die eigentliche Ursache des außergewöhnlichen „fremden“ Geschehens im marinen Ablagerungsraum als primär extern-sedimentär wirksam. Trotzdem sind sekundäre Verdrängungsprozesse verschiedentlich, besonders an Grenzflächen der Anlage nachzuweisen (vgl. 5.7.2.2.). Dabei handelt es sich aber um sekundäre Einflüsse, die natürlich schon in einem diagenetischen Stadium wirksam sein konnten.

Aus der Überlegung, dass der vom Lande her gesteuerte Eintrag von detritischen Mineralkomponenten während dieses Zeitraumes der Bildung von Leitschichten und der Erzlager gleichmäßig erfolgt wäre, und aus der Annahme, dass das vorwiegend detritische Erznebengestein als Maß für eine gleichmäßige Schlammzufuhr gelten könnte, wäre im Hämatitquarzit und in den Erzlagern auf Grund der starken Verdünnung des Detritus und Überwiegen der authigenen Ausfällungen eine relativ rasche Kristallisation der Hämatitquarzit-Lager und der Erzlager abzuleiten.

Zu dem hier erörterten petrologischen Problem geben uns geochemische Ergebnisse zusätzliche Daten. So ist aus der Tabelle 11 ersichtlich, dass sich der dunkle Hämatitquarzit und der helle Sericitquarzitschiefer im SiO_2 -, Sb- und Au-Gehalt unterscheiden (vgl. auch Kap. 5.8.2.1.). Als bemerkenswert fällt eine gewisse Inhomogenität, aber relative, z.T. sogar hohe Anreicherung von Sb, W, As und Au im quarzitisches Sericitschiefer auf. Desgleichen weisen „Tonlagen“ (Sericit, Chlorit) in den Erzlagern einen sehr hohen Au-, W- und As-Gehalt auf, während der Sb-Gehalt mit dem des Nebengesteins-Sericitschiefers vergleichbar ist. Diese Metallgehalte geben also eine Voranzeige im Hinblick auf eine im Sedimentaufbau nachfolgende Metallisationsphase zu erkennen bzw. stellen im Hangenden der Erzlager den Ausklang dar. Im Übrigen sind derartige Metallhofbildungen in sedimentären Erzlagerstätten eine bekannte Begleiterscheinung der Erzführung. Sie können z.T. auch durch sekundäre Stoffdiffusion erklärt werden.

Eine schwierige Erklärung aber bleibt für den genaueren Ursprung der Metalle. Waren unsere Hydrothermen mit hauptsächlich meteorischen Wässern und Meerwasser in einem thermisch aktivierten System die Sammler für den chemischen Stoffbezug aus präexistierenden Gesteinen oder aus präexistierenden Voranreicherungen, etwa schon in Form von Lagerstätten? Und waren etwa auch juvenile magmatische Erzlösungen am Stofftransport mitbeteiligt? Zu diesem Fragenkomplex ist die Tatsache mitzubeachten, dass die Lagerstätte Woxi aus mehreren unzweifelhaft schichtigen, mit dem Sediment syngenetischen Metalllagern besteht, die nur durch zeitlich sich wiederholende ähnliche hydrothermale und geochemische Aktivitäten angereichert worden sein können. Eine weitere einschlägige Grundlage bilden offenbar gesicherte genetische Zeitangaben über paragenetisch wenigstens zum Teil ähnliche Lagerstätten, die zwar alle mit präkambrischen Sedimenten, aber mit beträchtlichen

zeitlichen Differenzen vergesellschaftet sind: nämlich vom Mittel- bis Jung-Proterozoikum bis, wenn auch sehr selten, in den Alt-Sinium-Abschnitt. Der Schwerpunkt der Verteilung liegt zweifellos in den Sedimenten der Madiyi-Formation zum Beginn des Jung-Proterozoikums. Eine geochemische Charakteristik und genetische Vorstellungen über die schichtgebundenen Goldanreicherungen im Jiangnan-Gürtel lieferten MA, D.S. & LIU, Y.J. (1992) sowie MA, D.S. & LEHMANN (1994) für die Au-Sb-W-Anreicherungen in den Lengjiayi- und Banxi-Sedimenten.

Den Vorstellungen von LEHMANN (1994) über die Entwicklungstrends von Erzlagerstätten in der postarchaischen Erde folgend, ergäben sich glaubhafte Erklärungen für unsere regionalen Lagerstättenhäufungen. Demnach sollte an den Einfluss von Aufschmelzungsprozessen vor allem in der Unterkruste, durch Platznahme von Schmelzen in der Oberkruste und an die durch thermische Einflüsse aktivierten Auslaugungsprozesse gedacht werden. Die Bedeutung der Komponente Wasser, als Formationswasser, meteorisches und Meerwasser, im Rahmen von Hydrothermalsystemen und der wichtige Einfluß salinarer Fluidphasen als Transportmedium wird hervorgehoben.

Vulkanische Ereignisse sind im Großbereich der Jiangnan-Subduktionszone in Form von submarinen Effusivgesteinen und zahlreichen Tuff- und Tuffit-Zwischenschichten reichlich bekannt. Sie charakterisieren klar die extrusiven Vorgänge in Teilabschnitten des geosynklinalen Sedimentationsraumes.

Desgleichen bezeugen geochemische Ergebnisse die Metallkonzentration auf bestimmte Teilgebiete, so etwa am Beispiel Gold. Spurenelementuntersuchungen haben im Bereich verschiedener Au-Lagerstätten in proterozoischen Meta-Sedimenten einen gehobenen Grundwert für Gold ergeben. Gegenüber niederen Grundwerten in der Lengjiayi-Formation (2,88 ppb), in der Banxi-Gruppe (5–14 ppb in der Madiyi-Formation und 5,21 ppb in der Wuqiangxi-Formation) und in der Jiangkou-Formation des Alt-Siniums (1,83 ppb) (ZHANG, B.C., 1992) bieten die unmittelbaren Nebengesteine der bekannten Au-Lagerstätten doch angedeutete Anomalien. So lauten Angaben für grüngraue Sericitschiefer im jüngeren (erzhöflichen) Abschnitt der Lengjiayi-Gruppe: 16,7 ppb, für purpurrote Karbonatschiefer der Madiyi-Formation: 14–21 ppb, für graue Kiesel-schiefer und sandige Schiefer der Jiangkou-Formation (Alt-Sinium): 16,7 ppb.

Eine bemerkenswerte Aussage auf Grund der Spurengelhaltsanalytik besteht weiters darin, dass die in allen diesen präkambrischen bis sinischen Serien zwischengeschalteten vulkanischen Gesteine bzw. vulkanogenen Sedimente einen auffallend höheren Au-Background aufweisen: z.B. in der Lengjiayi-Gruppe die basische Lava in der Anjiang- und in der Yuanling-Region mit durchschnittlich 260 ppb Au, tuffitisch-sandige Schiefer der Au-Lagerstätte Huangjindong 40–60 ppb (JIANG, Z. et al., 1996) sowie einige basische Laven und schichtige Tuffite ebenfalls in der Lengjiayi-Gruppe mit Au-Gehalten bis zu einigen ppm!

Diese Feststellungen über erhöhte Au-Grundwerte in einigen stratigraphischen Abschnitten läuft also einigermaßen konform mit den sichtbaren, stratigraphisch definierten Horizonten mit Lagerstättenbildungen.

Über die Genese der Vielfalt von Goldlagerstätten der Erde gibt es eine Reihe auch von neueren Arbeiten auf der Grundlage von geochemischen Daten und Experimenten. Die Ansichten über konkrete Lagerstättenbeispiele differieren zum Teil noch beträchtlich und die Einteilung der

Au-Lagerstätten war aus diesem Grunde bis vor kurzem noch nicht befriedigend. 1984 versuchten R. SAAGER und H.J. SCHNEIDER anlässlich einer GDMB-Lagerstättentagung über Edelmetalle (GDMB-Schriftenreihe 1986) das komplizierte und unübersichtliche Thema zusammenfassend auf der Grundlage der neueren geowissenschaftlichen Erkenntnisse neu zu klassifizieren und in ein besseres genetisches System zu bringen.

Vorweg würde der polymetallische Sulfid-Au-Typ Woxi nach der Einteilung von SAAGER (1986, S.9) eventuell in seine Gruppe 4 „Vererzungen (meist submikroskopischer Goldpartikel) in karbonatischen Peliten, Sandsteinen und Quarziten“ passen. Dieser Typ wird von SAAGER auch als „M.G.C. (micron disseminated gold in carbonates) Erz“ bezeichnet. Als Beispiele werden die Lagerstätten „Carlin, Gold Acres, Maggie und Cortes in der Basin Range Province der westlichen USA“ genannt. Man könnte aber auch der Ansicht sein, der Typ Woxi sei dem Typ 3: „Goldführende gebänderte Eisenformation der Sulfid-, Oxid- und Karbonatfazies und damit vergesellschaftete eisenreiche chemische Sedimente (fast ausschließlich in Greenstone Belts)“ zuzuordnen.

Für Vermutungen über die Metallherkunft sind aber die von SAAGER und SCHNEIDER gegebenen Ausführungen über die bevorzugte Au-Bindung an mafische Komponenten und basische Magmen von Bedeutung: Ausführungen, die auf die Publikationen mehrerer Autoren Bezug nehmen, so z.B. SHCHERBAKOV (1967), GOTTFRIED et al. (1972), SAAGER (1973a,b), KEAYS & SCOTT (1976), SAAGER (1982), SAAGER et al. (1982), KEAYS (1984).

Nach der Übersicht von SAAGER (1986) liegen die Au-Gehalte mit Mittelwerten in Biotit und Amphibol etwa um 4 ppb, in Pyroxen bei 12 ppb, Magnetit 4–15 ppb, im Gegensatz zu Quarz 1–2 ppb, K-Feldspat 0,5–4 ppb, Plagioklas 4 ppb. Daraus resultieren die mittleren Au-Gehalte in Intrusivgesteinen, nämlich für Gabbro 4–6 ppb, intermediäre Gesteine um 3 ppb, Granodiorite 1–3 ppb und für Granite ca. 1–2 ppb.

Eine enge Beziehung von Gold ist zu Sulfidmineralen, besonders Pyrit bekannt, was wegen der in diesen Fällen besonderen Reaktionsfähigkeit als wichtig erachtet wird, im Hinblick auf die Erfassung von Au durch zirkulierende Hydrothermen und damit für sekretionäre Entstehung von Au-Vorkommen (SAAGER 1986). Bemerkenswerte experimentelle Ergebnisse über die elektrochemische Bindung von Gold an Pyrit, Arsenkies und Kupferkies legten neuerdings MOELLER & KERSTEN (1994) vor.

Für uns sehr aufschlussreich ist die Aussage von SAAGER, dass am Beispiel des Kaapvaal Kratons, Südafrika, die Metavulkanite aus Greenstone Belts auffallend höhere Au-Gehalte, >7 ppb erbrachten, gegenüber auffallend niedrigeren Gehalten für Granite <2,4 ppb. SAAGER (1986, S.16) vermutet weltweite Gültigkeit dieser Befunde, so dass man eine Erklärung dafür hätte,

„dass frühpräkambrische primäre Goldvorkommen fast ausschließlich in den Greenstone Belts und nicht in den sie begleitenden Graniten auftreten.“

SCHNEIDER (1986, S.27) sieht für endogene Bereiche als „geochemische Goldquelle ... generell nur die basischen bis ultrabasischen Mantelderivate, mit Schwerpunkt im Präkambrium.“

Im Zuge der von SCHNEIDER (1986, S.28) empfohlenen „Korrektur der ‚klassischen‘, in vielen Lehrbüchern noch fest verankerten Ansichten“

kommt auch unser genetisches Ergebnis über die polymetallische Goldlagerstätte Woxi als Beitrag sehr gele-

gen. Die Lagerstätten des Typs Woxi mit der komplexen Paragenese fallen in die genetische Gruppe „Primärgold“ (Berggold) im Zusammenhang mit vulkanischen Ereignissen und weiterhin mit metamorphogenen Mobilisaten. Laut (SCHNEIDER 1986, S. 28, 29) also eine

„komplexe mehrphasige geologische Entwicklung, die im Detail viel komplizierter abläuft, als bislang bekannt ist.“

SCHNEIDER weiter:

„Generell scheinen nur zwei primäre, geologisch sehr verschiedenartige, magmatische Wurzeln als ‚geochemische Goldquellen‘ zu existieren, die in jedem Falle Mantelderivate bzw. deren hybride Abkömmlinge repräsentieren. ... Die erdgeschichtlich ältesten und quantitativ bedeutendsten Goldlieferanten sind Kieserze, vorherrschend Pyrit, Magnetkies und Arsenkies, in den präkambrischen Greenstone Belts und der mit ihnen häufig vergesellschafteten ‚Banded Iron Formation‘.“

Aus unseren Untersuchungen ergaben sich in stratigraphischer und petrographischer Sicht für Woxi zweifelsfrei genetische Zusammenhänge zwischen den primären Erzlagern und basischen „Grünschiefern“, die zusammen mit oft Hämatit als Tuffite Zeugen von nahen oder fernerer submarinen basischen Effusionen darstellen.

Ausfällung und Anreicherung der Erze, Entstehung der Erzlager

Sichere Grundlagen für lagerstättengenetische Aussagen stellen die mineralogischen und sedimentologischen Gefügedaten der Woxi-Erzlager dar. Im Abschnitt 5.7.8. wurde mit mehreren Beispielen der gemeinsame schichtige und feinschichtige Aufbau des Sedimentes mit Erz und Nebengestein beschrieben. Hier soll nun die Gefügeform der Komponenten und ihre Anlagerungsart erklärt werden. Während der Hauptanteil der Nebengesteinskomponenten in Form von Sericit, Chlorit und siltigem, psammitischem Quarz als Detritus eingeschwemmt und mechanisch angelagert, diesfalls „abgelagert“ wurde – dazu allerdings auch chemische Anlagerung von kieseliger Substanz, etwas Karbonat, wenig Chlorit und Sericit –, sind sämtliche Fremdminerale des Erzes primär chemisch angelagert und angereichert worden.

Der wesentliche Gefügeunterschied in der Sedimentation zwischen Nebengestein und Erzlagern – hier fast nur chemische Anlagerung, dort weit überwiegend mechanische Ablagerung von Mineraldetritus – und dazu das mineralogisch und petrographisch völlig andere Aussehen, mag Ursache so mancher Fehleinschätzung sein, dass das Erz nachträglich, also selektiv epigenetisch in das Gestein oder Sediment gekommen sei. Wir beleuchten daher den Vorgang der chemischen Anlagerung von mineralischen Stoffen.

Dass die Metallsole infolge der Dichteunterschiede im Wasser trotz der anfänglich hohen Temperatur der Hydrothermen im Wasser im Bodenbereich konzentriert bleibt, ist eine gesicherte Annahme. Außerdem muss die augenblickliche Durchmischung der heißen Hydrotherme mit dem kalten Tiefenwasser berücksichtigt werden. Es muss damit gerechnet werden, dass bei entsprechender Konzentration der homogen-dispersen Therme bereits Kristallkeime in den Zufuhrwegen gebildet worden sind. Aber noch wahrscheinlicher ist die Ansammlung von kleinsten kristallinen Konfigurationen in Form von Keimen in der bodennahen Zone der Metallsole. Daraus konnten im Zuge des Kristallgitterbaues verschiedene Minerale

separiert oder gemeinsam an Masse, Umfang und Gewicht zunehmen und schließlich bei Erreichen eines bestimmten Gewichtes unter dem Einfluss des Schwerfeldes den relativ kurzen Weg an die Sedimentbauzone, in dieser Situation also als mechanische Anlagerung, zurücklegen.

Natürlich ist aber vor allem damit zu rechnen, dass Keimbildung, gefolgt von Wachsen der Kristalle, auch unmittelbar an der Bauzone am Meeresboden stattfinden konnte und dass sowohl Einzelkriställchen als auch Kristallaggregate in Form von Krusten oder Rasen kristallisierten und in dieser Form zur Anreicherung gelangten (vgl. die zahlreichen Angaben von TUFAR).

Da in einem derartigen Ausfällungsmilieu neben dem von Nahkräften diktierten Kristallwachstum mit der Entstehung von Kristallen auch das Erdschwerfeld einwirkt, wird man in einem verschieden wasserreichen Grenzbe- reich Schlamm/Wasser schon ursächlich z.T. mit „unsauberen“, verschwommenen Grenzen der Laminæ rechnen müssen. Um so mehr überzeugt schließlich, wenn mitunter im heutigen Gestein deutliche Feinschichtung durch extern ausgeschiedene Erzminerale erhalten ist.

Für häufige Fälle ist auch noch mit diagenetischem Weiterwachsen von Kristallen oder überhaupt mit einer häufigen Mitbeteiligung frühdiagenetischer Kristallite im wasserreichen Schlammmilieu zu rechnen. Das ist aber meist auf Grund des Gefüges erkennbar. So sind etwa in monomineralischen Korngefügen nest- und wolkenförmige, insbesondere durch Kristallvergrößerung auffallende Teilbereiche häufig als frühe diagenetische Sammelkristallite zu bewerten. Auch die oft zonaren Rhomboederchen-Kristallisationen von Ankerit und Dolomit erweisen sich mit dem Wachstumsbeginn oft als Ausscheidung einer frühen Sedimentbildungsphase.

Nicht nur das Nebengestein sondern auch der chemische Lagenbau des Erzes ist fallweise durch Erosion und nachfolgende Auffüllung eines Reliefs gekennzeichnet, mit Schrägschichtung, auch mit Polarität und geopetaler Anlagerung; Gefüge, die als typisch sedimentär zu beurteilen sind.

Schließlich interessiert der mechanische Eintrag von Detritus während der betont chemischen Anlagerung der Erzkörper. Er ist nachweisbar. Er findet sich hauptsächlich in Form von Sericit, spärlich Chlorit, eventuell Rutil als Interngefüge im Erz. Aussagekräftig sind suturförmig in s durchziehende oder schemenhaft nach der Schichtung zu verfolgende Sericitfilme als *si* (s-intern) in chemisch ausgefällten Mineralaggregaten; auch stationär und zonar als Verunreinigung in Pyrit und Karbonat eingebaute Mikrolithe von Sericit und Quarz gehören dazu. Die in solchen Porphyroblasten als Einschlüsse vorkommenden *si*-Gefüge sind syndiagenetischer Entstehung. Bezug nehmend auf submarine Gleitungen und Resedimentation durch Abgänge von Schlammlawinen und Turbiditbildungen sind unsere Sedimente nicht im regressiven, sondern progressiven Abschnitt des Sedimentationsbeckens aufgebaut worden.

Es ist damit zu rechnen, dass mit dem Ende eines jeden, für sich ersten Anlagerungsvorganges bereits unmittelbar nachfolgend im frühdiagenetischen Stadium Veränderungen eintreten konnten: Veränderungen durch sedimentogene Ereignisse wie mechanische Erosion, Zergleiten, Fragmentierungen, wie sie in den Abschnitten 5.7.4., 5.7.5. und 5.7.7. erwähnt sind. Auch mit chemischen Veränderungen ist zu rechnen: Peptisation, Lösungserosion, eventuell damit verbundene „chemische Resedimenta-

tion“, die allerdings mangels Identifizierung des Aufgelöstes mit dem Neukristallit nicht nachweisbar ist. Ein Teil der mineralisierten oder sogar vererzten Spalten und Fugennetze im unmittelbaren Grenzbereich der Erzlager und in diesen selbst sind syndiagenetisch einzuordnen. Das überrascht, denn man neigt allgemein dazu, Kluft- und Faltenbildungen in verschieferten metamorphen Gesteinen der mechanischen Metamorphose zuzuordnen. In der Lagerstätte Woxi brachten aber manche Gefügekonstellationen entscheidende Merkmale früher sedimentaufbauender Stadien, die trotz nachfolgender metamorphogener mechanischer Überprägungen eine Zuordnung gewisser vererzter Mineralgänge zu einem syndiagenetischen Stadium beweisen. Auf solche Erkenntnisse aufbauend wird man künftig der Suche nach syndiagenetischen Verformungen auch in Metamorphiten größere Beachtung schenken.

Alle diese möglichen und zum Teil nachweisbaren Veränderungen im chemisch reaktionsbereiten Milieu, vermutlich durch hydrothermalen Metallnachschub, periodisch oder zeitweise kontinuierlich, erneuerten die Metallsole und führten schon genetisch frühzeitig zu Umgestaltungen im kristallisierten Gefüge des Erzsedimentes.

Wenn hier wieder auf für sedimentpetrographisch geschulte Lagerstättenwissenschaftler banale Ereignisse aufmerksam gemacht wird, so deshalb, weil seit Jahrzehnten (in den Sammelwerken von AMSTUTZ, 1964; AMSTUTZ & BERNARD, 1973; RAMDOHR, 1975; WOLF, 1976; KLEMM & SCHNEIDER, 1977; AMSTUTZ et al., 1982; WAUSCHKUNH et al., 1984) zwar erzmineralogisch-petrographische Entwicklungen beschrieben wurden, aber der wissenschaftliche Fortschritt teilweise in Zweifel gezogen oder missverstanden wurde.

Postdiagenetische Weiterentwicklung und Metamorphosen der Lagerstätte

Im Rahmen der postdiagenetischen Weiterentwicklung unserer schichtigen Lagerstätten wurden die vielfältigen Sedimentgefüge durch Orogenesen und Metamorphosen noch komplizierter in Mitleidenschaft gezogen und werden die Deutungen der Genese noch weiter erschwert. Dass die Regionale Thermo-Dynamometamorphose durch die einwirkenden, veränderten chemisch-physikalischen Bedingungen im Gesteins- und Erzkomplex sehr unterschiedliche Auswirkungen zeigen, ist zu erwarten. Bekanntlich eilt die Metamorphose in vielen Erzparagenesen der Gesteinsmetamorphose voraus. Die Reaktionsbereitschaft der Erz- und Begleitminerale verhält sich allerdings unterschiedlich, weshalb bei den mineralogisch-petrographischen Untersuchungen die reaktions-trägen Vertreter Pyrit und Arsenkies bei der Suche nach Reliktgefügen möglichst alter Bildungsstadien als aussagekräftige Minerale besondere Beachtung fanden.

Die Untersuchungen (Kap. 5.7.3., 5.7.4., 5.7.7., 5.7.8.) brachten das Ergebnis, dass in den submarin gebildeten Schichterzkörpern ausschließlich eine isochemische Metamorphose zur Auswirkung kam. Die ursächliche Erzparagenese wurde mineralogisch nicht verändert, sofern man von gelegentlichen Neubildungen in Nebengesteinsanteilen des Erzes absieht: z.B. die Sprossung von Chlorit und Sericit, die aber den Chemismus des Erzes nicht wesentlich beeinflusst haben. In der Hauptsache wurden im Erz nur Umkristallisationen mit Kornvergrößerungen ausgelöst, also Sammelkristallisationen, Weiterwachsen von z.B. Pyritidioblasten und Quarzkristallen. Auch die

Kristallisation von zartem Hämatitpigment in den Kernen der Fe-hältigen Karbonat-Porphyrblasten, wie z.B. in Ankerit, sind als eine Reaktion durch Metamorphosebedingungen zu erklären. Diese dürfen aber nicht mit den aus der Sedimentmatrix als *si*-Gefüge übernommenen geregelten Hämatitkriställchen verwechselt werden! Die nicht besonders häufige Kristallisation von Baryt und Apatit, die wir als Gefügepartner von jüngsten Erzkristalliten beschrieben haben, ist nicht durch neue Stoffzufuhr, sondern durch Mobilisation von schon im Primärerz enthaltenen Verbindungen zu erklären.

Die Umkristallite der durch die mehrmaligen Metamorphoseereignisse gebildeten Erze waren natürlich zwangsläufig auch den mechanisch deformierenden Ereignissen der Orogenesen ausgesetzt. Daraus resultiert das oft komplizierte Wechselspiel von Kristallisation und Deformation. Die besonders verformungsbereiten Komponenten, wie z.B. Antimonit, auch Quarz, und von den Nebengesteinsanteilen Sericit und Chlorit, liefern zu diesem Thema reichliche und zum Teil komplizierte Beispiele.

Die im Erz und Nebengestein sehr oft nachweisbare Transversalschieferung, einscharig und mehrscharig, hatte nicht nur auf das mechanische Verhalten und den Zustand des Felsverbandes beträchtlichen Einfluss, sondern bot für die durch die Metamorphose in Gang gesetzte Mobilisation durch die Fluide eine bevorzugte Wegsamkeit für den Stoffaustausch. Es ist bemerkenswert, dass die Mobilisation der sedimentären Erzparagenese in den Schichterzkörpern in den überwiegenden Fällen nur Umlagerungen und Neu-Vererzungen im Nahbereich der primären Metallanreicherungen zur Folge hatten. Natürlich sind dadurch in Teilbereichen auch Zerkluftvererzungen von wirtschaftlichem Nutzen zustande gekommen, aber diese stehen doch mit einem Erzlager in überblickbarer Verbindung. Vergleichsweise sei an die Ergebnisse von NIEDERMAYR & SCHROLL (1983) über die Verteilung von W in Gesteinen der „Hohen Tauern“ (Ostalpen) und Zusammenhänge mit den Mineralisationen der „Alpinen Klüfte“ erinnert, wobei auch die vulkanogen-sedimentäre Herkunft der Spurenmetalle W, Mo, Sn und Be diskutiert wurde.

Aber die intensiven Umkristallisationen in den Erzkörpern, an Ort und Stelle, mit Beibehaltung ihrer ursprünglichen Anlagerungsform, jedoch veränderter Korngestalt sind als Folge der durch T- und P-Erhöhung ausgelösten Reaktionen je nach Mineral mit unterschiedlicher Intensität zu beurteilen. Auch die oft angeführten Alterationen in den Nebengesteinen von Erzkörpern sind wenigstens zum Teil als Auswirkungen metamorphogener Einflüsse zu erwähnen.

Für die Weiterentwicklung der proterozoischen Erzkonzentrationen in Form von Schichterzkörpern standen also immense Zeiträume zur Verfügung. Eine Anzahl von Orogenesen und Metamorphosen sind nach den Kenntnissen chinesischer Fachleute als wichtig einzustufen. Auf die Wichtigkeit der wässrigen Fluidphasen infolge ihrer Trägerfunktion bei magmatogener, sedimentärer und metamorphogener Lagerstättenbildung macht LEHMANN (1994) aufmerksam.

Zunächst sollte in der Jungproterozoischen Ära der Basementkomplex der Lengjiyaxi-Sedimente und der bisher sedimentierten Banxi-Sedimente durch die Xuefeng-(Wuling-)Orogenese und -Metamorphose vor allem eine mechanische Beeinflussung der bisher vorliegenden Gesteine und Erze durchgegriffen haben, während nach Auffassung chinesischer Wissenschaftler der

chemisch-metamorphosierende Einfluss nur die Stufe der unteren Grünschieferfazies erreicht haben dürfte. In großen Störungszonen vermutet man durch vermehrte Fluid-Tätigkeit auch stärkere Umwandlungen. Das unterschiedliche Ausklingen der Xuefeng-Orogenese wird in das Jung-Proterozoikum gelegt. Wir sind nicht in der Lage, auf der Grundlage unserer regional nur bescheiden ausgedehnten tektonischen Gefügeanalyse diese sehr alten faltenden Verformungen aus den tektonischen Gesamtprägungen analytisch herauszulösen.

Für eher unbedeutend hält man den Einfluss der Kaledonischen Orogenese und Metamorphose in unserem Forschungsgebiet.

Im Laufe der Indosinischen Ära wird einer Orogenese in der Triaszeit Bedeutung beigemessen. Die berühmte, schichtgebundene, im Devon enthaltene größte Antimonitlagerstätte Xikuangshan (Kap. 7.) wurde erstmals in dieser Phase von tektonischen Formungen erfasst. Es wird vermutet, dass der Kontinentalrand des Yangtze-Kratons aber nur von schwachen tektonischen Aktivitäten betroffen wurde.

Große Bedeutung wird aber einer jüngeren mesozoischen, genauer der Jura- bis Kreidezeit zugeordneten Yianshanischen Orogenese und Metamorphose beigemessen, in deren Gefüge auch starker Plutonismus und Vulkanismus in Erscheinung trat. Die Überschiebung der Südchinesischen Platte wird in die Oberjura-Zeit datiert. Als Folgen dieser bedeutenden Gebirgsbildungsphase werden auch starke Sedimentdiskordanzen erwähnt. Mehrphasige Verformungen sollen von der Unter- bis Oberkreide stattgefunden haben. Es ist also anzunehmen, dass unser Lagerstättenraum von diesen Ereignissen ein drittes Mal wahrscheinlich beträchtlich überprägt wurde.

Eine im südasiatischen Gebiet jüngste noch gebietsweise wirksame Himalaya-Orogenese in känozoischer Zeit, verursacht durch den nach Norden gerichteten Anschlag der indischen Platte an den Laasa-Block, war zwar im SW-chinesischen Raum wirksam, wird aber für unser Arbeitsgebiet in Hunan als unbedeutend bezeichnet.

Nach diesen heute vertretenen geologischen Ansichten über die tektonogenetische Entwicklung von SE-Asien sollten also zumindest drei Gebirgsbildungs- und Metamorphose-Phasen das umfangreiche proterozoische Sedimentpaket mit Vulkaniten, Plutoniten und Lagerstätten überprägt haben. Die mineralogisch-petrographische Bearbeitung unseres Lagerstättenmaterials führt zu einer ähnlichen Aussage. Damit würden sich auch relativ selten zu beobachtende, makroskopisch wahrnehmbare, sich kreuzende B-Achsenlagen in Form von Lineationen, als Feinfältelung auf den Hauptschieferungsflächen decken. Allerdings haben wir zu wenig im Aufschluss eingemessene Probestücke zur Verfügung, so dass wir keine verlässliche Aussage daran knüpfen können. Bei den Haupterzmineralen und deren Begleitern sind nach der Identifizierung von Deformationen und Kristallisationen meist drei oder vier, bei Quarz fünf Kristallisationsgenerationen auf Grund der Gefügekongfiguration festzustellen.

Pyrit und Arsenkies liefern im heute vorliegenden Erz als reaktionsträge Kriställchen im Allgemeinen die besten Befunde über ihre ursächliche sedimentäre Gefügeposition. Deshalb wurden diese Vertreter auch häufig als „Vergleichsmaßstab“ herangezogen, wenn andere, leicht mobilisierbare Teilgefüge wegen zu starken Gefügedformationen und Umkristallisationen ihr nicht mehr nach-

weisbares, ursprüngliches Gefüge zu weitgehend verändert haben.

Allerdings darf nicht übersehen werden, dass auch Pyrit und Arsenkies von Mobilisationen und lokalen Stoffwanderungen betroffen wurden, wozu es im Kap. 5.7.7.2. eine Reihe von Beispielen für Alterationen gibt. Die Verheilung von Mikrozerrfugen bis zu wirtschaftlich akzeptablen Gangvererzungen von Meternausmaßen sind schließlich anschauliche Beispiele für Mobilisation des präexistierenden Erzbestandes in den Schichterzkörpern. Die größten beobachteten Ausmaße betragen Mächtigkeiten bis 1,50 m und den Kluftverlauf bis zu einigen Zehnermetern. Von praktischem Nutzen für den Bergbau sind Erzgänge mit Scheelit, Antimonit und dem diskreten Goldgehalt, begleitet von vorherrschend Quarz, daneben Dolomit, Ankerit und akzessorisch Baryt, Apatit.

Stoffumlagerungen durch Lösungen sind also weit verbreitet. Ein beträchtlicher Anteil der Netzwerkvererzungen, die meist zusammen mit einem stratiformen Erzlager in räumlichem Zusammenhang stehen, bilden als schichtgebundener Erzkörper eine Einheit. Die gefügemäßige Unterscheidung von netzförmig fugenvererzten Nebengesteinen und netzförmig ruptuell zu Erzbreccien deformiertes Erz, gegebenenfalls mit nachfolgender chemischer Zementation, sind sinnvoll zu unterscheiden. Es handelt sich dabei teils schon um syndiagenetische, großenteils aber wohl um postdiagenetische Deformationsbreccien, z.T. um Sonderfälle wie Inhomogenitätsbreccien und um synmetamorphe Deformationsbreccien. Die genetische Klassifizierung der Kluftmineralisationen basiert auf den Gefügemerkmalen verschiedener Größenordnungen. Sie trägt wesentlich zum Verständnis der Weiterentwicklung der Lagerstätte durch die Metamorphose bei.

Die Umwandlung des Erzes durch die mechanische und chemische Metamorphose war sehr viel auffallender als die des Begleitgesteins. Das ist eine logische Aussage, weil die chemische Reaktionsbereitschaft in Erzen allgemein, aber mit unterschiedlichen Reaktionen, gut bekannt ist. Die starke Sericit- und Chlorit-Beteiligung in den Nebengesteinen fördert die Anlage ausgeprägter Schieferungsflächen. Die stets sehr deutlich ausgeprägten Hauptschieferungsflächen decken sich häufig mit Schichtflächen. Oft übertreffen Scherflächensysteme verschiedener Orientierung die Schichtung an Deutlichkeit. Das führt in den Fällen mit lagemäßig differierenden Schicht- und Schieferungsflächen zu Irrtümern und fatalen Fehlinterpretationen des stratigraphischen und tektonischen Felsverbandes. Die Schichtung des ursprünglichen Sedimentes kann also durch Transversalschieferungen derart verwischt sein, dass eine makroskopische Beurteilung fallweise unmöglich ist. Die Klärung der Sachlage ist dann nur an Hand orientiert im Aufschluss entnommener Probestücke möglich.

Diese geschilderten Deformationen haben analog auch die Erzkörper erfasst. Die Auswirkungen im Großen sind aber durch die farblich gut gekennzeichnete Erzschichtfolge viel besser erkennbar - ein Vorteil für den Bergbaubetrieb. Als ausgezeichnete Beispiele können schichtdiskordante mineralisierte Gänge angeführt werden, die infolge affiner oder nicht affiner Zergleitung an Scherflächen zu Scherfalten deformiert sind. Die Deformationsfolgen im Kleinen erschweren auch dem Fachmann oft die exakte Erklärung der Genese einzelner Lagerstättenteile. Erst die Untersuchung von Kleinbereichen einschließlich mikroskopischer Hilfsmittel und die Erfahrung von Wissenschaftlern verhelfen zu wirklichkeitsnahen Interpretationen

und entschuldigen so manche, nach unserer Vorstellung nicht akzeptable genetische Aussagen über die diskutierten Lagerstätten.

Antimonit und Quarz der Erzlager verraten mit ihren vielen generationsverschiedenen Korntypen die mehrfache Folge von Deformationen und Kristallisationen. Ein häufiges erstes Anzeichen von isophaser Umkristallisation, oft schon im diagenetischen Entwicklungsstadium begonnen, sind Kristallisationsnester mit Kornvergrößerung und verändertem Gefüge. Diese Umkristallisation in Form einer Sammelkristallisation greift oft auch mit flächiger Verbreitung um sich, wobei sie im Falle laminar unterschiedlicher Reaktionen im monomineralischen Feinschichtverband als Lagenbau nachweisbar erscheint. Dieser häufige Fall von Abbildungskristallisation stellt also z.B. eine „Verdrängung von Antimonit durch Antimonit“ dar oder eine „Platzergreifung von jüngerem in älterem Antimonit.“ In ähnlicher Form verändert auch Quarz sein Gefüge, z.B. Quarzit nach Fein Quarzit. Diese Umkristallisationen haben natürlich einen verändernden Einfluß auf das Korngefüge zur Folge.

Die Auswirkungen der mechanischen und chemischen Metamorphose auf das Calciumwolframat Scheelit sind weitgehend anderer Art. Der Nachweis älterer, ursprungsnäherer, reliktischer Korngefüge in jüngeren Kristalliten ist relativ selten zu erbringen. Aber immerhin bestehen in grobkörnigen und oft tafeligen Scheelitkristallen feinkörnige Relikte in Form von dichtgepackten isometrischen Teilchen der Feinheit 0,04–0,14 mm.

Die Verformungsbereitschaft von Antimonit und Quarz bei orogenetischen mechanischen Beanspruchungen kommt im mikroskopischen Übersichtsbild mit auffälligen Deformationsgefügen zum Ausdruck. Bei Antimonit ist die Tektonitregelung zweifellos durch die kristallographisch bekannten Eigenschaften einer Druckzwillingsslamellierung (einfache Schiebung) nach einer Fläche der Zone von (010) zu (001) und die Translation nach (010) mit Verschiebungsrichtung [001] (RAMDOHR, 1975, S. 13, 759) gefördert. Mit der Translation hängt nach RAMDOHR (1975, S. 63) eine „sehr auffällige, aber noch nicht restlos geklärte Erscheinung“ der sogenannten „Zerknitterungsslamellierung“ zusammen. Oft starke undulöse Auslöschung im polarisierten Auflicht macht ebenfalls auf die häufigen und leicht erzwungenen intragranularen Gitterdeformationen aufmerksam.

Am auffälligsten sind die in die jeweilige Hauptschieferungsfläche gestaltlich eingeregelteten Antimonitindividuen, eine Folge belteropor beeinflusster metamorphogener Umkristallisation (Abb. 76, 77, 78, 176). Verbiegungen heterometrischer Kristallite durch Fältelung von Erzteilbereichen innerhalb von Großfalten von Erzlagern ergänzen das Gesamtbild der faszinierenden Verformungen. Neben den bruchlosen Kristalldeformationen in den laminaren Gleitflächen des Erztektionitgefüges ist bei Antimonit, vor allem an größeren undulösen Kristallen auch Kataklyse zu beobachten, wobei sich die vollkommene Spaltbarkeit nach (010) z.T. sicher auch fördernd auswirkt.

Schließlich ist noch auf die feinen Antimonit-Rekristallite Bezug zu nehmen. Sie sind zum Unterschied von typisch laminar angeordnetem Kristallgrößenwechsel nicht als Relikte von Vorstadien zu erklären, sondern als meist flächig-dünne, feinstkörnige Rekristallisationsaggregate, die an Scherflächen im geschlossenen Antimonit-Korngefüge gebunden sind. Mitunter sind sie auch in den Intergranularen größerer Antimonitgefüge entwickelt. Paradebeispiele für diese Rekristallisationserscheinungen,

ie als Wiederherstellung eines unbeschädigten Kristallgitters nach starker mechanischer Beanspruchung zu verstehen sind, liefern außer Antimonit auch die Quarzteilegefüge im Erz. Solche Rekristallisate stellen die jüngsten Zeugen von Mineralneubildungen dar.

Im Gegensatz zu diesen infolge hoher Empfindlichkeit leicht auszulösenden bruchlosen Deformationen bzw. Kristallisationen bei Antimonit und Quarz verhält sich der Scheelit gittermechanisch konträr. Im Scheelit-Anteil des Erzes herrscht die vom Kristallgitter unabhängige kataklastische Fragmentierung von tafeligen Großkristallen weitaus vor. Dennoch sind auch Anzeichen von bruchlosen Verbiegungen solcher Großkristalle zu dokumentieren.

Die diskrete Verteilung des in der Lagerstätte angereicherten Goldes ist, wie im Kap. 5.7.3.1.6. erörtert ist, in allen bisher bekannten Erzlagern, aber in inhomogener Form bekannt. Die Art und Form des Auftretens des ged. Goldes mit nichtfigurierten, meist krypto- und mikrokristallinen Einzelkörnern und Korngruppen als Einschluss besonders in Pyrit und Antimonit, aber auch in Quarz und Sericitaggregaten, sowie in Mikrofugen von Pyrit entspricht den von diesem Edelmetall bekannten Daten. Darüberhinaus sprechen die durch die Mikrosondeanalysen ermittelten Daten für inhomogene, durch submikroskopische Einschlüsse verursachte Au-Gehalte in den Witsmineralen. Das chemisch und mechanisch leicht mobilisierbare Metall ist also auf den von Gold bevorzugten Wegen in den Gefügepartnern zu erwarten. Das Gold bildet im Erz als Spurenmetall einen Partner in der Paragenese. Seine ursprüngliche Herkunft lenkt aus eingangs erwähnten geochemischen Überlegungen mit einiger Wahrscheinlichkeit auf Zusammenhänge mit basischen Effusionen.

Nachdem wahrscheinlich mindestens drei orogenetische Hauptphasen den proterozoischen Lagerstättenkomplex erfasst und mechanisch metamorphosiert haben, lässt sich das Ineinandergreifen von Deformationsphasen und die Auswirkungen auf die Erzkörper unschwer erahnen. In der Gesamtbeurteilung der Lagerstättenentwicklung muss darauf also ernsthaft Rücksicht genommen werden, um nicht einer einseitigen Interpretation über die Erzplatznahme zu verfallen. Der genetischen Einstufung der Kluffmineralisationen kommt in der genetischen Interpretation der Lagerstätte angemessene Bedeutung zu. Vererzte Klüfte sind in keinem der uns bekanntgewordenen Fälle als Lösungszufuhrkanäle für die Erstanlage der Lagerstätte Woxi zu interpretieren. Abgesehen von syndiagenetisch angelegten Rupturen und ihre streng genommen schon epigenetische Auskristallisation bilden also die Kluffvererzungen aller genetischen Typen mit einem Teilbestand jüngerer Mineralisationen.

Nach unserer Erklärung der submarinen Genese der Lagerstätte ist aber dennoch der möglicherweise zufällige Fund eines Lösungszufuhrkanals im derzeit noch unbekannten Lagerstättenareal nicht auszuschließen. Es müsste sich um konkrete oder diskrete Wegsamkeiten handeln, die den metallhaltigen Lösungen einen bevorzugten Weg durch die mächtigen Sedimente des proterozoischen Meeresbodens ermöglicht haben.

Die im Detail doch sehr komplizierte Genese der polymetallischen Lagerstätte Woxi mit mehrfachen Beeinflussungen durch Orogenesen sowie mechanische und chemische Metamorphosen ist auf Grund unserer Untersuchungen im Großen gesehen dennoch als relativ einfach gestaltete, verständlich umgeformte, schichtgebundene Erzanreicherung zu verstehen. Sie ist ursprünglich als

submarine Metallanreicherung am Meeresboden des Jungproterozoikums in mehreren zeitlichen Phasen entstanden und im Laufe der sehr langen erdgeschichtlichen Zeiträume durch Orogenesen und Metamorphosen modifiziert worden.

5.10. Praktische Lagerstättenkundliche Hinweise für den Bergbau

In den praxisnahen Wissenschaften sollte es ein vornehmes Anliegen sein, die erarbeiteten Ergebnisse der Grundlagenforschung, auf dem Weg über die angewandte Forschung, schließlich der wirtschaftlichen Praxis zielgerecht zur Verfügung zu stellen. Es war von vorneherein unsere Absicht, zum attraktiven Forschungsthema über die Entstehung der größten derzeit bekannten W- und Sb-Anreicherungen auf der Erde, mit dem geschätzten Nebenprodukt Gold, neben der wissenschaftlichen Verpflichtung auch Aussagen in bergwirtschaftlicher bzw. montanwirtschaftlicher Sicht zu bieten. Als Hauptanliegen in diesem Rahmen gilt, dem Bergbau mit montanologischen Erkenntnissen für den derzeitigen Erzabbau sowie für die Prospektion und Exploration dienlich zu sein.

Nun ist also nach den umfassenden Untersuchungen, ausführlichen Beschreibungen des Felsbaues der Region Woxi, insbesondere der Lagerstätte, und den daraus resultierenden wissenschaftlichen Ergebnissen die praktische rohstoffgeologische Aussage fällig.

Als Grundlage dienen:

- 1) Die primär schichtgebundene Erzanreicherung in mehreren lithostratigraphisch definierten Horizonten.
- 2) Lokale schicht- bzw. bankungsgebundene, aber keine weiträumig wirkende sekundäre Stoffwanderung von Metallen aus den schichtigen Erzlagern in das Nebengestein.
- 3) Intensive Großfaltenbildungen im km- und 100er-m-Ausmaß sowie in Kleinbereichen, im Allgemeinen unter Beibehaltung der schichtigen Position der Erzlager im Nebengestein.
- 4) Scherklüfte verschiedener Scharensysteme, die den Schichtverband samt den Erzlagern verwerfen. Zudem führen z.T. mehrere Schieferungssysteme zu Zergliederungen des Gesteins- und Erzverbandes.

Hiezu sind folgende Empfehlungen zu geben:

Zu den Punkten 1) und 2)

- a) Die präzise Schichtgebundenheit der Erzkörper in Form von „Erzlagern“ (Schichterzkörper) erfordert eine weitgehende, wenn möglich präzise Kenntnis der lithologischen schichtigen Gesteinsabfolge mit Ausnützung von Leitschichten. Leitschichten sind in Form von purpurrot-schwarzgrauem Hämatitquarzit und von hell-grünlichgrauem Sericit-Quarzitschiefer vorhanden. Dieser helle Schiefer bildet weit verbreitet das Erzträgergestein. Geringmächtige linsenförmige Chloritschiefer-Zwischenlagen bilden bereichsweise zusätzliche Hinweise.

Nötigenfalls sind störungsfreie Querschnitte (quer zum Schichtstreichen) zur Aufklärung der feinstratigraphischen Schichtfolge in den verschiedenen Bergwerksbereichen anzulegen. Eine genaue Detailkartierung mit Vermessung wäre zu empfehlen, um die Gesteinsabfolge mit ihren möglichen Variationen im erzhöflichen Bereich präzise kennenzulernen und in einem Säulenprofil darstellen zu können. Diese Notwendigkeit ist

im Falle weiterer Aufschließungen vor allem im stratigraphischen Abschnitt der Erzlager 1–4 zu empfehlen, das sind rund 130 m der Madiyi-Formation. Die erfolgreichen Aufschließungen weiterer Erzlager in den vergangenen Jahren, die sowohl im Liegenden bis 230 m unter dem Erzkörper V2 noch die vorläufig als schwach eingestuft Erzlager V5 und V6 als auch drei Erzlager der so genannten „Blinderzkörper“-Serie erbracht haben und die Neuentdeckung der Erzlager V7 und V8 200–230 m im Hangenden von Erzkörper V4, geben große Hoffnung, dass die Lagerstätte im Gesamten noch nicht gänzlich bekannt ist. Als Hoffnungsraum sollte man zumindest den gesamten Abschnitt bis zu der in der Bergwerksskizze als „SLG“ eingezeichneten, offenbar markant ausgebildeten grüngrauen Tuffit-Leitschichte annehmen. Als Grundlage ist eine mineralogische Prospektion von Bachsedimenten (Scheelit, Antimonit, Pyrit, Gold), fortgesetzt als geochemische Prospektion, zu empfehlen.

- b) Die stratiforme Einordnung der Erzschieben und die schicht- bzw. bankungsgebundene Position von verzerrten Zerrklüften im unmittelbaren Nahbereich der Erzlager sowie die Netzwerkverwerfung verlangt für den Erzabbau dieselbe praktische Vorgangsweise: nämlich die Ausrichtung der Erzlager in jeder technisch durchführbaren Richtung, das heißt im Streichen und Einfallen.

Eine abbautechnisch andere Voraussetzung ist durch die selteneren, abbauwürdig verzerrten diskordanten Erzgänge mit relativ kurzer flächiger Ausdehnung gegeben: vor allem wegen der schichtdiskordanten, mehr oder weniger steilen Lage, aber auch wegen nicht vorhersehbarer Abbauwürdigkeit. Die Frage der Abbauwürdigkeit könnte durch kurze Kernbohrungen (mit geologischer Information) oder Voll-(Schmant-) Bohrungen (nur mineralogische und chemische Information) vorerkundet werden.

Zu Punkt 3

Die genaue Kenntnis der faltenden und rupturrellen Deformationen im Lagerstättenbereich ist Voraussetzung für eine kostengünstige Abbauplanung. Diese Informationen können durch eine tektonische Gefügeanalyse erworben bzw. erweitert werden.

Die oft beobachteten, in Plänen von Woxi eingetragenen und diskutierten Erzansammlungen in den Falten-scheiteln verdienen Beachtung. Zu berücksichtigen ist zunächst einmal, dass im Lagerstättenfeld Woxi die groß-tektonischen Hauptfaltungen mit NE-geneigten Faltenachsen geprägt sind. Das bedingt rein geometrisch durch den Schnitteffekt eine, im horizontalen Schnitt zur Geltung kommende, nur scheinbare Materialverdickung in den Falten-scharnieren allein durch den Schnitteffekt.

Die Material- und somit auch die Erzverlagerung in die Bereiche der Falten-scheitel und eine Abnahme in den Faltenflügeln ist auf Grund von mechanischen Teilbewegungen in allen Größenordnungen theoretisch und praktisch bekannt. Wir können am Beispiel von Biegegleitungen in Kleinbereichen diese Tendenz zur Erzverlagerung, verursacht durch Zergleitung an Scherfugenscharen (Transversalschieferung), anführen.

Schließlich ist in manchen eng aneinandergedrückten Faltenflügeln von Biege-falten eine Breccierung des Begleitgesteins eingetreten, so dass in dem entstandenen Kluft- und Fugennetz eine Vererzung durch Abwanderung aus der schichtigen Erzansammlung zustandekommen konnte.

Zu Punkt 4

- a) Die stratiformen und bankungsgebundenen Erzführungen sind von verschiedenen Scherklufsystemen zerschnitten und verworfen. Die Klufscharen sind symmetrologisch den tektonischen Formungsakten zuordenbar. Nach den erst wenig ausgereiften Kenntnissen der tektonischen Situation scheint aber ein großer Teil der Verwerfer als *h01*-Scherklüfte dem Hauptfaltensystem zu entsprechen. Diese Zergleitungen des Felsverbandes sollten in der Richtung rechtwinkelig zur Faltenachse als Abschiebungen oder Überschiebungen verlaufen sein.

In *hko*-Lage entwickelte Scherklüfte („Diagonalklüfte“) sollten mit der Bewegungstendenz rechtwinkelig zur tektonischen Koordinate *c* bewegt worden sein. Somit könnte die Ermittlung der Verwurfsrichtung im Falle abgescherter, verlorengegangener Erzkörper, mit einiger Treffsicherheit vorhersagbar sein. Die Verwurfsweite allerdings ist nur nach den lokalen lithostratigraphischen Gegebenheiten (Feinstratigraphie) abzuschätzen.

- b) Der Woxi-Hauptverwerfer „F1“ schneidet die Lagerstätte, genauer gesagt die Schichten der Madiyi-Formation, samt einem Teil der Erzlager spitzwinkelig ab. Dies bedingt lokal eine mechanische Verschleppung des Erzes entlang der Störung bzw. Störungszone. Möglicherweise ergibt sich dadurch eine lokale Abbauwürdigkeit. Zusätzlich wäre eine Lösungsumlagerung der Metalle entlang der Kluft theoretisch möglich. Ob eine solche tatsächlich nachweisbar ist, vermögen wir nicht zu bestätigen. Jedenfalls bringt diese klufttektonische Situation die Möglichkeit lokaler sekundärer Erzkonzentration im Störungsbereich. Die F1-Störungszone ist aber nicht als primärer Metallzubringer für die Lagerstätte zu bewerten. Dieselbe Beurteilung trifft auch für die anderen kleineren Verwerfer in der Lagerstätte zu, allerdings mit reduzierter Bedeutung.

Die Voraussetzung dafür, dass der F1-Verwerfer eine bereits submarine Zufuhrspalte für erzbringende Lösungen gewesen sei, ist theoretisch wohl gegeben. Aber praktische Hinweise liegen bisher nicht vor, weshalb auch keine Exploration zu empfehlen ist.

Zu Punkt 5

Zur Frage der Fortsetzung von Erzlagern und der Lagerstätte ist wie folgt Stellung zu nehmen:

Erzlager bzw. die schichtgebundenen Erzkörper nehmen nach der bisherigen Bergbaupraxis bekanntlich an Mächtigkeit und Intensität des Erzgehaltes im schichtigen Verlauf zu oder ab und keilen auch aus. Hiefür waren zum Teil heute nicht mehr nachweisbare Ursachen maßgeblich: Ursachen, die mit der Topologie und mit dem geochemischen Milieu, gesteuert von Metallzufuhr, Strömungen, Metallkonzentration, Redoxpotential, pH-Wert, Wassertemperatur u.a., zusammenhängen.

Für den Hoffnungsbau ist natürlich das Ausrichten der erzhöflichen Schichten bzw. Schichtbänke nach dem lithostratigraphischen Schema zu empfehlen. Im Falle nicht vorhandener oder verlorengegangener Leitschichten sollte eine Überprüfung der stratigraphischen Lage durch kurze Querschlüsse versucht werden.

Im Falle tektonischer, abscherender Ursachen oder schichtparalleler Zerschierung und Zerstörung von Erzlagern durch eine Scherklufscharen sind die symmetrologisch-tektonogenetischen Kenntnisse für das Wiederauffinden der Erzschieben zu nützen.

Im Falle von Tiefbohrungen für lithologisch-stratigraphische Zwecke ist nach Möglichkeit mit Kernbohrungen zu arbeiten, um eine genaue geologische Dokumentation zu ermöglichen. Das ist vor allem bei Untersuchungen in neuen Gebieten zu empfehlen. Bei Aufschließungen in schon genügend bekannten Arealen der Lagerstätte kann für die geologische bzw. petrographische Erkundung mit Registrierung von Erzkörpern auch die Vollbohrung und Untersuchung des Bohrschmantes genügen.

Die Frage nach weiteren oder analogen Fortsetzungen des Lagerstättentyps Woxi ist im Grunde genommen mit der Aufzählung schichtgebundener jungproterozoischer

W-, Sb-, oder Au-Lagerstätten monometallischer oder polymetallischer Zusammensetzung beantwortet. Da anzunehmen ist, dass die geologisch-petrographischen und mineralogisch-geochemischen Erkundungen schon weitgehend abgelaufen sind und auch einige positive Ergebnisse erzielt wurden, kann abschließend die Vermutung zum Ausdruck gebracht werden, dass die Gesamtsituation im metallogenetischen Gürtel, der durch N-Hunan verläuft, günstig zu sein scheint und die Chancen für weitere Entdeckungen abbauwürdiger Lagerstätten in stratigraphisch zeitgleichen Gesteinsabfolgen günstig liegen.

6. Andere altersähnliche proterozoische Lagerstätten der Provinz Hunan

6.1. Gold-Erzlagerstätte Huangjindong (Lengjiayi-Gruppe, Mittel-Proterozoikum)

6.1.1. Übersicht

Die Lagerstätte Huangjindong (Abb. 237), einer der wichtigen Bergbaue in der Provinz Hunan, liegt im äußersten Nordosten der Provinz, im Grenzbereich zur Provinz Jiangxi, ca. 55 km Luftlinie östlich von Pingjiang bzw. 130 km Luftlinie nordöstlich von Changsha. Die Entfernung auf der Straße beträgt 190 km von Changsha.

Geologisch handelt es sich um den E-Teil des niedergebrochenen, abgesenkten Changshou-Beckens. Die Gegend liegt etwa zwischen den NE-verlaufenden Gebirgszügen Jiuling Shan (1.625 m ü.d.M.) und Mufu Shan (1.596 m ü.d.M.). Das Lagerstättenfeld nimmt eine Fläche von etwa 150 km² ein. Der Bergbau liegt ungefähr in einer Höhenlage zwischen 150 und 450 m ü.d.M..

Der Bergbau begann schon vor rund 300 Jahren und wurde mit oftmaligen Unterbrechungen bis in die heutige Zeit mit einer derzeit täglichen Förderung von 150 t Erz betrieben. Der Abbau der Erze reicht derzeit in eine Teufe von über 400 m. Aufbereitung, Flotation und Laugung finden an Ort und Stelle statt.

Die aufgeschlossenen Gesteine im Lagerstättenfeld gehören größtenteils dem jüngeren Teil der Lengjiayi-Gruppe des Oberen Mittel-Proterozoikums sowie im Ostteil der überlagernden Kreideformation an. Der stratigraphisch jüngere Teil der Lengjiayi-Gruppe wird weiter unterteilt in einen oberen und unteren Abschnitt, in welchem die meisten der Lagerstätten enthalten sind. Die Kreidesedimente bestehen aus sehr mächtigen kontinentalen Rotsandsteinen und Konglomeraten.

In dieser Lagerstättenregion gibt es drei Lagerstätten: Jinmei, Jintang und Yangshanzhuan (Abb. 237) und außerdem 15 derzeit bekannte Goldvorkommen, die zwar prospektiert, aber noch nicht aufgeschlossen sind.

Von N nach S werden drei Mineralisationszonen unterschieden:

- 1) Taoyuandong – Shenaoli – Lengshuijing. Es handelt sich um eine Au-Sb-Zone.
- 2) Xujiadong – Jintang – Yangshanzhuan, eine Au-As-Mineralisationszone.
- 3) Jimucuo – Huangshagang, eine Au-Mineralisationszone.

6.1.2. Lithostratigraphischer Schichtaufbau

Die erzführende untere Abfolge der oberen, jüngeren Lengjiayi-Gruppe besteht aus einer Serie von grauen bis schwarzen Tonschiefern (Sericitschiefer).

Nebengesteine der Erzkörper weisen einen Au-Gehalt von 19,3–62,9 ppb und einen As-Gehalt von 47,5–313,0 ppm auf. Diese Gehalte liegen also beträchtlich über den Clarke-Werten (4,3 ppb Au; 1,7–5 ppm As) und stellen signifikante Anomalien dar. Im östlichen Hunan, wo diese Au-Lagerstätten auftreten, schwankt der Au-Gehalt in den prädestinierten Gesteinshorizonten der Lengjiayi-Gruppe um 1,9–4,1 ppb, mit dem Durchschnitt bei 3,7 ppb, der As-Gehalt um 12,7–26,7 ppm, durchschnittlich 17,2 ppm. Im Großraum liegen allerdings die Gesteinswerte für Au und As im Normalbereich. Deshalb vermuten einige Experten, dass die Nebengesteine der Lagerstätten die ursächlichen Muttergesteine dieser Metalle gewesen sind und erst nachfolgend in jüngeren zeitlichen Phasen zu Lagerstätten angereichert wurden.

6.1.3. Tektonische Prägungen

Die Hauptverformungen bestehen im zentralen Lagerstättenareal in der Prägung von E–W-axialen Faltungen mit größeren und kleineren Antiklinalen und Synklinalen mit überkippten süd-vergenten Faltenflügeln und entsprechend N-fallenden, z.T. inversen Gesteinsfolgen. Die Grundrissübersicht vermittelt den Eindruck einer schwachen Versenkung im östlichen Gebiet und einer unterschiedlichen Achsendrehung im W auf WNW–ESE, wobei diese Änderung auf eine regional wirksame Schleppung an einer bedeutenden SW–NE-verlaufenden Scherklüft zurückzuführen ist. Als charakteristisch werden auch achsenparallel streichende, also „Längsklüfte“ genannt. Diese stark entwickelte Klüftgruppe entspricht im tektonischen Bauplan den *h01*-Scherklüften mit Relativsinn der Bewegung B. Ein Teil dieser Gleitungsbahnen fällt mit dem N-fallenden Schichtverband zusammen. Vor allem zwei SW–NE-Verwerfer anderer tektonogenetischer Herkunft lassen überregionale Bedeutung erkennen: Eine dieser wahrscheinlichen Horizontalzergleitungen führte offensichtlich zum Verwurf des Lagerstättenfeldes, die andere Klüft zum tektonischen Nebeneinander von Proterozoikum und Kreide. Man gelangt also zur Erkenntnis, dass die Lagerstättenkörper und der Nebengesteinskomplex allgemein von Zerschörungen betroffen wurden. So kontrollieren die Störungen die „Erzgänge“, welche sowohl als Lagergänge als auch als stoffdiskordante Gänge zu bewerten sind. Man findet die Notiz, dass die „Erzgänge“ parallel zu den Faltenachsen verlaufen. Im Überblick betrachtet weist der Bereich Großfalten mit km-Ausmaßen auf. Sie alle bilden den tektonischen Rahmen dieser Au-Lagerstätten und Vorkommen.

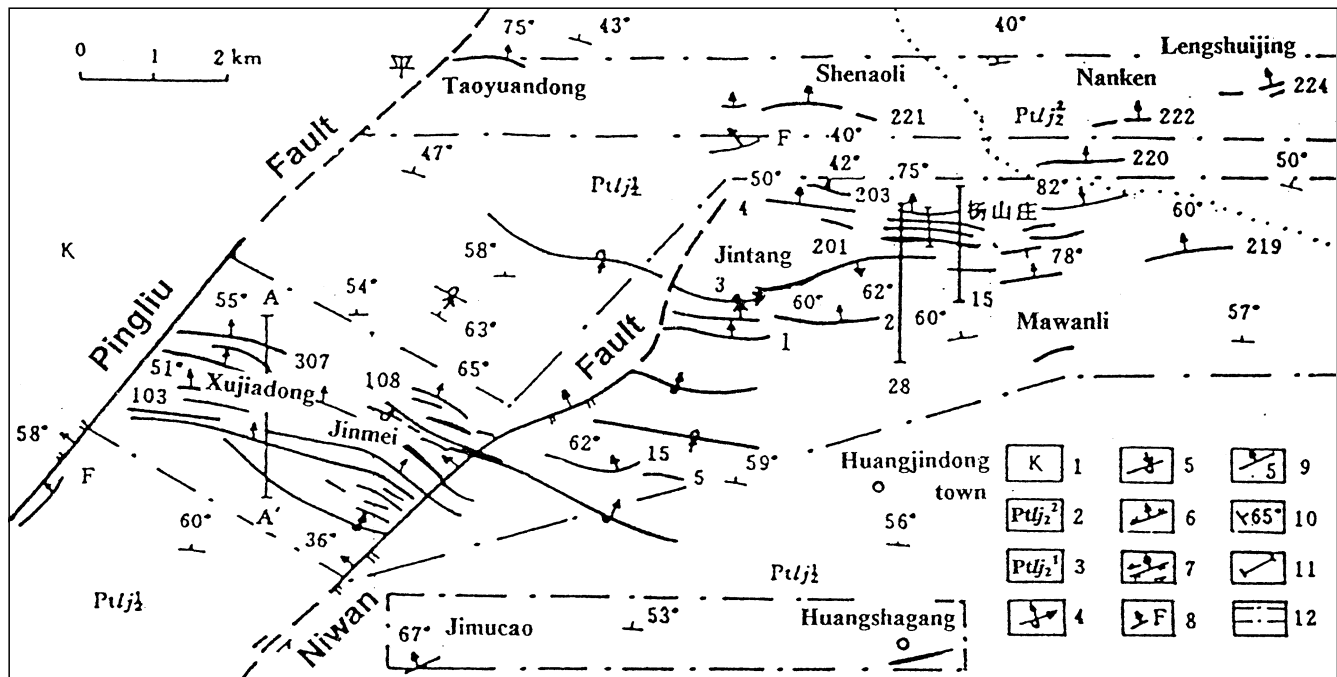


Abb. 237.

In der Lagerstättenregion Huangjindong mit zahlreichen entdeckten Goldvorkommen sind derzeit drei Bergbaue in Betrieb.

Übersicht der Lagerstätte, geologisch-tektonische Skizze (vereinfacht nach den geologischen Teams 16, 421 und 402 der Provinz Hunan).

1 = kretazische Sandsteine und Konglomerate; 2–3 = oberer Abschnitt der Lengjiaxi Gruppe (Ptlj₂¹: Sericitschiefer mit zwischengeschalteten sandigen Schiefern, Ptlj₂²: sandige Schiefer mit zwischengeschalteten Sericitschiefern); 4 = überkippte Antiklinale; 5 = überkippte Synklinale; 6 = Scherkluft; 7 = widersinnige Scherkluft; 8 = undefinierte Scherkluft; 9 = Erz-„Gang“ mit Nummer.

Die Aussagen in bisherigen Berichten, dass die drei Klufscharen mit NNE–SSW-, NE–SW- und NW–SE-Streichen die „Erzgänge“ verwerfen, erlaubt die Aussage postmineralischer Bewegungen. Die Verwurfsweiten werden als kurz angegeben; sie betragen z.B. am größten Verwerfer, an der Nivan-Störung, nur 20–70 m. Die Reicherzkörper sind jedenfalls von der Klufftektonik im Hinblick auf Verwürfe weitgehend abhängig. Das wirkt sich z.B. in der starken Lageveränderung von erzführenden Schichten im Streichen und Fallen mit Verbiegung der Erzlager aus. Bemerkenswerte Beobachtungen gibt es insofern, als im Falle starker Schichtverbiegungen samt den Erzlagern die Au-Anreicherungen im Bereich der Faltenstochel stärker sind als im ungefalteten Bereich. Das gilt auch für verbogene, diskordante erzführende Gänge. Scharungslinien als Schnittlinien von Störungen erweisen

sich nach der Bergbaupraxis ebenfalls als prädestiniert für Erzanreicherungen. Desgleichen sind brecciierte Störungszonen und manche Kleinscherklufscharen im Nahbereich von Erzgängen weitere bevorzugte Bereiche für Erzplatznahmen, die sich in vielen Fällen auch mit Erz-Imprägnationszonen umgeben. Der Felsverband im Gesamten, mit Nebengestein und Erzkörpern, lässt außer den makrotektonischen Deformationen bemerkenswert intensive, z.T. mehrscharige Transversalschieferungen bis in den Mikrobereich erkennen.

6.1.4. Charakteristik der Erzkörper

Die Erzkörper der Goldlagerstätte Huangjindong bestehen nach der Bezeichnung einheimischer Fachleute aus „Erzgängen“ im weiteren Sinne und netzförmigen Quarz-Gold-Anreicherungs-zonen sowie aus Quarz-Gold-„alterierten“ Schiefergesteinen i.w.S., also Imprägnationszonen. Es handelt sich um linsenförmige Körper sowohl innerhalb des Schichtverbandes als auch der Erzgänge (Abb. 238).

Die Position von Erzkörpern ist weitgehend vom Kluffgefüge abhängig, weil sich ja die Erzführung disloziert und prädeformativ erweist. Am auffälligsten ist aber



Abb. 238.

Sedimentäre Schichtung des Metasedimentes. Überprägungen durch oft mehrere Transversalschieferungen sowie Scherklüfte verwirren das Aufschlussbild und führen z.T. zu Fehlinterpretationen.

die NW–SE-Lage von Anreicherungs-zonen, mit Eintau-chen nach beiden Seiten, sowohl nach NW als auch nach SE, woraus Zusammenhänge mit Lineargefügen der Fal-tenachsen erkennbar sind. Das Verhältnis der oblongen Anreicherungskörper mit Breite zur Länge kann mit 1 : 2 bis 1 : 4 angegeben werden. Diese nicht nur hier erkannte Tatsache hängt mit den Zergleitungen des Gefüges im Kleinbereich und rein geometrisch mit Schnitteffekten zusammen. Bei Biegegleitungen und Scherfallen sind derlei Stofftransporte, Stoffverschiebungen, also Anrei-cherungen und Verminderungen bekannt. Die besondere Beweglichkeit von Gold ist bekannt.

Die Erzparagenese ist in der Hauptsache einfach zu-sammengesetzt: ged. Gold, Arsenkies und Pyrit; im Detail aber auch komplex, denn dazu sind überall ein wenig Bleiglanz, Zinkblende, Kupferkies, Antimonit, Ma-gnetkies und spurenhaltig ged. Antimon, Bournonit und in Verwitterungszonen Senarmontit zu finden. Hauptgang-art ist Quarz, weniger Calcit. Weiters können Chlorit, Turmalin und Feldspat als zur Paragenese gehörig er-wähnt werden. In den Erzkörpern sind durchschnittlich 3–4 % Erzminerale vertreten. Im Jahresdurchschnitt be-trägt das Au-Ausbringen nach Werksangaben 3–4 ppm.

Die Verteilung des Erzes ist lagig-„gebändert“, netz-förmig, disseminiert, auch brecciiert, selten massig-derb (Abb. 239, 240, 241).

Chemisch beurteilt weist das Golderz mit <1 % einen niedrigen S-Gehalt auf, was auf den geringen Gehalt an Sulfiden in der Paragenese zurückzuführen ist.

Das Gold kommt hier in gediegener Form als Element vor. Als Goldträger sind aber auch Pyrit, Arsenkies, Kupferkies, manchmal auch Quarz erkannt worden. In diesen kommt Gold zumindest als mik-rooskopischer und submikroskopischer

Einschluss vor. In der Lagerstätte Jintan beträgt der Au-Gehalt z.B. auf Grund zahlreicher analytischer Un-tersuchungen im Pyrit: 216–640 ppm, im Arsenkies: 186–476 ppm und im Kupferkies: 748 ppm.

In manchen Lagerstätten dieser Region, so in Yang-shanzhuang und Jintan, sind auch bläuliche Quarze mit interessantem Aussehen mit 5,71 ppm Au festgestellt worden.

Die Au-Gehalte in den genannten Au-Wirtsmineralen sind allerdings sehr unterschiedlich und von der Kristall-größe, der Form und dem Gefüge abhängig, was unter an-derem auf verschiedenen alte Mineralgenerationen schlie-ßen lässt.

Die chinesischen Forscher unterteilen die Erzminerali-sation in vier Stadien:

- 1) Quarz-Dolomit-Stadium (305°C).
- 2) Quarz-Arsenkies-Pyrit-Stadium, dazu Gold mit durch-schnittlich 4–5 ppm, maximal 21,7 ppm (260–265°C).
- 3) Quarz-verschiedene Sulfide-Gold-Stadium: Aus-scheidung der Hauptmenge Gold, durchschnittlich 5–10 ppm Au im Erz, z.T. auch makroskopisch wahr-nehmbar. In der Paragenese mit Arsenkies, Pyrit, Zinkblende, Kupferkies, Bournonit (250° C).
- 4) Quarz-Stadium, ohne Gold. Im Quarz selten Pyrit, Do-lomit, Calcit (240°C).



Abb. 239.
Die Begleitung von Schichterzkörpern (Erzlager) durch das Erzträgergestein Quarzit (grauweiß) ist als typisch zu bezeichnen.



Abb. 240.
Quarzitlager als Erzträgergestein mit Sericit-Zwi-schenlagen und tektonische Überprägung durch transversale Schieferung.

Abb. 241.

Anreicherung von z.T. kataklastischem Arsenkies (weiß): einer der Goldträger im Erzquarzit (grauschwarz) mit Sericit (schwarz) von Huangjindong. Pol. Anschliff, 1 Nicol. Natürl. Größe $0,93 \times 0,62$ mm.



Über Besonderheiten der genetischen Analytik ist im Teil 5.8.2.3., 5.8.2.4.1., 5.8.2.4.2. und 5.8.2.4.4. unter „Huangjindong“ berichtet.

6.1.5. Genetische Ansichten

Derzeit sind hauptsächlich zwei verschiedene Interpretationen aktuell, wobei man wohl besser von „Meinungen“ spricht, da mit Ausnahme von LIN, F.C. (1988) kaum ernsthafte Forschungen zu Grunde liegen.

a) Die Entstehung der Lagerstätte wird in eine nahe Beziehung zur regionalen Thermo-Dynamo-Metamorphose in Zeit und Raum gebracht. In gebändertem Quarzit sieht man häufig einen feinen stofflichen Lagerbau, welcher generell der Schichtung des ursprünglichen Sedimentes entspricht und auf die lamierte Mitbeteiligung von Pyrit und Arsenkies zurückzuführen ist. Diese Beobachtungen erklärt ein Teil der Wissenschaftler zwar als Hinweis auf schichtgebundene ursprüngliche Metallgehalte als Voranreicherung, sieht aber eine Mobilisation infolge der Metamorphose und Stoffwanderung für einen neuerlichen, jüngeren Erzabsatz, wodurch es schließlich zur heutigen Lagerstättenbildung in „Gängen i.w.S.“ gekommen sei. Die Metamorphose wird mit der Xuefeng-Orogenese in Zusammenhang gebracht und deshalb die Lagerstätte in der derzeitigen Form als synmetamorph-syntektonisch, ausgelöst durch Fluide (H_2O , CO_2), beurteilt. Als Temperatur der Erzausscheidung werden $188\text{--}467^\circ\text{C}$ angegeben (LIN, F.C., 1988). Wenn auch die Vererzung in dieser jüngeren, sekundären Platznahme in „Gängen“ als syntektonisch mit der Xuefeng-Orogenese bezeichnet wird, so ist am Befund häufiger kataklastischer Pyrite und Arsenkiese mit Fugenverheilung durch Quarz sowie an den postkristallinen Zerschörungen der E-W- bis WNW-ESE-verlaufenden „Erzgänge“ durch NE-Verwerfer doch auch eine nachfolgende Scherungstektonik offensichtlich.

b) Eine andere genetische Theorie rechnet mit der Existenz eines vorangereicherten oder diffus verteilten Metallbestandes in der Yashi-Formation und dessen Mobilisation durch meteorische Wässer, sodann mit einer wegsamkeitsbevorzugten Neuausscheidung in Klüften. H- und O-Isotopenuntersuchungen haben nämlich ergeben, dass die Fluide eine dem Regenwasser entsprechende Zusammensetzung zeigen. In diesem Fall wird mit einer erdgeschichtlich lange andauernden und in mehreren Stadien erfolgten Erzausscheidung, z.B. vom Kambrium bis in die Trias gerechnet – Vererzungsphasen, die kluftektonisch vielfach gestört wurden. Die Erzausscheidung entspräche nach dieser Vorstellung nicht einem zeitlichen Zusammenhang mit der Regionalmetamorphose.

Nach unserem Kurzbesuch der Lagerstätte steht uns freilich keine gewichtige Stellungnahme zur Genese zu. Aber es sei uns erlaubt, einige Anmerkungen auf Grund

unserer genaueren Studie der Lagerstätte Woxi vergleichsweise zu geben. Immerhin liegen im Lagerstättenfeld Huangjindong auch flächig-schichtgebundene und mit dem Nebengestein gemeinsam verformte Erzkörper vor. Mit dieser grundlegenden Kenntnis sollte der Frage nach der ursächlichen Metallanreicherung in offenbar lithostratigraphisch definierten Positionen größere Aufmerksamkeit gewidmet werden. Nachdem es sich um eine polymetallische und mit großer Wahrscheinlichkeit um eine polymetamorphe Lagerstätte zu handeln scheint, können Paragenesen und Kristallisationsstadien nicht ohne minerogenetische und gefügepetrographische Detailuntersuchungen für eine Aussage über eine einmalige Lagerstattengenese zugrundegelegt werden. Nach dem von uns für möglich gehaltenen komplizierten Entwicklungsgang der Lagerstätte dürften z.B. die Aussagen über Bildungstemperaturen und Paragenesen einer der letzten, also jüngsten metamorphogenen Mineralausscheidung, entsprechen.

Wenn in den Ausführungen bisheriger Bearbeiter von schichtigen „Voranreicherungen“ die Rede ist, so sollte man nicht nur an diffuse und weit verstreute Metallgehalte in den Sedimenten denken, sondern auch die im schichtigen Verbande des Nebengesteins entwickelten Erzlageregänge als die Zeugen primärer, syngenetischer Lagerstättenbildung vermuten dürfen. Wir betonen „vermuten dürfen“, weil selbstverständlich Gefügemerkmale hiezu erst zu erbringen wären.

Die vorhin erwähnten Au- und As-Anomalien in den unmittelbaren Erznebangesteinen (Tab. 15) stützen wohl auch unsere Auffassung, aber es könnte sich dabei nur um einen Metallhof um ein ursprünglich schichtiges Erzlager handeln, welches heute nach metamorphogenen Umkristallisationen als „Lagergang“ noch stratiform erhalten ist.

Für eine nähere Stellungnahme sehen wir uns ohne einen Arbeitseinsatz auf tektonische und gefügepetrographische Probleme nicht befugt.

6.2. Au-Sb-Erzlagerstätte Longshan (Unteres Sinium, Jiangkuo-Formation)

Lage, Erz, Bergbau

Diese metamorphe polymetallische Lagerstätte liegt ca. 50 km nordöstlich der Stadt Shaoyang, bzw. 40 km ESE von Lengshuijiang, etwas südwestlich vom zentralen Hu-

nangebiet, östlich des Xuefeng-Gebirges, in einer steil ansteigenden Gebirgsregion. Die Entfernung von Changsha beträgt 140 km Luftlinie in SW-Richtung, bzw. 290 km auf der Straße. Es ist das Gebiet der Zentral-Hunan-Depression im Jiangnan-Block. Die Lagerstättenregion liegt etwa zwischen 500 und 1.513 m ü.d.M., Aufschlüsse der Erzkörper über 900 m. Die Lagerstätten-Grundrissfläche beträgt 17 km².

Die Metallparagenese besteht aus Sb, As, Fe, Cu, Pb und Au in Form der Minerale Antimonit, Pyrit, Arsenkies, wenig Fahlerz, Kupferkies, Bleiglanz, Zinkblende, Wolf-ramit, Spuren von ged. Antimon und ged. Gold, begleitet von Quarz, Calcit, Dolomit, Fe-Karbonaten und Baryt.

Vor dem Jahr 1950 wurde nur Antimonerz abgebaut. Seit 1974 bestanden aber so viel sichere Nachweise von Au-Gehalten im Erz, dass man damals begann, auch das Gold zu verwerten.

Stratigraphie

Die ältesten Gesteine dieses Lagerstättenraumes gehören dem Sinium-Abschnitt, also dem jüngsten Proterozoikum an. Sie sind überlagert von Kambrium, Ordovizium, Silur, Devon, Karbon, Perm, Trias und Kreide (Abb. 3).

In der Alt-Sinium-Sedimentabfolge unterscheidet man eine Nantou-Formation, eine Liantou-Formation und die Jiangkuo-Formation. Nur diese ältesten, schwach metamorphen Sedimente der Jiangkuo-Formation beinhalten die Lagerstätte. Deshalb sieht eine weitere, genauere Unterteilung vier Abschnitte vor. Das sind vom Jüngeren zum Älteren:

- Zaj 2-4: 510 m mächtig, graugrüne geröllführende, sandige Tonschiefer mit Zwischenlagen von Sericitschiefer. Diese Gesteine enthalten relativ viel grobkristalline Pyritwürfel.
- Zaj 2-3: 415 m mächtig, dunkelgraue bis grauschwarze geröllführende, sandige Tonschiefer mit grauen bis grüngrauen geröllführenden sandigen Schiefern und Sericitschiefern. Diese Abfolge ist durch die vorwiegend dunkle Farbe und reiche Geröllführung auffallend.
- Zaj 2-2: 440 m mächtig, graugrüner geröllführender, sandiger Tonschiefer mit linsenförmigen Zwischenschichten von Feldspat-Quarzsandstein.
- Zaj 2-1: >440 m mächtig, graugrüner geröllführender, sandiger Tonschiefer mit Zwischenschichten von graugrünem Sericitschiefer, purpurrotem geröllführendem Sandstein und graugrünen bis roten vulkanischen Breccien, Konglomeraten und Tuffit.

Sämtliche 22 bisher festgestellten Erzkörper in der Jiangkuo-Formation sind in den Sedimentabschnitten Zaj 2-2 und Zaj 2-1, also im ältesten Sinium enthalten. Damit ist grob gesehen eine auffällige, gewisse zeitliche Gebundenheit an eine rund 900 m mächtige Sedimentabfolge gegeben.

Tektonik

Die lokale Tektonik ist durch eine SW-NE-verlaufende Sattelfalte mit ca. 30 km streichender Länge geprägt. Aber im weiteren Rahmen liegt das Gebiet in der zentralen Hunan-Depression, die von mehreren Störungssystemen modifiziert ist. Die Sedimente des Sinium nehmen den zentralen Bereich der Faltenkulmination ein und variieren mit Schichtstreichen und Fallen in weiten Grenzen entsprechend der tektonisch-symmetrologischen Gestaltung. Und demnach bilden die darüber folgenden Ablage-

rungen des Paläozoikums im Kartengrundriss eine ovale Umrandung des Siniums. Perm-, Trias- und Kreide-Sedimente sind nur im NW und SE des Großraumes erhalten.

Die ursprüngliche Schichtung der Sinium-Sedimente ist meist schlecht oder im Aufschluss überhaupt nicht zu identifizieren. Hingegen ist die Schieferung überall ausgeprägt und kennzeichnet das schwach metamorphe Gestein entweder mit schichtparalleler Überprägung ($ss = s_1$) oder vielfach auch mit einscharigen und mehrscharigen Transversalschieferungen. Die metamorphen mechanischen Überprägungen erschweren die tektonische Deutung und geben zu Fehlinterpretationen in wissenschaftlicher und bergbaulicher Sicht Anlass. Dazu gehört auch die umstrittene Erklärung der Lagerstättengese und die gefügemäßige, genetische Bewertung der Erzkörper.

Wir können infolge unseres nur kurzen Besuches des Bergbaues zu vielen der anstehenden Probleme daher nur in bescheidener Form Stellung nehmen.

Faltungen und Kluftsyste sind in der Depression allgemein deutlich und ausschlaggebend für das Gefügerelief der Landschaft mit SW-NE-Achsen entwickelt. Große Störungssysteme werden mit SW-NE-Verlauf angegeben und drei davon hervorgehoben: Die Taojiang-Chengbu-Störung, Ningxiang-Xinning-Störung und die Hengyang-Lingling-Störung. Wir erlauben uns die Vermutung auszusprechen, dass es sich bei diesem Kluftsyste um, genetisch gesehen, *h01*-Scherklüfte handelt, zuordenbar zur B-Achsenlage mit 40–50° (NE-)Streichen. Die Achsenfläche der Faltung wird mit Vertikalstellung bzw. steilem W-Fallen angegeben. Die Achsenneigung beginnt beidseits der Kulmination mit flachem Fallen und nimmt im weiteren Verlauf beidseits zu.

- a) Eine für die Erzführung sehr wichtige Störungszone ist mit WNW-ESE-Verlauf markiert. Die cm- bis einige-m-breiten linsenförmigen Erzkörper dieser mit 70–80° steil einfallenden Erzgangschar sind einige hundert bis 2.000 m im Streichen bekannt. Es handelt sich offenbar um mineralisierte Zerrklüfte, die postkristallin als Scherklüfte nachbewegt wurden. Bis zu cm-dünne Tonbeläge an den glatt konturierten Bewegungsflächen bezeugen auffällig die nach der Gangvererzung erfolgte Zerschierung. Zwei Haupterzkörper und drei kleinere Erzlinen machen die Gangschar zum derzeit wichtigsten Lagerstättenabschnitt.
- b) Eine Kluftschar fällt mit Streuung 53–85° nach NW ein. Diese Klüfte verlaufen etwa in der Richtung der Hauptfaltenachse und werden als bis zu 3 m breite Störungszonen beschrieben. Sie enthalten die Erzkörper 5, 14 und 20, wobei der Erzkörper 5 ungefähr in der Achsennebene der Sattelfalte liegt.
- c) NNE-SSW-streichende, vertikal bis steil WNW-fallende Scherklüfte, die im NE-Bereich der Sattelfalte entwickelt sind, enthalten die Erzkörper 4, 6, 7, 8, 16 und 21.
- d) Und schließlich ist im NE- und Mittelabschnitt der Antiklinale noch eine NW-SE-Zerrklüftschar mit verschiedenen geneigten SW-Fallen als Träger der Erzkörper 10, 11, 12 und 15 bekannt. Bei diesen Kluftscharen mit nur kurzer flächiger Erstreckung dürfte es sich um *ac*-Zerrklüfte zu der dort zunehmend N-fallenden Achse der Sattelfalte handeln, wozu auch eine deformierende Nachbewegung mit Verschwenkung der Kluftlage passen würde.

Die Orientierung der im Mittelfeld der Kulmination dominierenden Hauptschieferung wird mit 200–220° im Streichen und bevorzugtem 50–60°-NW-Fallen angegeben.

Erzkörper, Erz, Paragenese

Nach den Werksangaben besetzen die insgesamt 22 Erzkörper offenbar nur verschiedene „Kluftpositionen“. Um so interessanter ist die genetische Diskussion der Lagerstätte wegen der vielseitigen praktischen Auswirkungen für den Bergbau (Abb. 242, 243, 244). Verbergen sich etwa unter den Gangerzkörpern auch stoffparallele schichtige Erzkörper, deren Grenzflächen durch Felszergleiten verändert, verschiefert, mylonitisiert sind? Warum werden in Fachkreisen des Bergbaues gewisse Quarz-Erzgänge heute als mögliche sedimentäre Quarzlager vermutet?

Diese Problematik kann nicht im Rahmen eines Kurzbesuches geklärt werden, sondern erfordert eine lithologisch-feinstratigraphische Detailkartierung und tektonische Gefügeanalyse als Grundlage für unvoreingenommene Aussagen. So bleibt uns also nur die Wiedergabe der derzeit gängigen Aussagen der Bergleute und Werksgeologen, ergänzt durch einige unserer Beobachtungen.

Die Wertmetalle Sb und Au stehen in Form von Antimonit und gediegen Gold im Mittelpunkt des bergwirtschaftlichen Geschehens. Untergeordnet kommen Bleiglanz, Kupferkies, Pyrit und Arsenkies vor. Man spricht von „gangabhängigen Paragenesen“ wie

- 1) Antimonit – Pyrit – Quarz – Gold, die mit über 50 % in der Lagerstätte vertreten ist,
- 2) Arsenkies – Pyrit – Quarz – Gold, die auch als wichtig bezeichnet wird, ferner
- 3) Pyrit – Quarz – Gold und
- 4) Kupferkies – Quarz – Bleiglanz – Gold.

Die Haupterzkörper werden nach werkseigenen Angaben folgendermaßen beschrieben:

Erzkörper 1: Länge 1.400 m, Mächtigkeit 0,1–5,43 m (Durchschnitt 1,05 m). Streichen 110–290°, 75° NNE-Fallen.

Erzkörper 2: Länge >600 m, Mächtigkeit 0,08–3,76 m (Durchschnitt 0,95 m). Streichen und Fallen wie Erzkörper 1.

Die Erzkörper 1 und 2 schneiden mit Verwurf die Schichtung ab. Mineralisation und Mächtigkeit sind sehr variabel. Die Reicherzkörper lassen linsenförmige oder auch linear ausgerichtete Gestalt erkennen. Die Grenzkonturen der Erzkörper zum Nebengestein erscheinen sehr scharf und sind als Störungszonen ausgebildet.

Erzkörper 3: Ist wegen des vorläufig nur als gering eingeschätzten Erzgehaltes erst wenig aufgeschlossen.



Abb. 242.
Antimonit-Pyrit-Erzlager im Erzquarzit (grauweiß) der Tonschieferabfolge. (Antimonit: schwarz).

Erzkörper 4: Länge 520 m, Mächtigkeit sehr variabel <1–2 m (Durchschnitt 0,4 m). Streichen 20–30°, 75° NW-Fallen. Diese Gruppe von Erzkörpern repräsentiert die Schichtung und schichtparallele Schieferung, mit linsenförmiger Gestalt. Die schichtgebundenen Erzlager sind an Scherklüften abgeschnitten und verworfen.

Erzkörper 5: Länge 4 km, die vererzte Ruschelzone ca. 10 km, mit Unterbrechungen, Mächtigkeit durchschnittlich 0,60 m. Streichen 45–55°, 70–80° NW-Fallen. Ausdehnung von der Hauptstörungszone nach dem Verlauf der Achsenebene und dem Faltenkern. Im SW-Teil des Erzkörpers hauptsächlich Au-Pb-Mineralisation mit Bleiglanz und darin punktförmige Konzentrationen von Gold: <10,67 ppm (Durchschnitt 0,88 ppm). Pb-Gehalt max. 13,64 % (durchschnittlich 1,7 %) bezogen auf die Erzkörper. Im NE-Teil des Erzkörpers hauptsächlich Au- und Sb-Mineralisation: Au <5,1 ppm, Sb <4,11 %.



Abb. 243.
Mylonitisiertes Antimonit-Pyrit-Erzlager (schwarzgrau) im fragmentierten Erzquarzit (weiß): Erzführende tektonische Quarzit-Deformationsbreccie.

Ein in chinesischen Beschreibungen immer wiederkehrender, aber verfänglicher Begriff ist der der „Alteration“ von Nebengestein. Verfänglich deshalb, weil der Terminus beschreibend für einen Gesteinsfarbwechsel hell/dunkel verwendet wird, meist ohne auf die mineralogische Ursache der Farbunterschiede Bezug zu nehmen und nach deren Ursache zu fragen. So wird nach unserer Erfahrung von vorneherein ein epigenetisches, minerogenetisch sekundäres, aggressives Ereignis impliziert, also eine Erklärung genetisch vorweggenommen, ohne auf ursächliche Zusammenhänge einzugehen. Die Erfahrungen vor allem beim Studium der Lagerstätte Woxi mahnen diesbezüglich vor allzu freizügigem Gebrauch des Terminus Alteration. Wir verweisen diesbezüglich auf die einschlägigen Kapitel im Text Woxi, insbesondere auf 5.7.7.2.

Trotz allem wollen wir uns nicht von den zum Teil sicher zutreffenden Sediment- bzw. Gesteinsveränderungen durch submarin-hydrothermale Lösungen und Stoffmobilisationen, angefangen von syndiagenetischen Prozessen bis zu den metamorphen Intertransporten durch Fluide distanzieren, die in Form von Hofbildungen um die Erzkörper entwickelt sind. Aber es liegen zu wenige konkrete sedimentologische, tektonische und petrographische Daten vor, um eine präzise Stellungnahme zur Reihenfolge der metallisierenden Ereignisse in der Anlage und Weiterentwicklung dieser Lagerstätte zu riskieren.

Interpretationsmöglichkeiten geochemischer Ergebnisse chinesischer Bearbeiter sind im Teil 5.8.2. jeweils unter „Longshan“ im Anhang mitgeteilt.

Genetische Diskussion

Aus den dargelegten Gründen, vor allem mangels vielseitiger Wahrnehmung der Möglichkeiten, können wir nur der Vermutung Ausdruck verleihen, dass mit den von Wissenschaftlern bisher erwähnten genetischen Erklärungen noch nicht alle Befunde genügend ausgeschöpft wurden. Aber wir nehmen mit gebührender Achtung Bezug auf die von den chinesischen Kollegen am meisten bevorzugten Theorien.

- 1) Epigenetisch-metamorphogene Lagerstättenbildung, ausgelöst durch metamorphogene Fluide, die eine Mobilisation eines sehr schwachen, vorangereicherten Metallbestandes und wegsamkeitsbedingte Erzplatznahme bewirkt haben sollen. Es wird mit Wahrscheinlichkeit auf eine einzige, und zwar kaledonische Metamorphose Bezug genommen (WANG, Z.X., 1988; HU, X.Z., 1990).
- 2) Angeregt durch nachgewiesene magmatische Aktivitäten im Untergrund soll in der Jura- bis Kreidezeit ein sekundärer Stoffkreislauf durch meteorische Wässer in Gang gebracht worden sein, welcher zu wegsamkeitsbedingter selektiver Erzanreicherung geführt haben soll (LIANG, H.Y., 1988, 1989, 1991; LIN, F., 1998).

Schließlich möchten wir noch mit Vorsicht unsere Empfehlung für zukünftige wissenschaftliche Arbeiten mitteilen. Auf Grund der doch exakten Beobachtung und Beschreibung bedeutender schichtparalleler Erzkörper, die infolge der durch die Tektonik erfolgte Zerschierung dieser Erzlager zweifellos prätektonisch existiert haben müssen, ist eine sedimentpetrographische und gefügekundliche Untersuchung gerade dieser schichtigen Erzkörper zu empfehlen mit dem Ziel, die Möglichkeit einer eventuellen syngenetischen, hydrothermal-sedimentären Metallanreicherung zu überprüfen. Als Beispiel möge die Typuslokalität Woxi dienen. Die schichtdiskordanten Erzgänge von Longshan sollten auf ihre mögliche Bedeutung als Zufuhrspalten für Metalllösungen, möglicherweise schon submarin, bzw. auf die Möglichkeit von sekundären Lösungsumlagerungen durch Mobilisation eines Alterzbestandes untersucht werden. Lagerstättenkundliche Ergebnisse würden zweifellos den Kenntnisstand über die wirtschaftlichen Möglichkeiten dieses Bergbaues bereichern.



Abb. 244.
Schichtdiskordanter Antimonit-Pyrit-Quarz-Erzgang, begrenzt von Scherklüften im quarzitischen Sericitschiefer.

7. Antimon-Erzlagerstätte Xikuangshan

Vorweg wird festgestellt, dass diese in Devonseimenten enthaltene monomineralische Antimonitlagerstätte nicht zum genetischen „Typ Woxi“ zu stellen ist. Die Altersstellung, sedimentäre Schichtfolge sowie die Metall- und Mineralparagenese weichen nämlich vom Woxi-Typ ab, wenngleich es auch Ähnlichkeiten im Erzträgergestein und in der stratiformen Erzposition gibt. Für einen vielseitigen geowissenschaftlichen Vergleich mit den polymetallichen proterozoischen Sb-W-Au-Lagerstätten des metallogenetischen Streifens im Norden von Hunan stellt Xikuangshan aber ein wichtiges Areal dar und wurde deshalb in unsere Studie miteinbezogen.

7.1. Überblick

Xikuangshan ist die derzeit größte bekannte Sb-Erzlagerstätte der Erde. Die Lokalität liegt im zentralen Hunan, im Nordteil des Xiangzhong-Beckens, 15 km nordöstlich von der Stadt Lengshuijiang entfernt, in einer Höhe um ca. 700 m. Für die Lagerstätte selbst wird derzeit die Höhe zwischen 300 und 550 m angegeben. Die Entfernung von der Provinzhauptstadt Changsha beträgt 150 km Luftlinie bzw. 250 Straßen-km.

Der Bergbau beschäftigt derzeit etwa 7.000 Personen, davon arbeiten etwa 2.000 in der Grube. Diese so gut wie monomineralische Lagerstätte liegt zwar in Sedimentgesteinen des Devon, aber regional gesehen in dem uns interessierenden metallogenetischen

schen Gürtel, der die Vielzahl von Goldlagerstätten und die polymetallischen Erzanreicherungen vom Typ Woxi enthält (Abb. 245, 246). Es besteht also zumindest zweitrangiges Interesse, diesen ebenfalls berühmten Lagerstättentyp kennenzulernen und die lagerstättengenetischen Unterschiede zu erkunden. Da für dieses Vorhaben nur wenige Tage vorgesehen waren, entnehmen wir die wesentlichen Grundlagen aus der Literatur und aus Mitteilungen der zuständigen Werksgelogen und Bergleute. Unsere bescheidene Mitarbeit zu diesem Thema brachte allerdings Befunde aus dem Bergbau und aus Laboruntersuchungen ein, die zu kritischen Bemerkungen, insbesondere zu genetischen Aspekten Anlass bieten. Wir stellen unsere diesbezüglichen Aussagen im Anschluss an die bisher von den chinesischen Fachleuten erarbeiteten Kenntnisse vor.

Der Großbergbau wird in vier Lagerstättenfelder (Abb. 247) unterteilt: Laokuanshan (das alte Bergbaurevier), Tongjiayuan (der Nord-Bergbau), Feishuiyan (ebenfalls Nord-Bergbau) und Wuhua (der Süd-Bergbau). Die Metallreserven der Lagerstätte Xikuangshan werden mit 2 Mio. t Sb beziffert, was rund 40 % der derzeit bekannten Weltvorräte ausmacht (The Xikuangshan Mine, 1982).

Die Entdeckung der Lagerstätte erfolgte schon im Mittelalter, im Jahre 1541. Das Sb-Erz wird aber erst seit 1897 abgebaut. Bis Ende 1993 wurden über 800.000 t Sb-Metall gewonnen.

Die enorme Sb-Metallanreicherung ist in einer Ton-Mergel-Sandstein-Karbonat-Fazies enthalten, die als tieferer Teil einer Deltafazies bezeichnet wird. Für die Beurteilung der Lagerstättenentwicklung sind die sedimentologischen, tektonischen und metamorphogenen Ereignisse vom Mitteldevon bis in die Mitteltrias von Interesse. Die Gesteine mit indirekter bis direkter Beziehung zur Lagerstätte entsprechen der Mitteldevon-Zeit (Qizhiqiao-Formation), dem Oberdevon (Setianqiao- und Xikuangshan-Formation) und dem Unterkarbon (Yanguan- und Datun-Abfolge). Die Gesamtmächtigkeit der Devon- und Karbon-Schichten beträgt über 2.000 m.

Die Einteilung in vier Lagerstättenfelder nimmt Bezug auf die räumliche Folge von mehreren Antiklinalen und Synklinalen mit km-Ausmaß, die auch noch durch Zwischenfalten weiter gegliedert sind. Der generelle Verlauf der Faltenachsen wird mit NNE–SSW bis NE–SW angegeben (Abb. 247). In südwestlicher Richtung ist eine Verbreiterung des Gebietes festzustellen. Alle vier Lagerstättenteilfelder liegen parallel zu den Faltenscheiteln der Haupt- und Nebenfalten und demnach parallel zur vorherrschenden linearen Richtung NNE(NE)–SSW(SW).

Im SE-Areal des Lagerstättenzuges tritt ein Lamprophyrgang mit weitgehend ungestörtem NNE–SSW-Verlauf im Landschaftsbild zu Tage. Ein Zusammenhang mit der Lagerstätte kann nicht erkannt werden.

7.2. Stratigraphische Schichtfolge

Vordevonische Sedimente kommen hauptsächlich am Rande des Sedimentationsbeckens zum Vorschein, jungpaläozoische und mesozoische Schichten hingegen im Beckenbereich selbst. Die relativ weit verbreiteten intermediären bis sauren magmatischen Gesteine werden zeitlich der kaledonischen und Yianshan-Epoche zugeordnet. Sie treten rund um das Becken auf. Innerhalb des Beckens sind nur kleinere basische Gänge bekannt.

Die für die Erzföhrung interessanten Schichten gehören dem mittleren Niveau der Setianqiao-Formation (D3s2) des Oberdevon an. Dieser stratigraphische Abschnitt besteht aus wechsellagernden Tonschiefern, Mergelschiefern, Sandsteinen und Kalkschiefern, wobei die Karbonatgesteine mengenmäßig vorherrschen.

Die Setianqiao-Abfolge (Abb. 247, 248) wird unterteilt in eine Obere Tonschiefer-Serie (D3s3) mit zwischengeschalteten Mergelschiefern (25–57 m mächtig), in die Mittlere Kalkschiefer-Serie (D3s2) mit zwischengelagerten Tonschiefern und kalkigen Sandsteinen (über 220 m mächtig) und eine Untere Sandstein-Serie (D3s1, 45 m mächtig).

Die Erze sind generell in Form von drei Erzkörpern, davon zwei ausgeprägt schichtförmig, in der Kalkschiefer-Abfolge enthalten,



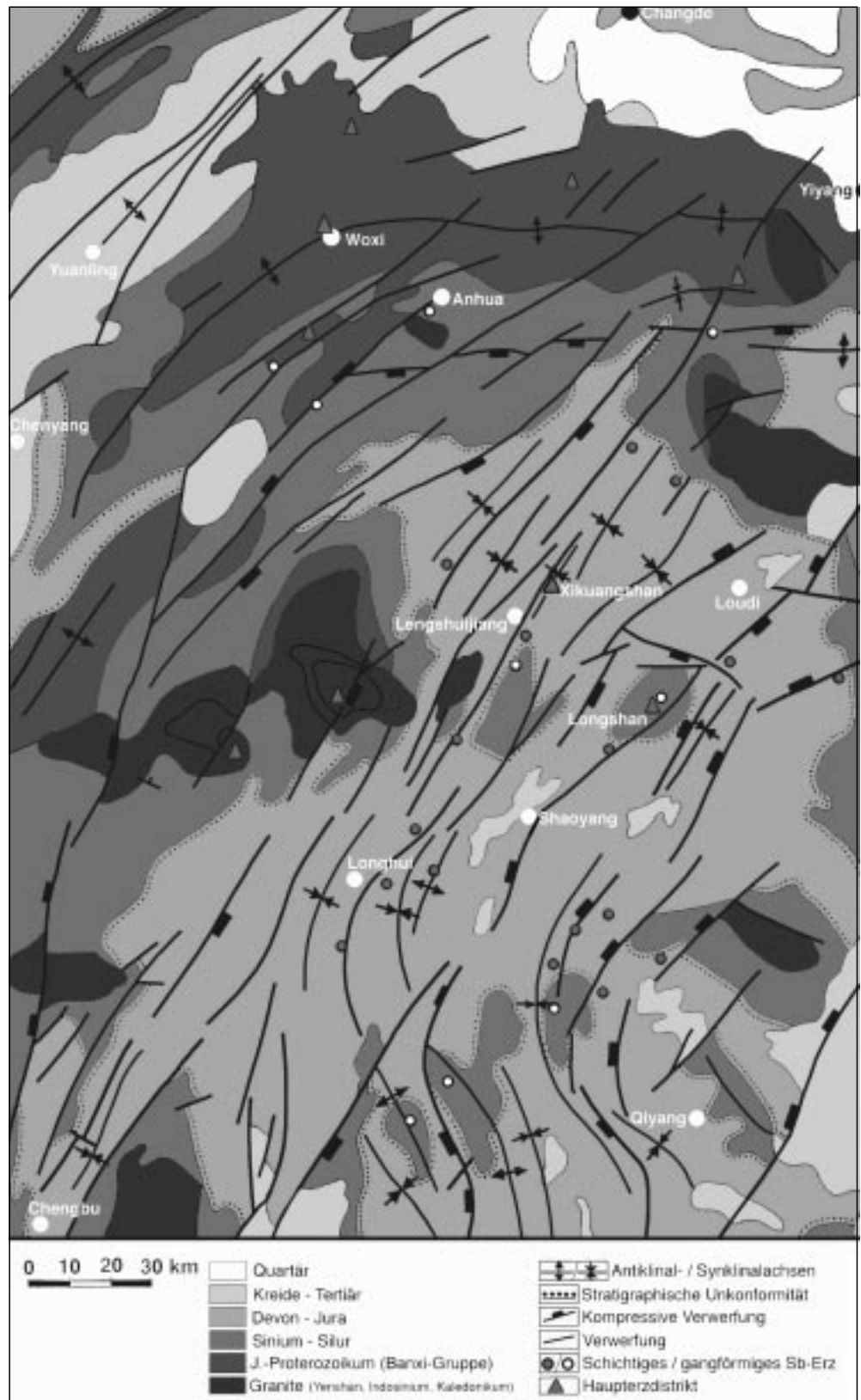
Abb. 245.
Das Werksgelände des Antimonit-Erzbergbaues Xikuangshan mit Bergbaueinrichtungen über Tage, Aufbereitung und Hütte.

Abb. 246.
Geologisch-tektonische Skizze der
Lagerstättenregion Xikuangshan.
Aus „Field Trip Guidebook“ 1994,
Fig. 1.

welche von der Tonschiefer-Serie überlagert ist. Darüber schließt die Changlongjie-Abfolge der ebenfalls oberdevonischen Xikuangshan-Formation (D3x1-4) mit Tonschiefergesteinen an. Die zwei Erzkörper halten ihre schichtige Position im oberen Abschnitt der Kalkschiefer konstant ein (Abb. 248). Die lithologisch deutliche Grenze zwischen Schiefer- und Karbonatgesteinsserie wird als stratigraphischer Leithorizont für die Erzprospektion genützt. Dazu kommt noch eine die Sb-Erzlager unmittelbar begleitende Quarzitschichte als Erzträgergestein, deren flächige Verbreitung die Erzführung übertrifft.

Allenfalls wird, über genetische Meinungsverschiedenheiten hinweg, allgemein deskriptiv die Schichtgebundenheit der Lagerstättenkörper anerkannt und in der Abbau-praxis genützt. Das gilt auch für den dritten großen Erzkörper, der an der (F3)-Großstörung zusammen mit den anderen zwei Erzkörpern abgesichert ist, aber den Eindruck einer besonderen Anhäufung von Erz hinterlässt.

Der im östlichen Erzfeld auf eine streichende Länge von 10 km bekannte Lamprophyrgang mit 3–5 m Mächtigkeit steht mit der Lagerstätte in keinerlei erkennbarer Beziehung. Die bis jetzt bekannte Lagerstätte befindet sich mit Abstand auf der Westseite des Lamprophyrganges. Das Gangstreichen verläuft etwa parallel mit dem (F75)-Hauptverwerfer, sein Einfallen ist steil SE. Der Lamprophyrgang schneidet durch die Wuhua-Antiklinale. Petrographisch handelt es sich um Leucit-Kersantit, Kersantit und Olivin-Kersantit, mit den Hauptkomponenten Pyroxen, Quarz und Xenolith von intermediären Gesteinen. Eine K-Ar-Isotopendatierung ergab ein Alter von 119 Mio. Jahre. Man hat auch einen durchschnittlichen Sb-Gehalt von 29 ppm ermittelt.



7.3. Tektonik und Erzkörper

Ein Grundmerkmal ist die Existenz eines aus Teilantiklinalen und -Synklinalen zusammengesetzten antiklinalen Großfaltenbaues mit großräumig generell 30–35° NNE streichenden Achsen und Tendenz zur Verschwenkung auf NE. Die Neigung der Faltenachsen beträgt im SW-Bereich um 20°, nimmt aber in NE-Richtung zunächst auf etwa 25° zu. Dabei erscheint das Lagerstättenareal im SW-Bereich

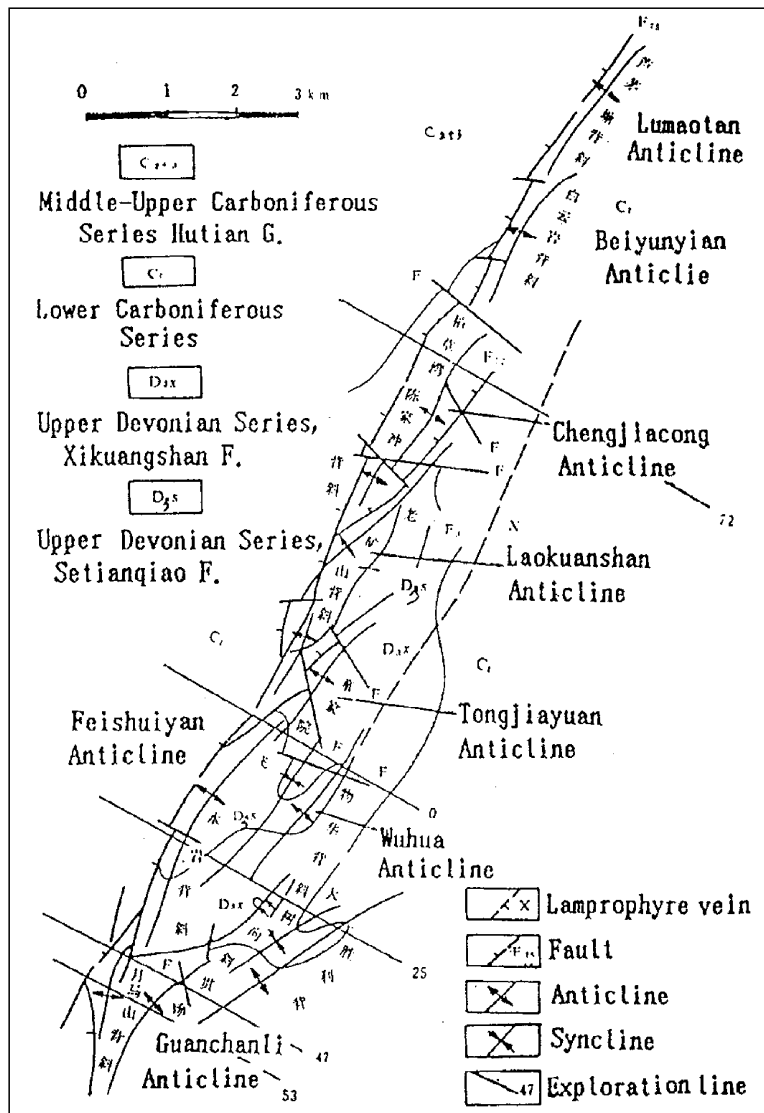


Abb. 247.
Das Erzfeld von Xikuangshan mit tektonisch bedingter Einteilung in Reviere und mit stratigraphischer Übersicht.
Aus „Field Trip Guidebook“ (1994, Fig. 2).

breiter als im NE-Bereich. Die Erzlager sind gemeinsam mit dem Nebengestein in die Faltungen und klufttektonischen Deformationen miteinbezogen. Den Kern der Antiklinale nehmen die Sedimente der oberdevonischen Setianqiao- und Xikuangshan-Formation ein, während in den Faltenflügeln im Landschaftsbild Unterkarbon-Sedimente vorliegen. Das nordwestliche Areal der Lagerstätte, im westlichen Großfaltenflügel gelegen, ist in auffälliger Weise von einer ausgeprägten tektonischen Störung (F 75), in höheren Niveaus mit Aufgabelung zu Störung F3 scharf abgeschnitten. Es handelt sich um einen über-regional bedeutenden Verwerfer, der als Tao-jian-Chengbu-Störung bezeichnet wird. Er bildete sich zwar schon während der Xuefeng-Orogenese heraus und gilt aber als bis in jüngere Zeiten immer wieder aktiv.

Diese Großstörung streicht 30° (NE) und fällt $40-60^\circ$ nach NW ein. Geringere Neigung ist in Oberflächennähe, steileres Fallen für tiefere Niveaus charakteristisch. Die Verwurfsweite wird unterschiedlich, aber mit maximal 950 m, die Verwurfshöhe mit rund 80 m angegeben, wobei Westliches abwärts versetzt erscheint. Nordwestlich des Verwerfers schließen daher tektonisch bedingt jüngere Devon- und Karbon-Sedimente an. Eine Serie von ähnlich orientierten kleineren Verwerfern ist im Lagerstättenbereich bekannt (z.B. F3, F71, F72).

Der antiklinale Großfaltenwurf weist einen Grundrissumfang von etwa 10 km Länge und 3,5 km Breite auf, in welchem im Detail an die 10 antiklinalen und synklinalen Subfalten geprägt sind. Sie sind annähernd in Form von rhombisch-symmetrischen „Kofferfalten“ entwickelt. Eine probenhalber durchgeführte Messung von Schieferungs- = Schichtflächen ergab infolge flachachsiger geneigter Faltung stark variierende Streichrichtungen und Einfallswinkel, jedoch eine scharfe β -Häufung um $245^\circ 30'$ SW und $250^\circ 25'$ SW. Diese β -Lage entspricht der lokalen Faltenachse B zwar nach der Streichrichtung,

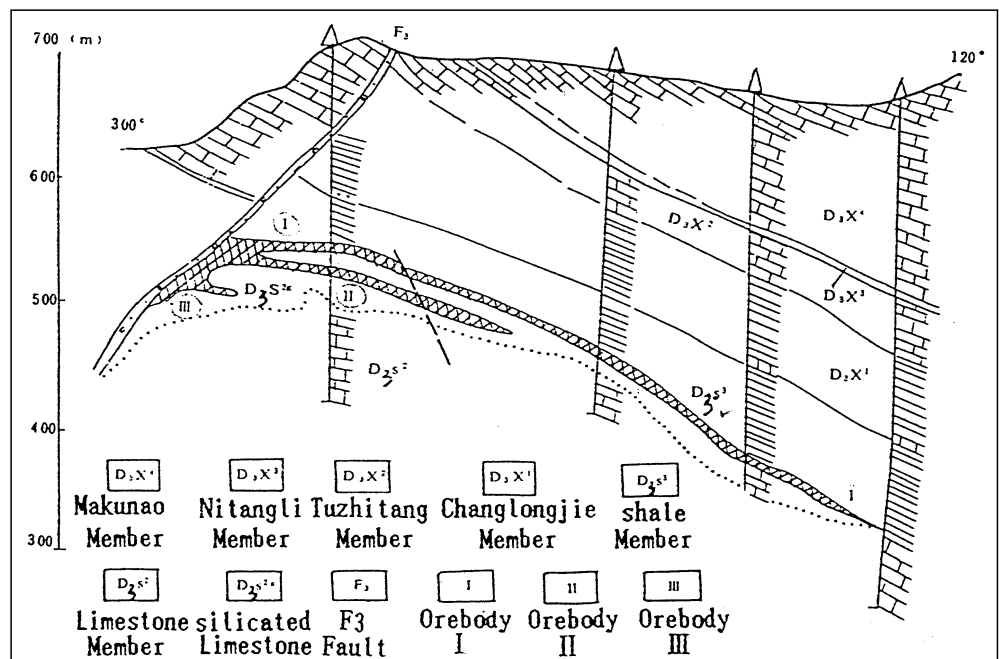


Abb. 248.
Profilskizze mit Eintragung der stratigraphischen Abfolge und der drei Erzlager auf Grund von Explorationsbohrungen.
Aus „Field Trip Guidebook“ (1994, Fig. 3).

Abb. 249.

Eines der fast monomineralischen Antimonit-Derberzlager mit Schiefererzschichten.

nicht aber im Einfallen. Bemerkenswert ist in den Faltenscheiteln verschiedener Größenordnung stark angereichertes Erz, was zur Einteilung in mehrere Abbaufelder Anlass gab. Die Grundrissfläche des Lagerstättenfeldes wird mit 9×2 km angegeben.

Im Zusammenhang mit der Felszergleitung entlang der Taojian-Chengbu-Störung entstand eine Serie von kleinen regionalen Falten und syntektonischen Rupturen, die in gewissen Schichtbänken zum Teil mit Antimonit und Quarz mineralisiert sind. Vor allem in den Fällen eines Kontaktes von Erzlagern an der Störung sind an derselben größere und kleinere Antimonit-Erzgänge etwa in Form von Fiederklüften entwickelt. Dieser Befund wird nach der gängigen Ansicht über die Lagerstättenogenese als Beweis für einen Metallzufuhrweg über die Taojian-Chengbu-Störung angeführt.

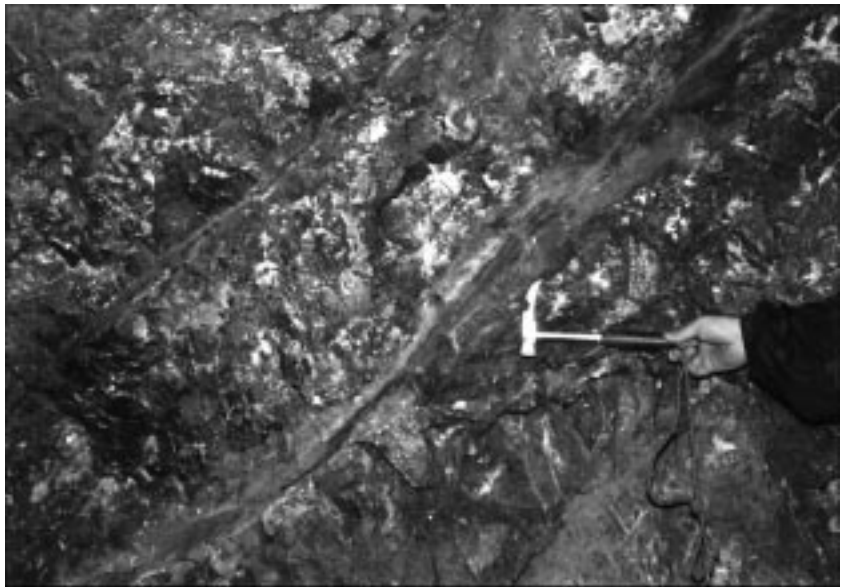
Die zwei großen Haupterzkörper von Xikuangshan weisen Schicht-, bzw. schichtparallele Linsenform auf und zeigen sehr genaue stratigraphische Lage, also Schichtgebundenheit (Abb. 248, 249). Im Einzelnen handelt es sich allerdings auch um schichtgebundene vererzte Fugennetze und Breccienerkörper (Abb. 250). Die Bergbaupraxis weist diesen Vererzungstyp mit rund 90 % Verbreitung aus. Darüberhinaus gibt es in diesem Rahmen auch massive Derberzkörper. Ein weiterer großer Erzkörper mit der Metallkonzentration im Bereich der generell abscherenden Großstörung (F75) besteht offenbar aus tektonisch modifiziertem, verschlepptem Erz von prätektonischen, an den Verwerfer heranreichenden Erzlagern.

Nach dem „Field Trip Guidebook“ (1994) liegen über die Erzkörper folgende allgemeine Angaben vor (Abb. 248):

- Erzkörper I verläuft stratiform im oberen, jüngeren Abschnitt der Setianqiao-Formation, u.zw. im obersten Niveau der Kalkschieferserie, unter der „oberen Tonschiefer-Serie.“ Die Mächtigkeit wird mit 2–3 m angegeben, der Metallgehalt mit 3,5–4,5 % Sb. Streichende Erstreckungen betragen in Teilstücken 40–600 m, im Fallen 60–800 m.
- Erzkörper II verläuft im Liegenden des Erzkörpers I, u.zw. im stratigraphischen Abstand 12–40 m unter der „Tonschiefer-Serie.“ Die Mächtigkeit beträgt 4–5 m, der Metallgehalt Sb 3,5–4,6 %. Die streichende Erstreckung wird mit 40–800 m, das Einfallen mit 50–1.300 m angegeben. Es handelt sich also auch in diesem Fall um einen stratiformen Erzkörper.

Abb. 250.

Mit Antimonit vererzte tektonische Deformationsbreccie im grafitisch-sericitischen Quarzit.



- Erzkörper III liegt massiv an der Hauptstörung (F75 bzw. dessen Aufspaltung F3) und zeigt mit stockförmiger Erzansammlung nach den Abbauplänen einerseits eine Verbindung zu einem dritten schichtigen Erzlager, andererseits zu den Erzlagern I und II, die an der Störung mechanisch zerschert erscheinen. Die Erzführung keilt im Streichen und Fallen an der Störungsfläche aus, wird aber angegeben mit dem Streichen auf 40–600 m Länge, im Fallen mit 50–1.300 m, mit der Mächtigkeit 2–8 m und einem Metallgehalt von 3–4 % Sb.

Der Anteil der Detailvorräte der drei großen Erzkörper bezogen auf die Gesamtvorräte wurde 1994 angegeben für Erzlager I mit 35 %, für Erzlager II mit 50 % und für Erzkörper III mit 15 %. Das Antimonerz von Xikuangshan ist sehr gut aufbereitbar. Andere Elemente sind, wie der einfache Mineralbestand erwarten lässt, nur mit sehr niedrigen Gehalten vertreten.

7.4. Mineralparagenese der Erzkörper

Es ist auffällig, dass die schicht- und linsenförmigen Erzkörper immer mit „verkieselten“ Schichten verbunden sind. Nach den neuesten Plandarstellungen beträgt die maximale Ausdehnung der Erzkörper im Streichen, was der Breite entspricht, etwa 1 km, und in der Länge, nach

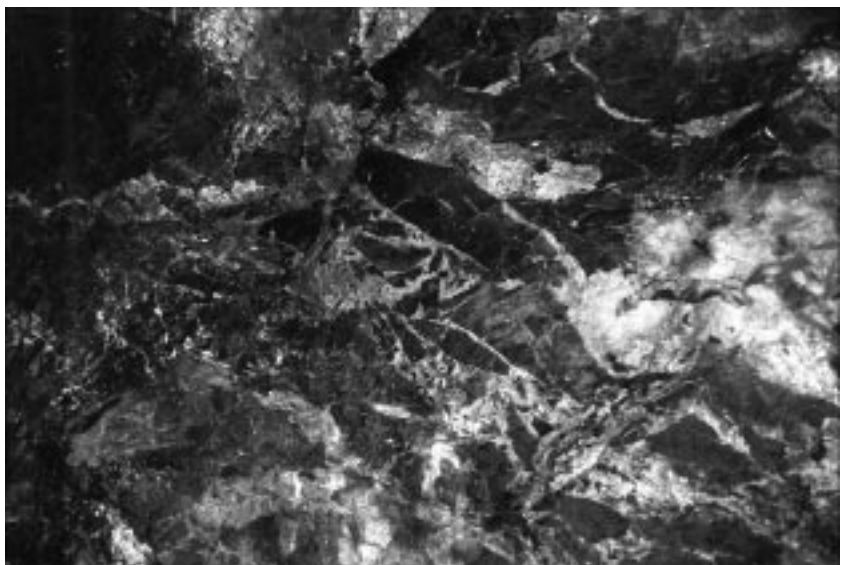


Abb. 251.

Kristallerzkörper.

Die Lagerstätte Xikouangshan ist mit ihrer häufig grobkristallinen Ausbildung eine „Fundgrube“ von idiomorphen Kristallaggregaten. In diesem Aufschlussbeispiel: schieferungsparallel wachstums-geregelte Stengel von Antimonit. Randbereiche des Bildes durch Erzstaub verschmutzt.



dem Einfallen der Faltenachsen nach derzeitigen Kenntnissen 2 km.

Der Mineralbestand dieser Sb-Riesenlagerstätte ist sehr einfach: Es überwiegt bei weitem Antimonit (Abb. 249, 250, 251), immer begleitet von Quarz, daneben Pyrit (viel Globulite und Framboide), wenig Arsenkies, weiters Calcit und Dolomit. Dazu kommt noch etwas Baryt, manchmal auch authigen Fluorit und Apatit, detritisch wenig Turmalin, Zirkon, Rutil, Titanit, Apatit und Semigrafit (z.T. als Inertinit-Macerale). Neben den häufigen Limonitmineralen Goethit und Lepidokrokit werden die Sb-Oxidationsminerale Antimonblüte, Stibiconit und Antimonocker genannt.

Rö-Diffraktometeruntersuchungen (Abb. 252) einer Pseudomorphose nach Antimonit, die ziemlich stark in Oxydationszonen des Bergbaues Xikouangshan vertreten sein dürfte, ergaben eine Mineralphase aus der Stibiconit-Gruppe: Lewisit $\text{CaSb}_2\text{O}_5(\text{OH})_2$.

Das Erz wird beschrieben als massig, grobkristallin, mit oft bestaunenswerten, z.T. riesenstengeligen Antimonitkristallen (Abb. 251, 253). Das Gefüge der Erzkörper ist häufig mit Lagenbau gebändert, oft brecciiert, und entspricht in diesem Fall deskriptiv einer vererzten Quarzit-Deformationsbreccie (Abb. 250). Es gibt auch disseminierte Verteilung im Rahmen des Schichtverbandes und von vererzten Klüften.

Erzführende Klüfte sind entweder genetisch als Zerklüfte zu beurteilen und sind räumlich an die Erzlager gebunden, oder es handelt sich um Scherklüfte, die im Zuge von Felszergleitungen das Erz mechanisch eingeschleppt aufweisen.

Nach derzeit gängiger Ansicht über die Lagerstättengeneese wird von den einheimischen Fachleuten eine Alteration durch Hydrothermen als bedeutend hervorgehoben in Form von hauptsächlich Silifizierung, und zwar wegen der konstanten Paragenese Antimonit mit Quarz; im Weiteren

eine Karbonatisierung und Pyritisierung. Ohne Begleitung von Quarz gibt es offensichtlich keine Erzkörper, wohl aber sind Quarzlager ohne Antimonit entwickelt.

Beachtenswert ist auch eine separiert verlaufende einzelne Hämatit-Schichtbank (Abb. 254) mit der stratigraphischen Lage etwa zwischen 130–160 m, durchschnittlich 150 m über dem obersten Sb-Erzlager im Oberdevon. Sie ist regional weit verbreitet und mit den Sedimentpaketen zusammen gefaltet und zerschert. Das Hämatiterz wurde in früheren Zeiten bergbaulich gewonnen. Unser Mikrobefund zeigt hämatitvererztes Biogen-Resediment einer Flachwasserfazies mit Schalenresten von Bivalven, Brachiopoden, Crinoiden, Cidaridenstacheln, Algen und Bryozoen. Neben Hämatit, detritischem und authigenem Quarz sowie Calcit sind auch Rutil, Pyrit und Kupferkies zu bestimmen. Im Nahverbande mit diesem stratiformen Fe-Erz existiert eine grüne Tuffitbank (Abb. 255), in der wir als Mineralbestand Chamosit, Klinochlor, Amesit, Quarz, Apatit und Phosphorit identifiziert haben. Im Gefüge fallen Mikroonkoide von Cyanobakterien und Reste von Algenstrukturen auf.

7.5. Geochemische Ergebnisse

Geochemische Daten über Gesteine und Erze von Xikouangshan sind in Kap. 5.8.2, in den Tabellen 15, 16 und 17 ersichtlich.

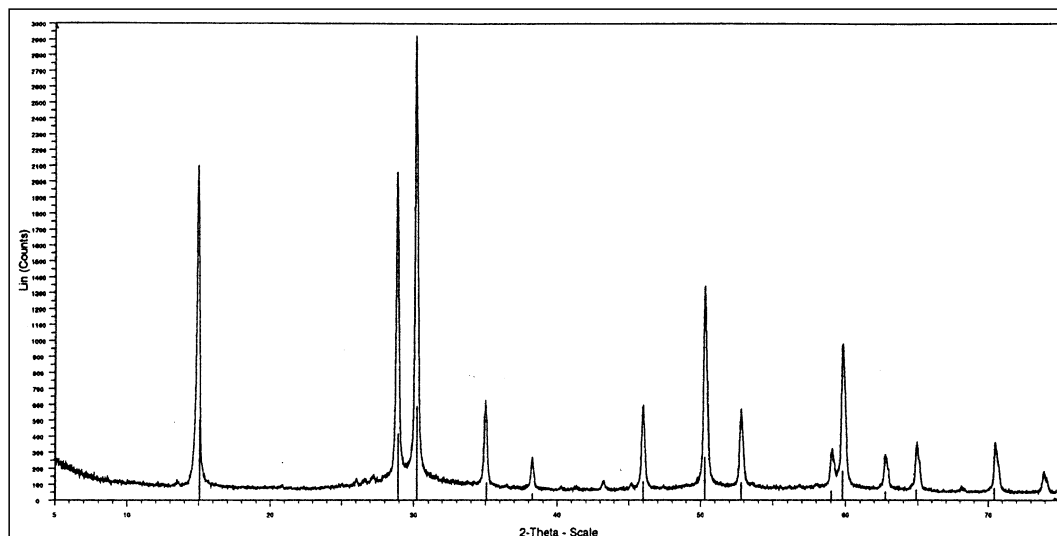


Abb. 252.

Röntgendiffraktogramm des Oxidationsminerals Lewisit $[\text{CaSb}_2\text{O}_5(\text{OH})_2]$ aus der Stibiconit-Gruppe als Pseudomorphose nach idiomorphem Antimonit. 2-Theta-Skala von 5° bis 75°, Impulse von 0 bis 3.000.

Abb. 253.
Antimonit-Riesenkristallstufe im Bergbaumuseum
Xikuangshan.



Abb. 254.
Hämatit-Onkolith.
Mikroskopisches Bild aus der Hämatit-Leitschichte
(ca. 140 m im Hangenden des Oberen Antimonit-
Erzlagere). Hämatit umkrustet verschiedene Bio-
klaste.
Pol. Anschliff, 1 Nicol.
Natürl. Größe 3,73×2,65 mm.

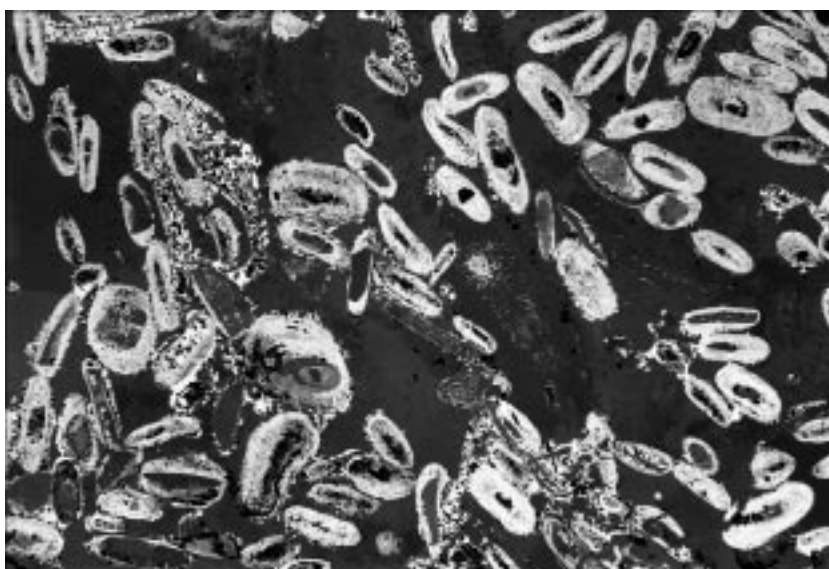
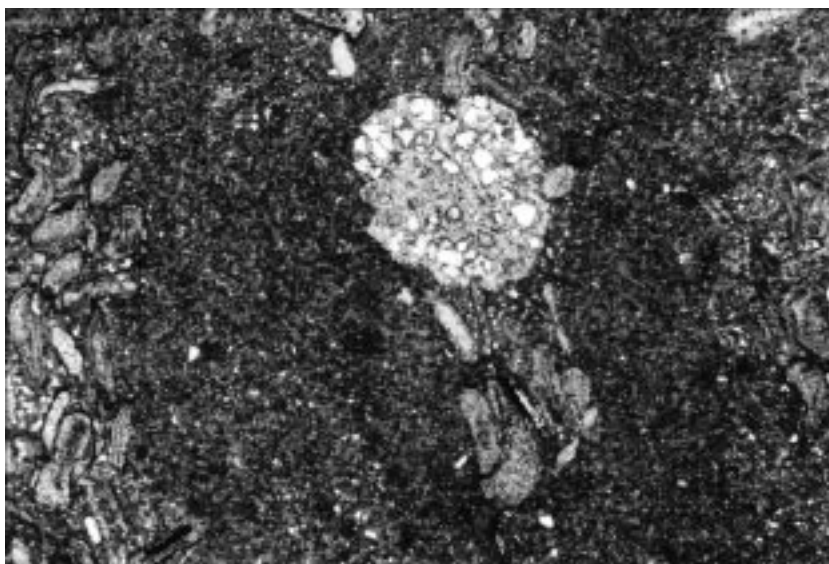


Abb. 255.
Eine tuffitische Chloritschichte im Verbande mit der
Hämatit-Onkolith-Bank.
Mg-Chlorit und Fe-Chlorit begleitet von Dolomit,
Ankerit und detritischem Quarz als Pelit-Siltit-Ma-
trix und als Pseudomorphose von Mikro-Onkoiden
und Biodeitritus (s vertikal).
Dünnschliff, 1 Nicol.
Natürl. Größe 3,33×2,22 mm.



Die Sb-Gehalte in den devonischen Se-
dimenten sind sehr unterschiedlich. Nach
zahlreichen Untersuchungen im Groß-
raum außerhalb des Lagerstättenareals
wurden folgende durchschnittliche Spu-
rengelhalte bekanntgegeben. Sedimente
des Mitteldevon: 2,4 ppm, des Karbon 0,43 ppm, der
Permzeit 1 ppm, der Trias 0,05 ppm Sb. Im Lagerstätten-
areal hingegen weisen die Erzbegleitgesteine im Durch-
schnitt deutliche Anomalien auf: Sedimente des Unter-

devon 13,42 ppm, Mitteldevon 47,64 ppm, Oberdevon
48,70 ppm.

1994 wurden im „Field Trip Guidebook“ bereits Ergeb-
nisse über Elementgehalte des Erzes, Flüssigkeitsein-

schlüsse und über S-, O-, C-Isotope bekanntgegeben. Diese und eine Reihe seither neuerer Daten sind in den Abschnitten 5.8.1. und 5.8.2. mitverwertet.

7.6. Bisherige genetische Ansichten

Von den bisher schon vielen Meinungen über die Entstehung der Lagerstätte Xikuangshan sind heute vor allem vier verschiedene Theorien erwähnenswert:

- 1) Auf Grund der Tatsache, dass zwei schichtförmige Erzkörper in der stratigraphischen Position unter einer Tonschiefer-Abfolge lagern, vermuten seit langer Zeit einige Experten in China hydrothermale, von selektiver schichtförmiger Metasomatose gelenkte Metallzufuhr, die unter dem vermeintlichen Impermeabilitätshorizont der Tonschiefer gestaut wurden. Diese Theorie war vor 50–60 Jahren nach den damals gängigen Auffassungen von LINDGREN (1933), EMMONS (1940) u.a. beeinflusst, wonach man mit epigenetischer, telethermaler juvenil-magmatischer Lösungszufuhr in geologisch jungen Zeiten rechnete.
Es ist bemerkenswert, wenn neuerdings JIN, J.F. et al. (1999) wieder auf diese Erklärung zurückkommen und für Antimonlagerstätten vom „Typ Xikuangshan“ eine metallzuführende Zirkulation magmatisch-telethermaler Lösungen für eine epigenetische spätmesozoische bis känozoische Vererzung verursachend halten.
- 2) Um 1970–1980 begannen sich chinesische Forscher den damals aufkommenden Erklärungen der Stoffumlagerungen durch meteorische Wässer und Fluide anzuschließen. Aus den Gesteinen mobilisierte, als prä-existent angenommene Metalle sollten durch neuerliche chemische Ausscheidungen selektiv schichtige Erzanreicherungen verursacht haben. Als ursprüngliche Metallquelle wird die untere Schichtfolge der oberdevonischen Setianqiao-Formation vermutet, aus welcher das überdurchschnittlich, aber noch nicht lagerstättenbildend angereicherte Sb-Metall mobilisiert, ausgelaugt und schließlich nach den tektonisch vorgezeichneten Wegsamkeiten selektiv, epigenetisch und lagerstättenbildend abgesetzt worden sein soll.
- 3) Schließlich wird auch der wichtigen Störungszone (F75 mit F3) als vermeintlichen Erzbringer Bedeutung beigemessen, wodurch für Hydrothermen eine Wegsamkeit vorgezeichnet gewesen sein soll, die den Lösungen die Zirkulation zu den Stauhorizonten und damit zu selektiv schichtigem epigenetischem Erzabsatz verhalfen.
- 4) Auf der Grundlage von Ansichten über sedimentäre Entstehung der Lagerstätte ist in allerjüngster Zeit auch eine geochemisch gestützte Theorie von chinesischen Wissenschaftlern entwickelt worden, auf die wir im Zuge unserer genetischen Diskussion genauer zurückkommen.

7.7. Bemerkungen auf Grund unserer Untersuchungen

Da die Lagerstätte mit zumindest zwei schichtigen Erzkörpern eine streng genommen stratiforme Position einnimmt, war es für uns von Interesse, Vergleiche zu dem polymetallischen Lagerstättenbezirk Woxi anzustellen und eine genetische Interpretation für Xikuangshan auf Grund vorliegender petrographischer und gefügekundlicher

Merkmale sowie geochemischer Daten zu postulieren. Dies umso mehr, als bezüglich der Genese unter den Wissenschaftlern und Bergleuten verschiedene Ansichten bestehen.

Wenn in diesem Falle unsere Mitarbeit nur auf wenigen Grubenbefahrungen mit Probenaufsammlung beruht, so können wir doch auf eine Reihe von Fakten hinweisen, zu bestehenden Meinungen Stellung nehmen und eine eigene Stellungnahme geben.

7.7.1. Begleitgesteine

Innerhalb der Kalkschiefer-Abfolge der mittleren Setianqiao-Formation mit Zwischenschichten von Ton-, Silt-, Mergel- und sandigen Schiefern nehmen erzbegleitende Quarzitgesteine als Leithorizonte eine Sonderstellung ein. Es handelt sich um Kieselschiefer (Chert), welche die Erzlager konstant begleiten und noch größere Verbreitung als die Antimonit-Erzkörper aufweisen (Abb. 256, 257). Bekanntlich liegen alle Antimonitlager in der Paragenese mit diesem „verkieselten“ Gestein, aber darüberhinaus gibt es die Kieselschiefer auch ohne Antimonit. Die Genauigkeit der stratigraphischen Einordnung der Erzlager in die sedimentäre Abfolge geht auch in der Bergbaupraxis daraus hervor, dass Tonschiefer-schichten im Hangenden der Erzlager als vermeintlicher „Stauhorizont“ für epigenetisch zirkulierende Lösungen angesehen und als Leithorizonte genützt werden.

Von genetischer Aussagekraft, zumindest in mittelbarer Form, kann die weithin verbreitete Hämatit-Erzschiefer sein, die durchschnittlich 150 m über dem oberen Antimonitlager entwickelt ist. Weiters ist bemerkenswert, dass dieser rote, an Biodetritus reiche, oolithische Hämatithorizont von einer grünen chloritreichen Tuffitschicht begleitet wird. Auf Grund der biodetritischen Zusammensetzung des Onkolithsedimentes mit Resten von Algen, Bryozoen, Crinoiden, Cidarien, Bivalven u.a. darf für diese Fälle auf eine Flachwassersedimentation geschlossen werden.

Die Nebengesteinstypen können etwa wie folgt zusammengefasst werden: Korallenkalke, detritisch verunreinigt; Calcitmarmor mit Sericit-Zwischenlagen oder auch nur mit Quarz-, Sericit-, Chlorit-Detritus; detritisch verunreinigte und Pyrit führende Feinquarzite; kalkige und dolomitische Mergelschiefer; „Grafit“-Sericit-Quarzit; verkieselter Kalkschiefer; sericitischer Quarzit (Abb. 256); karbonatischer Antimonit-Quarzit; Pyrit-Quarzit; Antimonit-Pyrit-Quarzit; Pyrit und Kohlemacerale führender Tonschiefer, und ähnliche Materialkombinationen infolge Wechsels von allothigenen detritischen und authigen ausgeschiedenen Komponenten. Ein Hinweis auf die fast stets deutliche Entwicklung einer Bankung und Schichtung im Großen sowie Feinschichtung im Kleinen ist kaum nötig, denn die Gesteine zeigen dieses typische Sedimentgefüge weit und breit.

7.7.2. Das Leitgestein Feinquarzit (Kieselgestein)

Mit diesem Terminus soll die makroskopisch deutlich flächige bzw. linsenförmige Verbreitung dieses Gesteins betont werden. Die mikroskopische Analyse des Gesteins- und Erzgefüges erlaubt generelle und spezielle Aussagen. Dem Vorhaben läuft allerdings die häufige Entwicklung von viel massigem, grobkristallinem Gefüge im Quarzit sowie auch in dem häufig damit vergesellschafteten

teten Antimonit zuwider. Es ist allgemein bekannt, dass die wissenschaftliche Ausbeute im Zusammenhang mit genetischen Fragen in schwach bis spurenhaltig erzführenden Abschnitten weit größer ist als in den wirtschaftlich geschätzten Reicherzkörpern. So ist unser Hauptziel zunächst das Gefüge der zusammen auftretenden Erz- und gesteinsbildenden Minerale, Gefügetypen zu unterscheiden und nach deskriptiven Merkmalen genetisch zu interpretieren.

Vom makroskopischen Befund ausgehend vermitteln die mikroskopischen Untersuchungen ungeahnte aussageintensive Einzelheiten. Die Feinquarzitschichte (Kieselgestein, Chert, z.T. Kieselschiefer, Abb. 256) zeigt keine Anhaltspunkte, die für eine ursprünglich vorherrschende detritische Entstehung spricht. Es handelt sich nämlich um ein weitgehend chemisches Anlagerungsprodukt von teils reiner, teils schwach bis stärker pigmentierter Kieselsäure (Abb. 257).

Verunreinigungen können aber bestehen aus: detritischem Quarz, also Quarzsand, hellem Glimmer im Form von detritischem Sericit, seltener von Chlorit, Schwermineralen wie Rutil, Turmalin, Zirkon, Titanit, Leukoxen, Apatit sowie von Kohlepartikeln. Dazu kommen die authigen ausgefällten Minerale Pyrit, Arsenkies, Rutil, Turmalin, Apatit, Hämatit, Calcit, Dolomit und Ankerit. Die Teilnahme von Antimonit (Abb. 258, 259), Baryt, Apatit in Spuren bis zu freisichtig wahrnehmbaren feinen Aggregaten stellt charakteristische, wichtige Sonderfälle dar.

Diese reine oder pigmentierte Kieselgesteinsbank ist nach unserem Ergebnis im Mineralbestand und Gefüge ein ursächlicher sedimentärer Bestandteil der

Setianqiao-Formation. Damit widerspricht unsere Aussage der herkömmlichen Auffassung, nach welcher die SiO_2 -Lage durch Alteration eines bestehenden Gesteins, also durch eine epigenetische Verkieselung, eine „Verquarzung“, im Zusammenhang mit einer ebenso epigenetischen „Vererzung“ entstanden sein soll.

Wir befürworten zwar den engen genetischen Zusammenhang von Kieselgestein und Antimonit, jedoch nicht in Form von einer epigenetischen Platzergreifung mit metasomatischer Verdrängung – abgesehen von Ausnahmen! Die Ausnahmen beziehen sich auf s-konkordante Lösungs- und bipolare Kristallisationsvorgänge und auf schichtdiskordante Silifizierung, die in diesem Falle (streng genommen) epigenetische Wege der Stoffzirkulation im Sediment deutlich machen.

Aber auch für diese Vorgänge sehen wir ursächlich (im weiteren Sinne) synsedimentäre, also im Oberdevon begonnene Zusammenhänge. Die Ursächlichkeit und die Gemeinsamkeit der Mineralparagenesen bezüglich Deformationen und Kristallisationen bezeugen deren gemeinsames Auftreten im Stadium des extern in den Bauzonen wachsenden Sedimentes, verbunden mit frühdiagenetischen mechanischen Teilbewegungen und chemischen Stoffbewegungen.

Abb. 256.
Kieselschiefer (Feinquarzit, Quarz-Laminit).
Lamination durch Korngrößenwechsel im authigenen Quarz (je nach Schnittlage der Komponenten: weiß bis schwarz) sowie durch Sericit-Rutil-Suturen (schwarz).
Dünnschliff, Nicols +.
Natürl. Größe 3,33 × 2,22 mm.

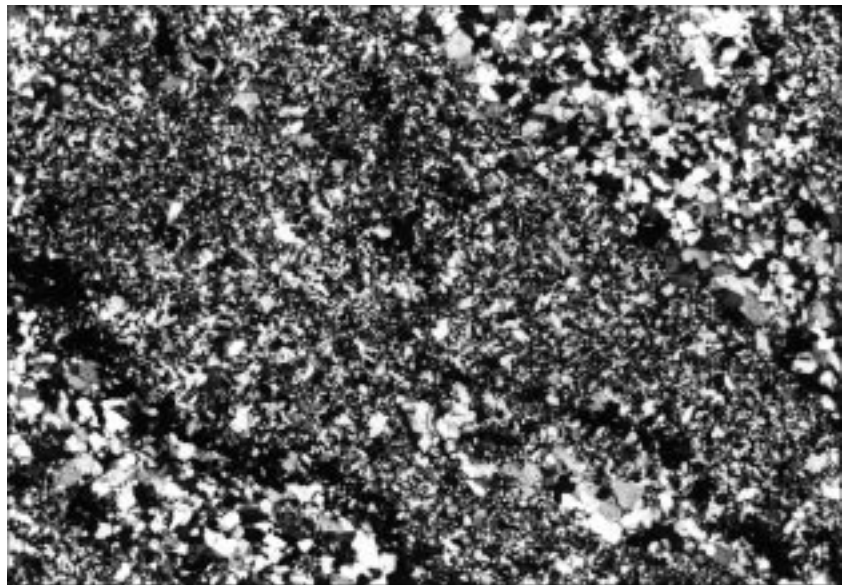


Abb. 257.
Feinlagenbau (diagonal) im überwiegend authigen entstandenen Quarzit (Kieselschiefer) durch Wechsel der Komponentengröße und durch selektive Umkristallisation.
Dieser metamorphe Lagenbau entspricht der primären Schichtung (Abbildungskristallisation), die noch durch Rutil-Sericit-Filme hervorgehoben wird. Bipolar gewachsene Quarzkristall-Palisaden mit Wachstumsregelung c s.
Dünnschliff, Nicols +.
Natürl. Größe 3,33 × 2,22 mm.

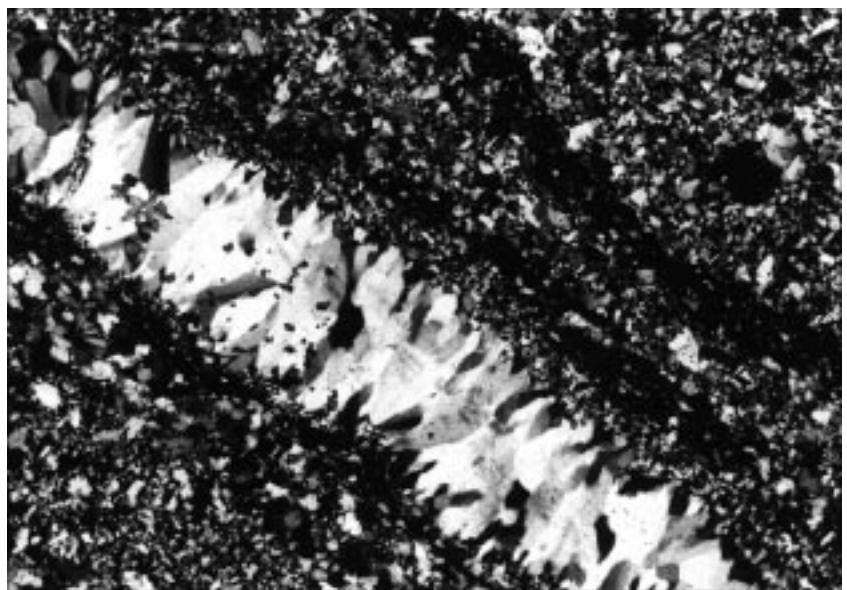


Abb. 258.

Metamorpher Feinlagenbau im Antimonit-Quarzit (Antimonit-Kieselschiefer).

Quarz verschiedener Umkristallisationsphasen: weiß bis grauschwarz, Antimonit: schwarz. Die grobkristalline Antimonit-Quarz-Lage ist ein Teil einer Quarzit-Antimonit-Wechselagerung ($s = ss$).

Dünnschliff, 1 Nicol.

Natürl. Größe $3,33 \times 2,22$ mm.

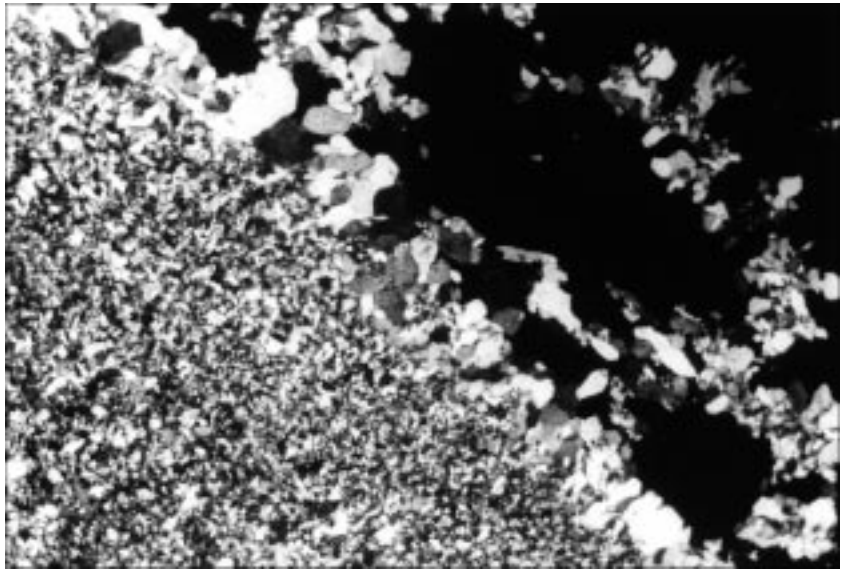


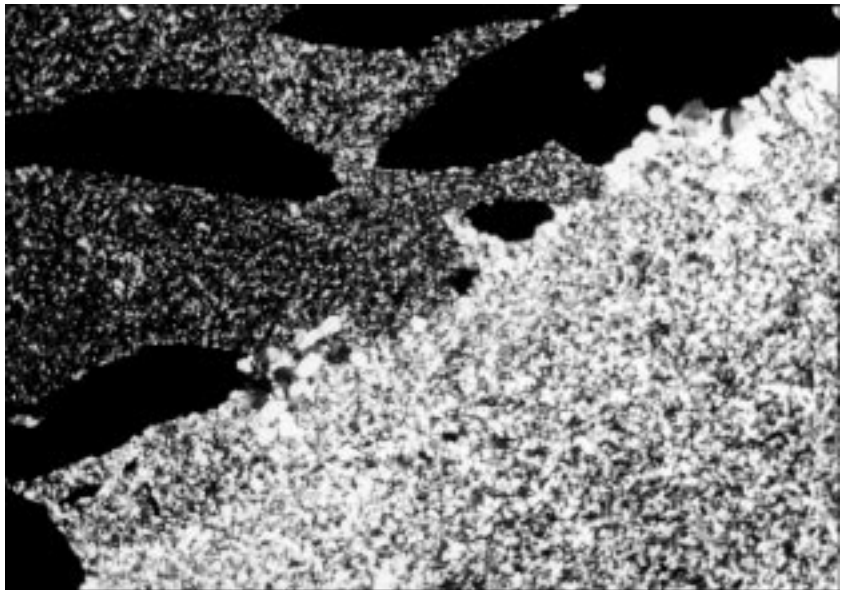
Abb. 259.

Quarzit-Antimonit-Feinlagenbau (s) parallel mit der ursprünglichen Schichtung des Devon-Sedimentes.

Hell-Dunkel-Unterschiede im Quarzit durch unterschiedliche Beteiligung der Pigmente Pyrit, Rutil, Meta-Anthrazit und Sericit. Spießige Antimonit-Kristalle feinlagig angeordnet.

Dünnschliff, Nicols +.

Natürl. Größe $3,33 \times 2,22$ mm.



7.7.3. Entwicklung der Erzkörper mit dem wachsenden Sediment

Die Unterschiede zwischen extern wachsendem Nebengestein und Fein-quarzitlager mit Antimoniterz bestehen vornehmlich im Mineralbestand und in der Art der Anlagerung. Diese Anlagerung wurde z.T. eine Anreicherung von Quarz und Antimonit bis zur Lagerstättenbildung. Eine vermittelnde Nebenrolle spielen der häufige Pyrit und der seltene Arsenkies.

Sedimentäre Reliktgefüge in den Erzkörpern

Der zwingende Beweis für eine primäre Anlagerung und Anreicherung kann durch den Nachweis von Reliktgefügen aus frühen Vorgängerstadien erbracht werden. Die Rede ist von typisch sedimentären Gefügen, die sich trotz der Indosinischen Orogenese in der Trias und der Yanshanischen Orogenese und Metamorphose in der Jura- und Kreidezeit in Teilbereichen der Lagerstätte erhalten haben. Quarz und Pyrit sind besonders aussagekräftig, aber sogar der mechanisch und chemisch mobile Antimonit ergänzt willkommen die Beweisführung.

Quarz in Form von Feinquarzit ist Hauptkomponente der Erzlager, und seine flächige Verbreitung sowie Mächtigkeit gehen über die Dimensionen der Antimonitschichten hinaus. Das Charakteristikum der feinquarzitischen Teilabfolge der Kieselgesteine ist ein Feinlagenbau mit Korngrößenwechsel und gestaltlichem Wechsel des Korngefüges (Abb. 256, 257). Die kleinsten nachzuweisenden Kristallite weisen eine Kornfeinheit von $2 \mu\text{m}$ auf. Sie sind xenomorph-körnig und nicht undulös auslöschend. Jedoch zeigt die mikrokristalline Kornklasse eine Deformation des Kristallgitters in Form von undulöser

Auslöschung im Allgemeinen nicht unter $8 \mu\text{m}$ Kornfeinheit. Das hängt nicht mit fehlender mechanischer Beanspruchung dieser Feinlaminae zusammen, sondern mit dem intergranularen Abfangen der mechanischen Teilbewegungen bei solch feiner Körnung des Gefüges.

Es zeigt sich auch hier die bekannte Auswirkung der Wachstumsbehinderung: pigmentierte, also verunreinigte Laminae bleiben bei Sammelkristallisationen im Wachstum zurück: Verunreinigungen durch Gefügepartner wirken sich wachstumshemmend aus.

Der Feinlagenbau im Kieselgestein zeigt im Allgemeinen offenbar keine Raumrhythmik. Laminarer Korngrößenwechsel auf Grund der Änderung von Gefügetracht und Habitus sieht etwa folgendermaßen aus (Angaben in μm): 16, 10–20, 70–140, 42, 10–20, 70, 10–20, 12–20, 150–330 (mit Antimonitfeinlage!), 70, 14–30, 70, 30–70, 12–20, 165 (Palisaden-Quarz mit Antimonitfeinlage).

Die Einwirkung von Mineralpigmenten wie Sericit, Rutil, Pyrit auf die Umkristallisation kann aus folgender Gegenüberstellung entnommen werden: stark pigmentierte Feinlage: Kornfeinheit $2\text{--}8 \mu\text{m}$; nicht pigmentierte Feinlage mit heterometrischen Körnern, gitterdeformiert: $60 \times 12 \mu\text{m}$, $80 \times 20 \mu\text{m}$, $100 \times 42 \mu\text{m}$; pigmentiert: $8 \times 12 \mu\text{m}$, nicht pigmentiert $12 \times 40 \mu\text{m}$. Die Dünne solcher Laminae schwankt etwa zwischen $0,1$ und $1,5$ mm.

Die Korn- bzw. Kristallformen der Quarzitkomponenten reichen von mikrokristallin-isometrisch, über dichtkörnig-xenomorph(-pflasterförmig), -hypidiomorph bis idiomorph-säulchenförmig, herometrisch-palisadenförmig, über bipolare Wachstumsgefüge (Kristallrasen, Abb. 257) bis zu feinkörnig-xenomorphen und hypidiomorphen Palisadengefügen. Auffällige Tektonitregelung ist in manchen Laminæ geprägt und an gelängten xenomorphen Komponenten mit gleichen Polarisations- = Interferenzfarben sowie undulöser Auslöschung deutlich erkennbar. Mitunter kommt nicht nur eine Hauptschieferungsfläche s_1 parallel dem Feinlagenbau, sondern kommen auch noch sich kreuzende Mikroscherflächenscharen s_2 und s_3 durch Kornumregelung zur Geltung. Zum Teil sind die nur 0,00x mm kleinen Quarzkomponenten des laminierten Kieselgesteins in Form von wolkig verteilten Nestern in größerkristallinen Laminæ als insulare Verdrängungsreste erhalten. Es sei auch erwähnt, dass diskordant zum Feinlagenbau verlaufende Mikrofugen mit z.T. ebenso feinen Quarzkomponenten verheilt sind, sich aber von den Komponenten des Feinlagenbaues durch fehlendes Pigment (Chagrin) unterscheiden.

Der Feinlagenbau durch Korngrößenwechsel und Korngefügeunterschiede im Mikrobild des laminierten Kieselgesteins wird verdeutlicht durch detritisch zugeführte Gefügepartner. So kommen allothigene Sericite im Allgemeinen zwar spärlich vor, bezeugen aber durch ihre statistisch gestaltliche Gleichrichtung sowohl bei homogener Verteilung (homogenes Parallelgefüge), als auch bei bescheidener Anreicherung in Form von Filmen und Suturen stets Parallelismus mit der Lamination (Abb. 256, 257).

Schon diese bisher erwähnten Merkmale lassen keinen Zweifel über die Entstehung dieses Kieselgesteins aufkommen: Das inhomogene Parallelgefüge des Mikrobeereiches repräsentiert die Schichtung eines Kiesel-sedimentes, die durch großenteils chemische Externanlage Feinlage für Feinlage, zum Teil gemischt mit Mineraldetrus, entstanden ist. Diese Feinschichtung wurde in der weiteren Entwicklung von wahrscheinlich schon syndiagenetischen, dann aber von metamorphogenen Umkristallisationen, hauptsächlich als Sammelkristallisation betroffen und durch laminar selektive Verdrängung „Quarz nach Quarz“ metamorphosiert.

Für diese auf Gefügemerkmale gestützte Erklärung gibt es weitere Beweise. Quarz detritus in Form von überwiegend eckigen Körnchen ist im Allgemeinen nur in Spuren im Kieselgestein enthalten. Auffallend aber sind ge-

gentliche laminare Anreicherungen in dünnen Lagen, z.B. von 1–5 mm. Weit überwiegend bildet der Quarzdetritus nur ein offenes Gefüge innerhalb der Kieselmatrix, aber es gibt auch dicht gepackten Quarzdetritus. Die Korngrößen dieses Detritus schwanken in weiten Grenzen: sie reichen von 0,028 bis 0,33 mm, ja auch bis 1 mm. Es fällt auf, dass die Kornrundung mit der Größe der Körner zunimmt. Der Quarzdetritus zeigt überwiegend undulöse Auslöschung. Diese intragranulare Deformation kann allerdings schon vor der Sedimentation, nämlich im Ausgangsgestein erworben worden sein. Eine Besonderheit bildet verschiedentlich erkennbare Meroblastese an detritischen Quarzkörnern; d.h. gleichphasig orientiertes Weiterwachsen von detritischen Körnern im Sediment bzw. Gestein (SANDER, 1950, 1970). Kataklyse von Komponenten bis Mylonitisierung ist in unserem Probenmaterial fallweise nachzuweisen.

Interngefüge

Im Zuge einer frühen synsedimentären Kristallisation sind bereits Pigmenteinschlüsse, wie erwähnt von z.B. Sericit, in den mikrokristallinen Aggregaten mit eingebaut worden. In der Weiterentwicklung entstanden im Zuge von Umkristallisationen zu auch hypidiomorphen und idiomorphen Kriställchen oft zonare Interngefüge. Bei stationärer Wachstumsunterbrechung wurden als Pigmente manchmal Calcit, Dolomit bzw. Sericit eingebaut. Quarz seinerseits tritt als Interngefüge vom Typ *si* in Calcit-Marmorlagen auf.

Als mechanisch angelagerte detritische Schwermminerale wurden im Kieselgestein noch Turmalin, Zirkon, Rutil und Apatit gefunden. Weiters sind oft Kohlemacerale nachzuweisen, die sich zum Teil als Inertinit-Fragmente erweisen. Über den Inkohlungsgrad dieses Biodeitritus können wir auf Grund von Reflexionsdaten Auskunft geben. Es handelt sich um Meta-Anthrazit mit Reflexionswerten $R_r = 3,8\text{--}4,4\%$ und einem Mittelwert $R_r = 4,11\%$, was nach BARKER & PAWLEWICZ (1986) einer maximalen Inkohlungstemperatur von rund 180°C entspricht (Abb. 260). Auch Neukristallisationen im Sediment bzw. Gestein von Turmalin, Rutil und Apatit sind sichergestellt.

Besondere Bedeutung kommt aber dem authigenen Auftreten von Pyrit zu. Es handelt sich um meist laminariert auftretende Framboide und Globulite der Größenordnung um $0,014\text{--}0,04\text{ mm}$. Sofern nicht Sammelkristallisations Details verwischen, bestehen diese Partikel aus Einzelkriställchen von $0,2\text{--}1\text{--}4\text{--}8\text{ }\mu\text{m}$. Doch sind auch nichtfigurierte globulitartige Aggregate zu finden. Pyrit zeigt meist Würfelform und entsprechende Kristallkombination, von mikrokristalliner Feinheit bis in den Bereich $0,5\text{ mm}$. Feinlagige und

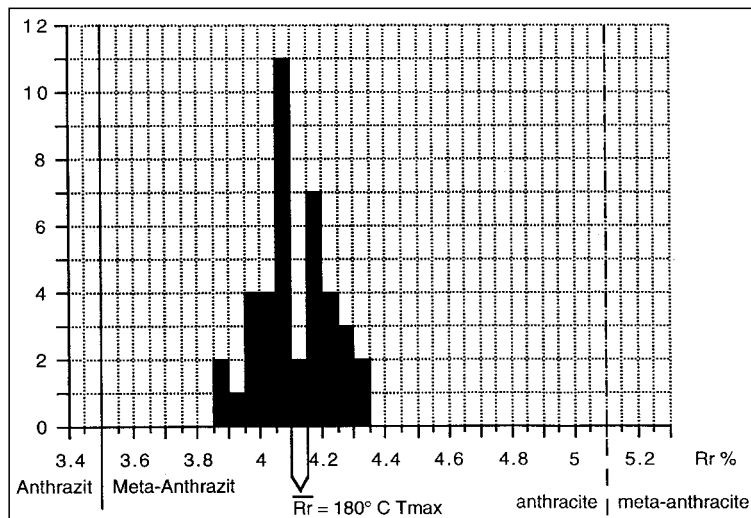


Abb. 260.

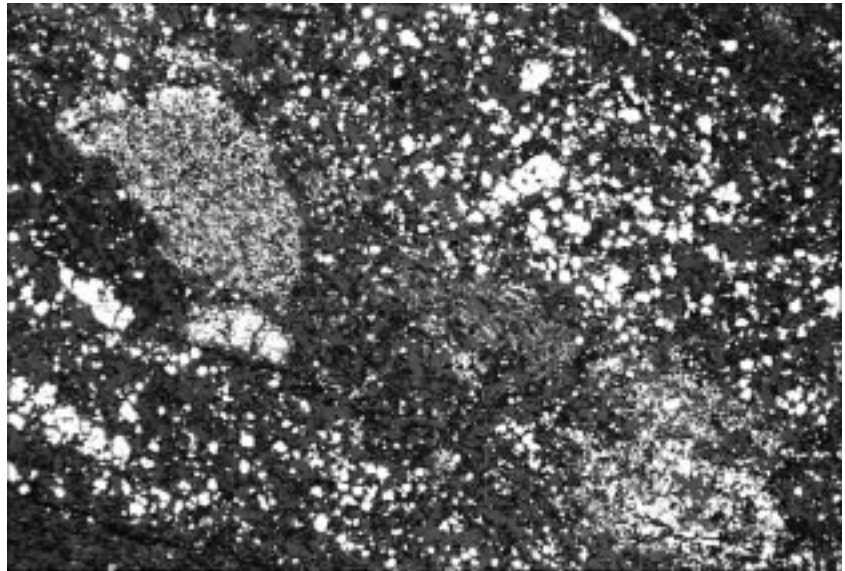
Random Reflexion (R_r) von inkohltem Phytodetrus in devonischen, schwarzen Tonschiefern der Lagerstätte Xikuangshan.

R_r mit $3,85\text{--}4,25\%$ entspricht dem Inkohlungsgrad von Meta-Anthrazit (US-Nomenklatur: anthracite). Die max. Inkohlungstemperatur von $T_{\max} = 180^\circ\text{C}$ (berechnet nach BARKER & PAWLEWICZ, 1986) entspricht anchimetamorphen p-T-Bedingungen.

Univar-Mikrospektralphotometer; Obj. $50\times 0,85\text{ }\text{Öl}$; Messfelddurchmesser: $2\text{ }\mu\text{m}$; Standard: Carb.Sic 27; nicht polarisiertes Licht bei 546 nm .

Abb. 261.

Pyrit-Kristalle, Kristallgruppen und framboidähnliche Aggregate feinschichtig im Sericitquarzit.
 Pyrit: weiß, Quarz: schwarzgrau, Sericit: schwarz.
 s = ss: diagonal links oben – rechts unten.
 Polierter Anschliff, 1 Nicol.
 Natürl. Größe 3,72 × 2,48 mm.



suturähnliche Ansammlungen sowie netzförmig-intergranulare Verteilung im Korngefüge, z.B. von Quarzit, sind die häufigsten Auftretensformen. Damit erweist sich das mechanisch und chemisch mobilisationsträge Fe-Bisulfid als zusätzliches Merkmal für die Lage und den Verlauf der ursächlichen Schichtung (Abb. 261, 262). Das Faktum zählt umso mehr, als der Pyrit nicht nur eine häufige authigene Komponente in den Nebengesteinen, sondern auch im Erz als Begleiter des Antimonits ist.

Eine untergeordnete Rolle scheint, zumindest in unserem Probenmaterial, der Arsenkies zu spielen. Die heterometrischen idiomorphen Kriställchen treten offenbar in Gemeinschaft mit Pyrit, bescheiden gehäuft und in Aggregaten auf. Eine ebenso unbedeutende Rolle spielt in den Erzkörpern der Hämatit. Aber immerhin sind mikrokristalline Hämatitblättchen in feinschichtiger Position gelegentlich im unmittelbaren Erzträgergestein, aber nicht im Antimonitkörper selbst identifiziert worden.

Zur weiteren Stützung unserer Interpretation der Feinquarzit-schichte als syndimentäre Bildung mit kombiniert mechanischer und chemischer Externanlagerung können zwar noch weitere typische Sedimentgefüge genannt werden, doch stellen wir diese hinter das Hauptthema „Antimonit“.

Anreicherung des Antimonits

Es ist schon richtig, wenn in den bisherigen Vorstellungen über die Lagerstättengenese von vielen Experten die paragenetische Zusammengehörigkeit von Feinquarzit-(Kieselschiefer-)Lager und Antimonit hervorgehoben und zur Grundlage der Erklärungen gemacht wurde. Auch wir stützen unsere Aussage auf diese Zusammengehörigkeit. Es mag sogar den versierten Forscher überraschen, dass Antimonit auch außerhalb der massiven Erzlager auftritt, in einer Form die dem freien Auge verborgen bleibt. Aber gerade dieses unauffällige diskrete Erzgefüge bildet eine Schlüsselstellung für die Beurteilung „wann und wie fanden Erzausscheidungen statt?“

Im mikroskopischen Verteilungsbereich zeigt sich überraschenderweise Antimonit mit fein- und feinkörnigen, nadeligen Formen, gesteigert auch bis in mittelkörnige Größen über 1 mm Länge, also allgemein mit heterometrischem Habitus. Deren Lage ist häufig, aber nicht immer mit der Längsachse statistisch in der Lamination ausgerichtet, und die Anordnung ist in den genetisch bedeutensten Beispielen feinlagig mit Übergängen zu geschlossenen Antimonitfeinlagen des mm-Bereiches. Durch Innenreflexe kommt aus der Tiefe des Quarzits durch die Antimonite eine Betonung des kieseligen Feingefüges zustande; analog der Wirkung von Pyrit und Kohlepartikeln.

Die derartige Auftretensform des Antimonits in Spuren bedingt im zweidimensionalen Schnitt eine fein- bis grobstreifige graue, dunkelgraue bis schwarze Lamination. Somit liegt dieses Erzmineral in der authigenen Paragenese zusammen mit Pyrit, Quarz, Karbonat, Baryt, Apatit, verunreinigt durch den detritischen Eintrag von Quarzsand, Sericitschlamm, carbonifiziertem Phytodetritus und Schwermineralen in einer syndimentären Anlage-

rungsform vor; was nicht bedeutet, dass nicht präkristallin noch eine andere, feinkörnigere Kornvariante authigener Komponenten als Vorgängerstadium existent war.

Neben diesen Parallelgefügen kann man auch Schräg- und Kreuzschichtungen sowie syndiagenetische Verformungen erkennen. Aus dieser Entwicklung des Quarzit-Antimonit-Sedimentes re-

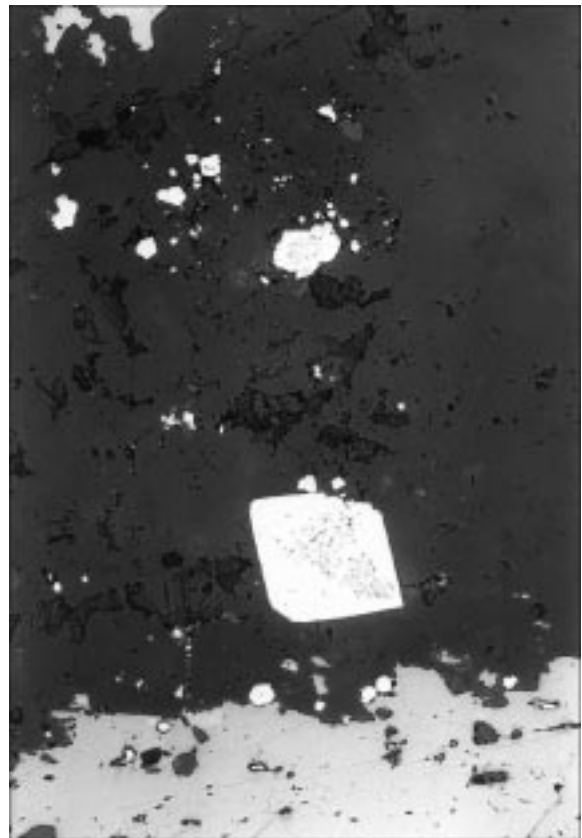


Abb. 262.

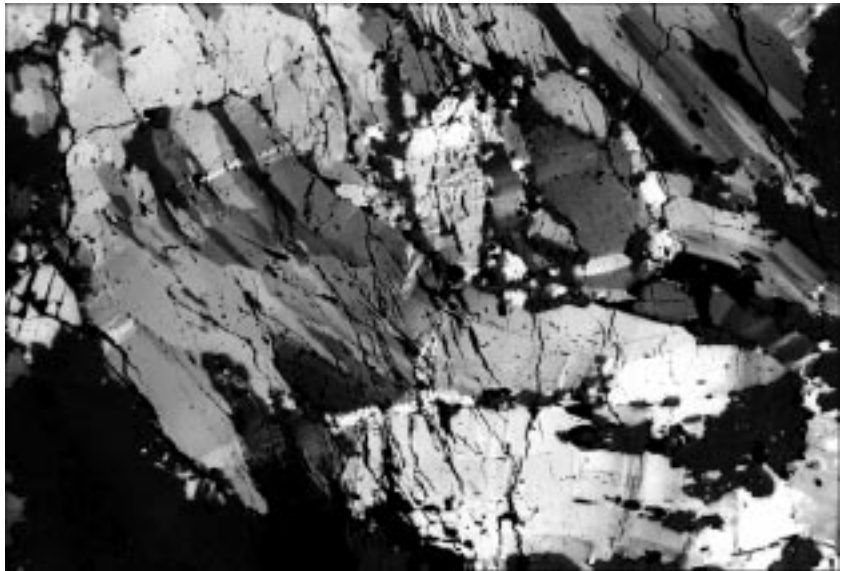
Pyrit-Idioblasten mit „altem“ Interngefüge (si), bestehend aus Sericit und Quarz, in Quarzit (schwarzgrau) und Sericit (schwarz).
 Antimonit-Laminae (grauweiß, oberer und unterer Bildrand) repräsentieren einen Ausschnitt eines Feinlagenbaues, welcher der sedimentären Schichtung des Schiefergesteins entspricht.
 Polierter Anschliff, 1 Nicol.
 Natürl. Größe 0,93 × 0,62 mm.

Abb. 263.

Postkristalline Verbiegung stengeliger Antimonitkristalle und gitterunabhängige Kataklaste durch eine Mikro-Zerrfugenschar, ausgelöst durch tektonische mechanische Beanspruchung des Erzes.

Polierter Anschliff, Nicols x.

Natürl. Größe 3,72 × 2,48 mm.



sultieren logischerweise verschiedene mechanische, kristallographische und geochemische Veränderungen seit dem Primärstadium. Am auffälligsten sind die faltenden und rupturrellen Verformungen (Abb. 263, 264). Sie kommen auch großtektonisch in der Miteinbeziehung der Erzlager samt dem Schichtverband in die axialen Groß- und Kleinfalten zur Geltung. Die rupturrellen Deformationen führten zu Quarzit-Deformationsbreccien und gaben im Zuge von Erzmobilisationen zu wegsamkeitsbedingter Netzwerkmineralisation Anlass (Abb. 250). Die Verwerfungen der Erzlager, Zerschierung und Mylonitisierung des Erzes sind zur Genüge bekannt und bedürfen nicht unserer Erläuterung. Hier liegen also untrügliche Fakten für eine Entwicklung des Erzgefüges aus einem sedimentären Beginn vor.

Umkristallisationen

An detritischen Quarzkörnern im authigenen Feinquarzit sind meroblastische Kornvergrößerungen nachzuweisen, ein Hinweis auf Kristallisationsteilbewegungen nach der Sedimentation. Variationen im Kristallbau lassen auf mehrere zeitliche Phasen schließen. Die Neigung zu grobkörnigen Umkristallisaten ist bekanntlich in monomineralischen Teilgefügen größer als in polymineralisch verunreinigten Abschnitten. Diese Ursache, aber auch feinlagige Unterschiede in Spurengehalten, im Porenvolumen und in den Intergranularen, in Porenfilmen, im Gehalt von Connatewässern sowie in Fluid- und Gasphasen können für inhomogen-schichtige Unterschiede der Kristallisationen maßgeblich gewesen sein. Bemerkenswert ist, dass die Anwesenheit von Antimonit im Quarzit immer mit größeren Quarzkristallen und mit der Neigung zu hypidiomorph- bis idiomorph-körniger Kristallisation verbunden ist. Die bis zur Riesenkörnigkeit kristallisierten Antimonitstengel von Xikuangshan sind weltberühmt und sie stellen so wie die massigen grobstengeligen Derberze jüngste metamorphogene Kristallisate dar (Abb. 251, 253). Natürlich sind diese faszinierenden Kristallstufen in verschiedenen großen Hohlräumen auskristallisiert. Pseudomorphe Umwandlungen in Oxidationszonen z.B. zu Lewisit, einem Mineral der Stibiconit-Gruppe, sind eine weitere Bereicherung der Mineralschätze.

Es ist verständlich, dass das chemisch leicht mobilisierbare Antimonsulfid im Verlaufe der metamorphogenen Umkristallisationen und vor allem bei Bildung massiger Metellanreicherungen eventuell vorhanden gewesene sedimentäre Reliktgefüge meist weitreichend bis total verwischt hat (Abb. 265, 266). Daher erinnern nur manche Pyrit- und Quarzit-Feinlagen und -Linsen als *si*-Gefüge im grobkristallinen Antimoniterz als Vorgängergefüge an den ursprünglichen sedimentären Schauplatz.

Geochemie

Über die Haupt- und Spurenelement-Gehalte in den Nebengesteinen der Erzkörper und des Erzes sowie über die Isotopendaten ist im Kap. 5.8.2. im Vergleich mit den proterozoischen Lagerstätten des metallogenetischen Gürtels in diesem NW-Hunan-Bereich berichtet.

7.7.4. Zur Genese der Antimonitlagerstätte Xikuangshan

Die neu interpretierten Makro- und Mikrobefunde der Lagerstätte mit Bezugnahme auf geochemische Daten sprechen für eine synsedimentäre, im Verbands des devonischen Sedimentaufbaues

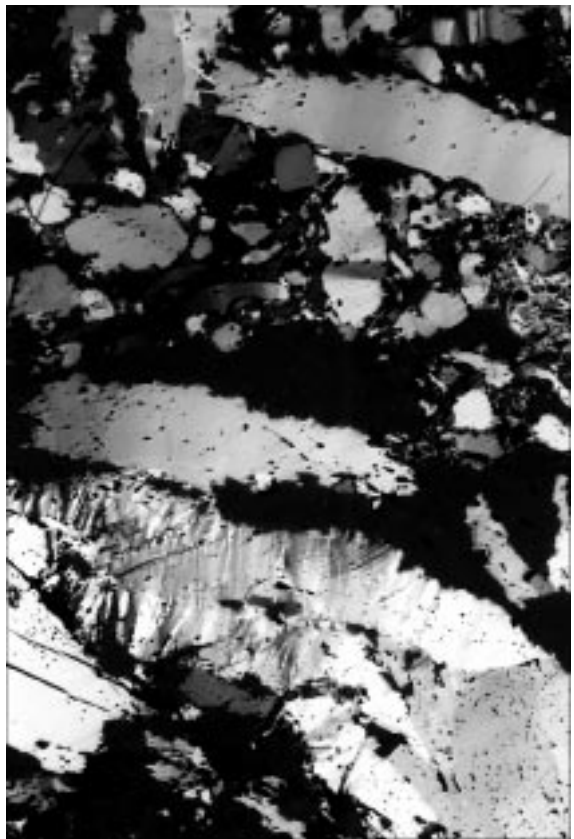


Abb. 264.

Nach Deformation und Umkristallisation noch erhaltener kristalliner Feinlagenbau im Antimonit-Quarz-Erz. Zerknitterungslamellen und undulöse Auslöschung als Folge mechanischer Beanspruchung im xenomorph-körnigen Antimonitgefüge (je nach Schnittlage grauweiß bis schwarzgrau).

Quarz: grauschwarz.

Polierter Anschliff, Nicols x.

Natürl. Größe 3,72 × 2,48 mm.

Abb. 265.

Relikte Pyrit-Sericit-Feinlage im xenomorph-körnigen „jungen“ Antimonit-Quarz-Kristallinat markiert die ursprüngliche, durch Metamorphose weitgehend verwischte Schichtung.

Pyrit: weiß; Antimonit: grauweiß; Quarz: grau-schwarz; Sericit: schwarz.

Polierter Anschliff, 1 Nicol.

Natürl. Größe 3,72 × 2,48 mm.

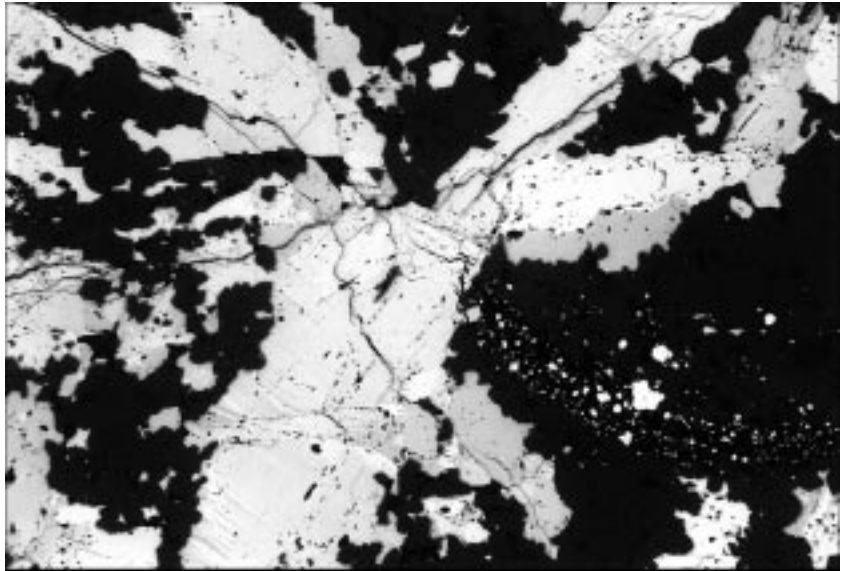


Abb. 266.

Die Antimonit-Großlagerstätte Xikuangshan als Typ einer schichtgebundenen, metamorphen Erzlagerstätte ist ursprünglich durch hydrothermal zugeführte Lösungen und authigene marine Metallausfällung, begleitet von Pyrit und Quarzit in der Devonzeit entstanden.



angereicherte Sb-Erzlagerstätte (Abb. 266). Der Sedimentationsraum muss also von außergewöhnlichen chemischen Veränderungen regional beeinflusst worden sein.

Von den Möglichkeiten, die Kieselsäure-Anreicherung unseres Quarzitlagers zu erklären, bieten die gefügepetrographischen Merkmale die Beurteilung als „primäre Kieselgesteine“ durch Ausfällung im Meerwasser, also im Wesentlichen eine „chemische Anlagerung“ (im Sinne der Gefügekunde [SANDER, 1950, 1970]) infolge Übersättigung an. Die Mischung von authigenem und allothigenem Mineralbestand bezeugt den Fortgang detritischen Materialeintrages in das von starker Metallisation kontaminierten Sedimentationsbecken. In der Folge hat aber die diagenetische und metamorphogene Umkristallisation bedeutenden Einfluss auf das Kleingefüge verursacht und die Primärgefüge weitgehend verwischt. Schon durch den synsedimentären Auftritt der Kieselsäure konnten die Grenzflächen zum Normalsediment durch Silifizierung modifiziert werden. Solche Stofftauschprozesse konnten auch durch Metamorphose neuerdings mit Silifizierung um sich greifen.

So steht die Frage an, woher die außergewöhnlichen Element-, insbesondere Sb-Metallkonzentrationen kommen konnten.

Die primäre Ausfällung aus dem Meerwasser, insbesondere aus einer bodennahen Metallsole, im Wesentlichen als chemische Externanlagerung, gemischt mit ortsbekannten authigenen Sedimentpartnern und dem detritischen allothigenen Sedimenteintrag, sollte nicht angezweifelt werden. Nach unserem Ergebnis sollte es sich also um eine enorme extrusive Metallzufuhr durch hydrothermale Lösungen i.w.S. in Teilregionen des Sedimentationsbeckens handeln.

In Übereinstimmung damit steht die geochemische Aussage überdurchschnittlicher Anreicherungen einerseits von Sb, andererseits auch von As, W, Au, Li, Cr, Mo, Ag, und Cd (siehe Kap. 5.8.2.2.).

Hinweise auf vulkanische Ereignisse im Sedimentationsraum sind, wenn auch mit zeitlichem Abstand durch das Vorkommen einer chloritischen Tuffschichte gegeben, mit welcher die auffallende Fe-Anreicherung in Form einer Hämatitbank in genetischem Zusammenhang steht. Ob die Tonschiefer-Zwischenschichten der Devonabfolge mit vulkanogenem Material in Verbindung gebracht werden könnten, ist mangels einschlägiger Untersuchungen nicht zu beantworten.

Die Unterschiede in der SEE-Verteilungskurve von Sb mit 2 Typen könnte auf Mineralgenerationsunterschiede zurückzuführen sein. Die Differentiation zwischen leichten und schweren SEE erweist sich als ähnlich den Kieselgesteinen. Auch die Isotopenwerte für S des Antimonits ergeben eine Ähnlichkeit mit den Sulfidwerten des Nebengesteins.

Inwieweit SiO₂ und Antimonit hydrothermal (im strengen Sinn) zugeführt wurden oder etwa Fluide im Zusammenhang mit vulkanischen Aktivitäten als „pseudohydrothermal“ oder „sekundär-hydrothermal“ maßgeblich wa-

ren, entzieht sich dem unmittelbar beobachtbaren Schauplatz des Forschers; zumal keine Beweise für Zufuhrwege für Lösungen bekannt sind; es sei denn, man kann künftig durch weitere Aufschließungen die Hauptstörungszone (F75) als allgemeinen Erzträger erkennen. Vorläufig kann nur von einem Verwurf der Erzlager mit mechanischer Verschleppung des Erzes samt Nebengestein im Zuge der Zergleitung und von Rekristallisation die Rede sein.

Mit der Diskussion über die Identität der Erzlösungen begibt man sich auf ein nicht mehr durch unmittelbare Fakten belegbares Fachgebiet. Die Anwesenheit von Antimonit-Anreicherungen großen Umfanges in den vordevonischen Gesteinen vor allem im Proterozoikum sollte allerdings Anlass zur Vermutung geben, dass magmatisch ausgelöste geothermale Stoffkreisläufe Mobilisationen im Grundgebirge eingeleitet haben könnten, die für die selektive Entstehung hydrothermalen Metalllösungen ausschlaggebend waren. Das könnte auch mit ein Grund sein, warum eine nur so einfache Metallparagenese zur Ausfällung kam.

Xikuangshan gehört nach dieser Klassifikation zwar zu den stratiformen Erzlagerstätten, jedoch nicht zur proterozoischen Serie von polymetallischen Lagerstätten vom „Typ Woxi“.

7.7.5. Montangeologische Anmerkungen für den Bergbau Xikuangshan

Auf Grund unserer, wie erwähnt nur bescheidenen Mitarbeit für die Sb-Erzlagerstätte Xikuangshan können wir uns doch an Hand einiger unserer Forschungsergebnisse zu einigen praktischen Aussagen entschließen.

Der Mangel, dass nach den auf die Genese bezogenen Aussagen der Wissenschaftler noch immer keine exakte Vorstellung vermittelt wird, sollte für die Bergbaupraxis kein Nachteil sein. Wir halten es für wesentlich den Hinweis geben zu können, dass die Schichtgebundenheit der ausgedehnten Erzlager I und II auf einen sedimentären Anlagerungsvorgang von Sb-Metall, charakteristischerweise begleitet von einem schichtigen Kieselgestein (Feinquarzit), durch Ausfällung aus einer marinen Metallsole zustandegekommen ist. Diagenetische und metamorphogene Umkristallisationen haben den Lagerstättenbestand im Kleingefüge modifiziert sowie im Großen und Kleinen durch Faltungen und rupturale Deformationen verformt. Die von den Bergleuten oft beobachteten stärkeren Erzanhäufungen in den Faltenscheiteln sind als eine Folge von mechanischem Stofftransport bei der Entstehung von Biegegleitfalten zu verstehen. Die zusätzliche Mitgestaltung durch eine engständige Schar von Scherfalten ist zum Teil wahrscheinlich. Eine Ausnahme hinsichtlich der Form bildet die als Erzkörper III bezeichnete Anreicherung, die nach Werksangaben zu einem beträchtlichen Teil als Erzanschoppung der an der Hauptstörungszone (F75) abgesicherten Erzkörper verdächtig erscheint. Zumindest ist auch eine vererzte Quarzitbreccienzone im Störungsbereich entwickelt.

Von den verwerfenden Scherkluftgruppen haben nach den Grubenplänen die NE-Scherklüfte in symmetrologischer *h0l*-Lage zur dominierenden Großfaltenachse *B* die größte Bedeutung, welche im Bergbauegebiet mit der Orientierung SW(SSW)–NE(NNE) und flachem Einschieben nach NE geprägt ist. Es handelt sich also um „Längsverwerfer“, deren Bewegungstendenz bei der Erstanlage rechtwinkelig zur Faltenachse anzunehmen ist. Ihr Einfallen kann unter Beibehaltung der Tautozonalität zur *B*-Achse variieren. Zu dieser Scherkluftcharakter

hört auch die Hauptstörungszone (F75). Diese hat sichtlich die Erzkörper beträchtlich verworfen und es ist daher mit großer Wahrscheinlichkeit nordwestlich dieses Verwerfers mit der Fortsetzung der Erzlager zu rechnen.

Die auf Grubenkarten eingezeichneten NNW–SSE- und NW–SE-Verwerfer haben offenbar keine großen Versetzungsbeträge zur Folge. Eine tektonische Gefügeanalyse könnte den tektonischen Bewegungsplan und die Aktivitäten an den Kluftsystemen hinsichtlich der Relativbewegungen klären.

Die Aufsuchungen und Aufschließungen können nach der einfachen Grundlage stratigraphisch schichtgebundener Erzlager erfolgen; natürlich unter Berücksichtigung der faltenden und zerscherenden tektonischen Verformungen. Dasselbe gilt für das kleinräumige Ausrichten der Erzkörper beim Abbau und das Wiederaufsuchen abgesicherter Erzkörper. Die Kenntnis über die Hauptstörung sollte Anlass dazu geben, den verworfenen stratigraphisch definierten Erzkomplex jenseits, also nordwestlich des Verwerfers, zu suchen und die unklare Bedeutung desselben, etwa als eventuelle submarine Wegsamkeit für eine Lösungszufuhr, zu erkunden.

Die relative Einfachheit der Lagerstättenkörper und ihrer tektonischen Verformungen berechtigt zur Vermutung, dass die bergmännischen Aktivitäten in Xikuangshan seit Jahrzehnten mit guten Ideen erfolgreich verlaufen sind. Daher sollte es auch zukünftig keine außergewöhnlichen Probleme für die Prospektion, Exploration und den laufenden Erzabbau geben.

8. Genetische Schlussfolgerung

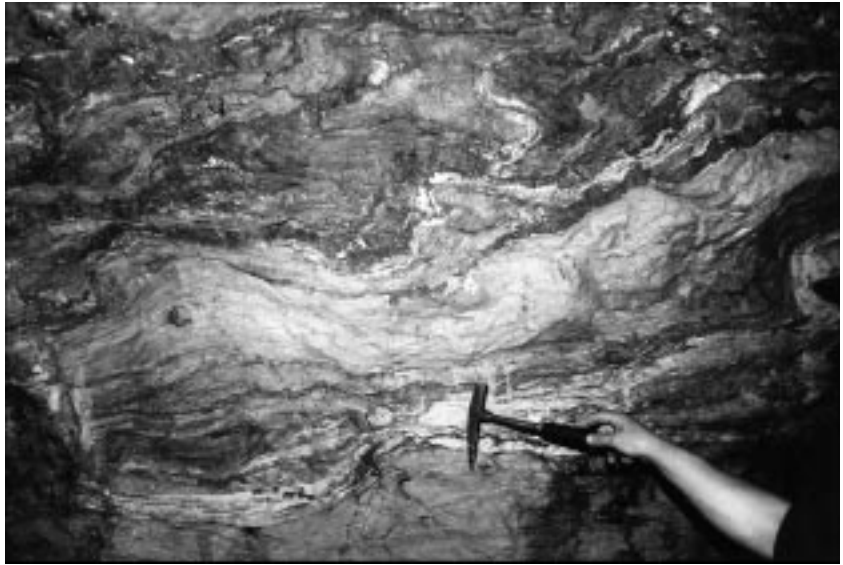
Ziel der lagerstättenkundlichen Studie war es, den im metallogenetischen Gürtel der Jiangnan-Orogenzone im Norden der Provinz Hunan verlaufenden, vor allem mit Sb, W und Au angereicherten Bereich und den Typ der schichtgebundenen Lagerstätten dieses Raumes genetisch zu erklären. Fragen, deren Beantwortung von allgemein geowissenschaftlichem, und damit verknüpft von großem bergwirtschaftlichem Interesse ist. Immerhin dominiert China die Wolfram- und Antimon-Produktion der Erde seit vielen Jahrzehnten, steht bei Au an 5. Stelle, und in der Provinz Hunan werden 60 % der jährlichen chinesischen Sb-Produktion und 20–30 % der W-Produktion erzeugt.

Für unsere fachlich sehr vielseitigen Untersuchungen waren vier Lagerstätten auserwählt worden, von denen zwei zu den Großlagerstätten der Erde zählen. Insbesondere die Typuslokalität Woxi stand für die polymetallischen stratiformen Metallanreicherungen im Mittelpunkt der Forschung.

Entgegen fast allen, untereinander bisher kontroversen genetischen Erklärungen stellen wir auf zahlreiche Merkmale gestützte Aussagen aus den Befunden des Bergbaues und der Labors zur Verfügung. Die Aussagen der geologischen, stratigraphischen, tektonischen, petrographischen und mineralogischen, der gefügekundlichen und geochemischen Detailuntersuchungen bringen z.T. bereits separiert klare Aussagen, ergänzen sich aber gemeinsam zur eindeutigen Interpretation der Genese. So hängt diese regional weit verbreitete Häufung von Metallagerstätten offensichtlich mit der Existenz einer erdgeschichtlich sehr alten, im mittleren bis jungen Proterozoikum plattentektonisch aktiven Zone mit Subduktion zusammen, mit der in Verbindung hydrothermale Lösungen und Fluide als Sammler und Träger von Metallen wirksam waren und als Transportmedium eines Hydrothermalsystems

Abb. 267.

Synsedimentär stratiform in Feinschichten mit Antimonit, Scheelit, Pyrit, Quarzit, Sericit, Chlorit angereichertes und syndiagenetisch tektonisch intensiv verfalltetes Erz im Lager V7. W-Sb-Au-Bergbau Woxi.



tems die damaligen plattentektonisch prädestinierten Meeresabschnitte belieferten. Die ursprüngliche paläogeographische Situation erscheint um so interessanter, als von der Typuslokalität Woxi auch altersmäßig abweichende, Lagerstätten bildende Anreicherungen zustande kamen: im mittleren und im jüngsten Proterozoikum, u.zw. in jeweils mehreren zeitlichen Phasen. So sind in der Typuslagerstätte Woxi die extrusiven metallischen Zufuhren und die submarinen Metallausfällungen aus Metallsolen während gleichzeitig fortlaufender detritischer Sedimentation im reduzierenden chemischen Milieu flächig weitreichend, in wahrscheinlich (bis jetzt nachgewiesenen) 12 Schüben hydrothermalen Tätigkeit zusammen mit Kieselgestein exakt stratiform abgelaufen. Sie sind belegt durch relikte, aber doch noch als typisch erkennbare sedimentäre Gefüge zu bezeichnende schichtige und laminare Anreicherungsformen (Abb. 267).

Tiefenwirksame Wegsamkeiten in Form von submarinen Zufuhrspalten oder diffusen Zufuhrwegen sind in Woxi noch nicht erkannt worden. Für das geologisch ältere Lagerstättenfeld Huangjindong (Mittel-Proterozoikum) und die jüngere Lagerstätte Longshan (Sinium, jüngstes Proterozoikum) ist diese Möglichkeit einer diskordanten Lösungszufuhr durch den Meeresboden eventuell diskutabel, aber neben den nachweisbaren schichtigen Erzkörpern noch nicht durch zielführende Untersuchungen belegt.

Einen weltberühmten weiteren Fall ganz enormer Metallanreicherung stellt die Antimonit-Lagerstätte Xikuangshan dar, die durch praktisch monomineralischen Erzbestand ausgezeichnet ist. Auch für diese Metallregion weicht unsere genetische Interpretation von den meisten gängigen Ansichten ab. Auch wenn Xikuangshan ein Nebenschauplatz unserer Forschungen war, so gelangen wir doch auf Grund mehrerer geowissenschaftlich klarer Befunde zur überzeugenden Aussage, dass auch diese enorme flächige Sb-Metallkonzentration nur das Ergebnis einer extrusiven submarinen Lösungszufuhr sein kann, verursacht durch einen selektiven Auslaugungsprozess im Grundgebirge, Transport durch Fluide oder Hydrothermen, die ihren Metallinhalt begleitet von Kieselsäure extern am Meeresboden aus salinaren Lösungen und im bodennahen Schlamm der Devonzeit zum Absatz gebracht haben.

In der weltweiten Diskussion über genetische Ursachen von untermeerischen Lagerstättenbildungen macht sich trotz vermeintlich überzeugender Fakten aus der Geologie und Petrologie für syngenetische Metallanreicherungen immer wieder eine hartnäckige Abneigung bemerkbar. Dies auch noch, obwohl seit den 70er Jahren des vorigen Jahrhunderts (z.B. CORLISS und Kollegen, 1979; FRANCHE-TEAU et al., 1978, 1979) durch zahlreiche Forschungen in verschiedenen Ozeanen Beispiele für rezente hydrothermale Metallzufuhren und der untermeerische Erzabsatz in

Bild und Wort festgehalten sind. W. TUFAR ist einer der Lagerstättenforscher, die sich mit Unterwasserforschungen an den rezenten Objekten erfolgreich befasst haben (TUFAR et al., 1984, 1985, 1986; TUFAR, 1988, 1990, 1991, 1992 a,b,c,d,e; 1993, 1994a,b,c; 1996). KUNZENDORF & GLASBY (1992) berichten von W-Akkumulationen in pazifischen Ferromangan-Ablagerungen, HALBACH et al. (1998) von einer Sulfidfolge im Indischen Ozean.

Um auch noch das „Woher“ der Metalle zu erörtern, müssen wir den sicheren Boden der unmittelbaren Beweise durch Fakten verlassen und die allgemeinen Grundlagen über thermische Mobilisation nutzen. Ein Thema, das schon von KNIGHT (1957) bereichert wurde, dann vor allem seit KLEMM (1979) rasch an Interesse zugenommen hat. Die Annahme einer Subduktionszone im Rahmen der Jiangnan-Orogenzone gibt für diese Überlegungen in Verbindung mit dem magmatischen Geschehen zu den unterschiedlichen Zeiten reichlich Anlaß, und der metallogenetische Gürtel durch den Norden von Hunan wäre der Ausdruck solcher Zusammenhänge von Magmatismus und Lagerstättenbildung durch juvenile und hybride Hydrothermalsysteme mit Mobilisierung präexistenter Metallvorräte und diskreter Spurengehalte in Mineralien der Gesteine.

Wenn in unseren Studien eine besondere Betonung in den Befunden lag, die primäre, extrusive, also (i.w.S.) synsedimentäre Lagerstättenbildungen zu verschiedenen geologischen Zeiten beweisen, so hängt dies mit den in den vergangenen Jahren nicht nur in China zahlreich aufgetretenen Theorien zusammen, welche schichtgebundene, ja auch präzise stratiforme Metallanreicherungen auf dem Umweg von Voranreicherungen verschiedener Positionen durch den Umlauf von Fluiden erklären wollen, die vor allem durch die Metamorphose in Gang gebracht wurden. Als Beweise wurden alle möglichen geochemischen Daten angeführt, die freilich ihre Berechtigung insofern haben, als sie sich auf das analysierte Material beziehen. Es wird aber oft darauf verzichtet, das zur Analytik vorgesehene Erzmaterial gefügemäßig mineralogisch und im Zusammenhang von Erz und Nebengestein auch petrographisch exakt zu definieren.

Wenn Metalllagerstätten, wie unsere Beispiele aus Hunan, eine komplexe Entwicklung über lange geologische Zeiträume mit Einfluß von Metamorphosen zu erkennen geben, so führt also die chemische Analytik nicht von vorneherein zu einem eindeutigen Ergebnis über das Alter

der Lagerstätte. In diesem Zusammenhang sei betont, dass natürlich ein primärer überdurchschnittlicher Anreicherungsprozess von Metallen am Meeresboden als Lagerstättenbildung zu bewerten ist, und nicht etwa erst die letzte Phase aus einer Reihe von Umkristallisationen.

In diesem Sinne möge also unser Ergebnis über die aus einer großen Anzahl von Lagerstätten ausgewählten Beispiele schichtgebundener polymetallischer Anreicherungen im metallogenitisch bevorzugten Jiangnan-Bereich verstanden werden.

Bei der Beurteilung komplexer Entwicklungen von Lagerstätten ist allgemein allzu oft eine Vernachlässigung der wichtigen verursachenden, ursprünglichen Metallanlagerung als sedimentäres Erz zu bemerken. Das mag zum Teil auch damit zusammenhängen, dass auf die unbequeme und gefährliche Forschung in den Bergwerksaufschlüssen gerne verzichtet und der chemischen Analytik von leicht zu beschaffenden Probestücken der Vorzug gegeben wird. Der definierten Probenauswahl kommt also, wie allgemein bekannt, aber oft nicht beachtet, für die petrographische und mineralogische Untersuchung sowie darauf aufbauend für die chemische Analytik eine entscheidende Rolle zu.

Ein Teil der von uns erarbeiteten allgemein geowissenschaftlichen Erkenntnisse ist speziell lagerstättenwissenschaftlich und montangeologisch für die praktischen bergbaulichen Belange in dieser berühmten Lagerstättenregion Chinas zu verwerten. Das wissenschaftliche Ergebnis über die Genese der W-, Sb- und Au-Lagerstätten bereichert die bisherigen Ansichten über diese Metallparagenese, und bestätigt weitgehend die zeitlich schon lange zurückliegende Theorie von MAUCHER (1965, 1972, 1976) über die seinerzeit postulierte W-Sb-Hg-Formation, die er in einem zirkumpazifischen Gürtel bevorzugt gebunden an Geosuturen der Erdkruste in Form von schichtgebundenen sedimentären Lagerstätten vermutete. Unsere Beweise hiezu beruhen vor allem auf lithostratigraphischen, tektonischen, sediment- und kristallinetropetrographischen Gefügemerkmalen und stehen nicht im Widerspruch zu geochemischen Ergebnissen.

Dank

Dem enormen Umfang unserer Forschung in regionaler Sicht, im bergbaulichen Arbeitseinsatz und in den Laborarbeiten in China und Österreich entsprechend, fällt auch unser Dank an Organisationen und Personen umfangreich aus. Wir stellen voran die beiden Wissenschaftsfonds in China und Österreich für die Schaffung der finanziellen Möglichkeiten für den beiderseitigen Forschungseinsatz in China und Österreich: Beim NSFC-China (National Natural Science Foundation of China) in Peking-Beijing an Frau Prof. LÜ Peilei, Direktorin im Bureau of International Cooperation, und Herrn Direktor Prof. MA Fuchen im Department of Geosciences. Beim FWF (Fonds zur Förderung der wissenschaftlichen Forschung) in Wien-Wien an den Präsidenten, Herrn Univ.-Prof. Dr. Arnold J. SCHMIDT und an Frau Hofrätin Dr. Eva GLÜCK, Generalsekretärin. Dem österreichischen Wissenschaftsfonds ist im besonderen für die Aufnahme dieses China-Projektes in die Auswahl der zu fördernden Projekte und für die Einleitung des internationalen Begutachtungsverfahrens zu danken.

In den verschiedenen Bergbauen der Provinz Hunan war uns die montangeologische Einführung und die praktische Hilfe bei den Grubenbefahrungen eine Grundvoraussetzung für das Gelingen der wissenschaftlichen Aufnahmen im Gelände und in den Bergbauen. Im Mittelpunkt unserer Forschung standen die Arbeiten im Bergbau Woxi, deren Direktoren Herr Ober-Ing. PEN Binggeng (Chefingenieur) und Herr Ober-Ing. ZHANG Kerong (Vize-Chefingenieur) unserem Forschungsvorhaben stets mit Interesse und Wohlwollen gegenüberstanden. Besonderer Dank für die Führungen im Bergbau und die geologischen Auskünfte gilt dem Chefgeologen Herrn Ober-Ing. LEI Mingbo und dem ehemaligen Chefgeologen Herrn Ober-Ing. LUO Lujin sowie den Geologen Ober-Ing. GAO Yuhong, Ing. CHENG Weiping, Ing. YANG Renshuang, Ing. LIU Shengyou und Ing. CHEN Zhongping.

Für die entsprechende Unterstützung und die Führungen im Bergbau Xikuangshan danken wir den Herren Ingenieuren der Bergdirektion mit Herrn Direktor ZHOU Jimin, vor allem aber den begleitenden Geologen, nämlich den Herren Ing. LUO Xinfan, Ing. YU Shui, Ober-Ing. XIAO Liangming, Ing. LIU Licheng und Ing. LIU Jiandui.

Im Bergbau Longshan sprechen wir unseren Dank an Herrn Direktor Ing. LI Dianli und den Vizedirektor Ing. ZHOU Dingtang sowie an die Geologen Ober-Ing. ZHU Guangyu und Ing. ZHANG Lixin aus. Und schließlich gebührt dem Chefingenieur Ober-Ing. YU Xiaonan im Bergbau Huangjindong Dank für seine Bemühungen während unseres Forschungsbesuches.

Am Institut für Mineralogie und Petrographie der Universität Innsbruck möchten wir dem Vorstand, Herrn o. Univ.-Prof. Dr. Peter MÜLLER, für die Durchführungsmöglichkeit des Projektes und die Zurverfügungstellung der Räumlichkeiten für die Gäste sowie für die Benützungsmöglichkeit der Forschungseinrichtungen am Institut danken. Herr Heinz MERSDORF, Technischer Assistent, war uns ein stets hilfsbereiter Berater bei den Analysen an der Mikrosonde.

Ganz besonderen Dank haben wir an Herrn Hofrat Univ.-Prof. Dr. Erich SCHROLL, Wien, abzustatten. Unser österreichischer Experte für Lagerstättengeochemie war uns nicht nur Planungsberater, sondern stets an den laufenden Problemen beratend interessiert und schließlich ein hilfsbereiter Kritiker.

Prof. Dr. Luciano BRIGO an der Università degli Studi di Milano, der ein italienisch-chinesisches Lagerstätten-Forschungsprojekt in der Provinz Hunan betreut, hat dankenswerterweise die chinesischen Partner zu einem ergiebigen Fachgespräch am Dipartimento di Scienza della Terra, Giacimenti Minerari, eingeladen, was einen Gedankenaustausch zu einigen ähnlich laufenden Forschungen ermöglichte und Anregungen brachte.

Literatur

- AMES, L., TILTON, G.R. & ZHOU Gaozhi: Timing of collision of the Sino-Korean and Yangtze craton: U-Pb zircon dating of coesite-bearing eclogites. – *Geology*, **21**, 339–342, Boulder Colorado 1993.
- AMSTUTZ, G.C. (ed.): *Developments in Geology*, Vol. 2: Sedimentology and ore genesis. – 185 S., Amsterdam etc. (Elsevier) 1964.
- AMSTUTZ, G.C. & BERNARD, A.J. (ed.): *Ores in Sediments*. – VIII. Intern. Sedimentol. Congr. Heidelberg 1971, 350 S., Berlin etc. (Springer-Verlag) 1973.
- AMSTUTZ, G.C., EL GORESY, A., FRENZEL, G., KLUTH, C., MOH, G., WAUSCHKUHN, A. & ZIMMERMANN, R.A. (ed.): *Ore genesis. The state of the Art*. – 804 S., Berlin etc. (Springer-Verlag) 1982.
- ANGERMEIER, H.O.: *Die Antimon-Scheelit-Lagerstätten des Gerrei (Südsardinien, Italien) und ihr geologischer Rahmen*. – Diss., 62 S., München 1964.
- APPEL, P.W.U.: *Stratabound scheelite in the Archean Malene supracrustal belt, West Greenland*. – *Mineral. Deposita*, **21**, 207–215, Berlin – Heidelberg (Springer-Verlag) 1986.
- ARRIBAS, A. & GUMIEL, P.: *First Occurrence of a Strata-Bound Sb-W-Hg-Deposit in the Spanish Hercynian Massif*. – *Syngeneisis and Epigenesis in the Formation of Mineral Deposits* (eds. A. WAUSCHKUHN et al.), 468–481, Berlin – Heidelberg (Springer-Verlag) 1984.
- BARKER, Ch.E. & PAWLEWICZ, M.J.: *The correlation of vitrinite reflectance with maximum temperature in humic organic matter*. – *Earth Sciences*, **5**, Paläogeothermics, 79–93, Berlin – Heidelberg (Springer-Verlag) 1986.
- BARNES, R.G.: *Stratiform and Stratabound Tungsten Mineralisation in the Broken Hill Block, N.S.W.* – *Journal Geol. Soc. Australia*, **30**, 225–239, 1983.
- BHATIA, M.R.: *Plate tectonics and geochemical composition of sandstones*. – *J. Geol.*, **91**, 611–627, Chicago 1983.
- BHATIA, M.R.: *Rare earth element geochemistry of Australian Palaeozoic graywackes and mudrocks: Provenance and tectonic control*. – *Sediment. Geol.*, **45**, 97–113, 1985a.
- BHATIA, M.R.: *Composition and classification of flysch mudrocks of eastern Australia: Implication in provenance and tectonic setting interpretation*. – *Sediment. Geol.*, **41**, 249–268, 1985b.

- BHATIA, M.R. & CROOK, K.A.W.: Trace element characteristics of graywackes and tectonic setting discrimination of sedimentary basin. – *Contrib. Mineral. Petrol.*, **92**, 181–193, Berlin – Heidelberg (Springer-Verlag) 1986.
- BHATIA, M.R. & TAYLOR, S.R.: Trace element geochemistry and sedimentary provinces: A study from the Tasman Geosyncline, Australia. – *Chem. Geol.*, **33**, 115–126, 1981.
- BLATT, H., MIDDLETON, G.V. & MURRAY, R.: *Origin of Sedimentary Rocks*. – Englewood Cliffs, NJ, Prentice-Hall, 782 S., 1980.
- BRIGO, L. & FRIZZO, P.: Manifestazioni a scheelite nel massiccio cristallino dell' Argentera (Alpi Marittime). – *Boll. Soc. Geol. Ital.*, **95**, 1127–1136, Roma 1976.
- BRIGO, L. & OMENETTO, P.: Scheelite-Bearing Occurrences in the Italian Alps: Geotectonic and Lithostratigraphic Setting. – *Mineral Deposits of the Alps and of the Alpine Epoch in Europe* (ed.: SCHNEIDER, H.-J.). 41–50, Berlin – Heidelberg (Springer-Verlag) 1983.
- BRODTKORB, M.K. de & BRODTKORB, A.: Especulaciones sobre un origen singenético-sedimentario de la scheelita presente en las metamorfitas del NE de la Provincia de San Luis. – *VI Cong. Geol. Argentino*, **2**, 1975.
- BRODTKORB, M.K. de & BRODTKORB, A.: Strata-Bound Scheelite Deposits in the Precambrian Basement of San Luis (Argentina). – *Time- and Strata-Bound Ore Deposits* (eds.: KLEMM, D.D. & SCHNEIDER, H.J.), 141–149, Berlin etc. (Springer-Verlag) 1977.
- BRODTKORB, M.K. de & BRODTKORB, A.: Strata-Bound Deposits of Argentina. – *Syngeneses and Epigeneses in the Formation of Mineral Deposits* (eds. A. WAUSCHKUHNET al.), 92–101, Springer-Verlag, Berlin – Heidelberg 1984.
- BUAT-MENARD, P. & CHESSELET, R.: Variable influence of the atmospheric flux on the trace metal chemistry of oceanic suspended matter. – *Earth and Planet. Sci. Lett.*, **42**, 399–411, Elsevier, Amsterdam etc. 1979.
- BUCHER, K. & FREY, M.: *Petrogenesis of Metamorphic Rocks*. – 6th Complete Revision of Winkler's Textbook, 318 S., Heidelberg etc. (Springer-Verlag) 1994.
- BURCHARD, U.: *Geologische Untersuchungen zur Genese der Scheelit-Lagerstätte King Island, Tasmanien*. – Diss. Universität München, 1972.
- BURCHARD, U.: Genesis of the King Island (Tasmania) Scheelite Mine. – *Time- and Strata-Bound Ore Deposits* (ed. KLEMM, D.D. & SCHNEIDER, H.J.), 199–204, Berlin etc. (Springer-Verlag) 1977.
- CARMINGNANI, L., CORTECCI, G., DESSAU, G., DUCHI, G., OGGIANO, P., PERTUSATI, P. & SAITTA, M.: The Antimony and Tungsten Deposit of Villasalto in South-Eastern Sardinia and its Relationship to Hercynian Tectonics. – 3rd ISMIDA (Leoben 1977), *Verh. Geol. B.-A.*, **1978**, 273–278, Wien 1979.
- CHEN, Jiangfeng & JAHN, Borming: Crustal evolution of the south-eastern China: Nd and Sr isotopic evidence. – *Tectonophysics*, **284**, 101–133, Amsterdam etc. (Elsevier) 1998.
- CISSARZ, A.: Einführung in die allgemeine und systematische Lagerstättenlehre. – 228 S., Stuttgart (Schweitzerbart'sche Verlagsbuchhandlung) 1965.
- CLAYPOOL, G.E., HOLSER, W.T., KAPLAN, I.R., SAKAI, H. & ZAK, I.: The curve of sulfur and oxygen isotopes in marine sulfate and their mutual interpretation. – *Chem. Geol.*, **28**, 199–260, Amsterdam etc. (Elsevier) 1980.
- CORLISS, J.B., DYMOND, J., GORDON, L.I., EDMOND, J.M., HERZEN, R.P. von, BALLARD, R.D., GREEN, K., WILLIAMS, D., BAINBRIDGE, A., CRANE, K. & VAN ANDEL, T.H.: Submarine Thermal Springs on the Galápagos Rift. – *Science*, **203**/4385, 1073–1083, Washington 1979.
- CRIDDLE, A.J. & STANLEY, C.J.: The quantitative data file for Ore Minerals. – Commission on Ore Microscopy of the International Mineralogical Association, British Museum (Natural History), 420 S., Oxford (Aldon Press) 1986.
- CROOK, K.A.W.: Lithogenesis and geotectonics: The significance of compositional variations in flysch arenites (graywackes). – In: DOOT, R.H. & SHAVER, R.H. (eds.): *Modern and Ancient Geosynclinal Sedimentation SEPM Spec. Pub.*, **19**, 304–310, Tulsa/Oklahoma 1974.
- CUNNINGHAM, W.B., HÖLL, R. & TAUPITZ, K.C.: Two New Tungsten Bearing Horizons in the Older Precambrium of Rhodesia. – *Mineralium Deposita*, **8**, 200–203, Berlin (Springer-Verlag) 1973.
- DIESSEL, C.F.K. & OFFLER, R.: Change in physical properties of coalified and graphitized phytoclasts with the grade of metamorphism. – *N. Jb. Miner. Mh.*, **1**, 11–26, Stuttgart 1975.
- DILL, H.G.: Evolution of Sb Mineralization in modern fold belts: a comparison of the Sb mineralization in the Central Andes (Bolivia) and the Western Carpathians (Slovakia). – *Mineralium Deposita*, **33**, 359–378, Berlin – Heidelberg (Springer-Verlag) 1998.
- DOE, B.R. & ZARTMAN, R.E.: Plumbotectonics, the Phanerozoic. – In: BARNES, H.L. (ed.): *Geochemistry of hydrothermal ore deposits*, 2nd ed., 22–70, New York (Wiley & Sons) 1979.
- EICHHORN, R.: Isotopengeochemische und geochemische Untersuchungen an Gesteinen und Mineralen der Scheelit-Lagerstätte Felbertal (Land Salzburg, Österreich). – *Münchner Geol. Hefte*, **15**, 1–78, München 1995.
- EICHHORN, R., HÖLL, R. & JAGOUTZ, E.: Dating of scheelite in polymetamorphic rocks by combined Rb-Sr and Sm-Nd analyses. – 9th Symposium of International Association on the Genesis of Ore Deposits, Abstracts, **2**, 647, Beijing 1994a.
- EICHHORN, R., HÖLL, R., JAGOUTZ, E. & SCHÄRER, U.: Sr, Nd and U/Pb isotopic investigations of the Felbertal tungsten deposit (Austria). – 9th Symposium of International Association on the Genesis of Ore Deposits, Abstracts, **1**, 389, Beijing 1994b.
- EISBACHER, G.H.: Einführung in die Tektonik. – 310 S., Stuttgart (Ferdinand-Enke-Verlag) 1991.
- EMMONS, W.H.: *The Principles of Economic Geology*. – 529 S., New York & London (McGraw-Hill) 1940.
- EVANS, A.M.: *Erzlagertstättenkunde*. – 356 S., Stuttgart (Ferdinand-Enke-Verlag) 1992.
- FENG, R. & KERRICH, R.: Geochemistry of fine-grained clastic sediments in the Archean Abitibi greenstone belt, Canada: Implications for provenance and tectonic setting. – *Geochim. Cosmochim. Acta*, **54**, 1061–1081, London (Pergamon) 1990.
- FIELD TRIP GUIDEBOOK. A Guide to Xikuangshan Sb Deposit and Woxi W-Sb-Au Deposit, Hunan. – IX IAGOD-Symposium, 16 S., Beijing 1994.
- FLEET, A.J.: Aqueous and sedimentary geochemistry of the rare earth elements. – In: HENDERSON, P. (ed.): *Rare Earth Element Geochemistry, Developments in Geochemistry 2*, 343–373, Amsterdam (Elsevier) 1984.
- FLETCHER, C.J.N.: Strata-bound, vein and breccia-type tungsten deposits of South Korea. – *Trans. Inst. Mining Metal, Sect. B: Appl. Earth Sci.*, **93**, B176–B184, 1984.
- FLOYD, P.A. & LEVERIDGE, B.E.: Tectonic environment of the Devonian Gramscatho basin, south Cornwall: Framework mode and geochemical evidence from turbiditic sandstones. – *J. Geol. Soc. London*, **144**, 531–542, 1987.
- FLOYD, P.A., WINCHESTER, J.A. & PARK, R.G.: Geochemistry and tectonic setting of Lewisian clastic metasediments from the early Proterozoic Loch Maree Group of Gairloch, N.W. Scotland. – *Precambrian Research*, **45**, 203–214, 1989.
- FLOYD, P.A., SHAIL, R., LEVERIDGE, B.E. & FRANKE, W.: Geochemistry and provenance of Rhenohercynian synorogenic sandstones: implications for tectonic environment discrimination. – In: MORTON, A.C., TODD, S.P. & HAUGHTON, P.D.W. (eds.): *Developments in Sedimentary Provenance Studies, Geol. Soc. Spec. Pub.* **57**, 173–188, 1991.
- FRANCHETEAU, J., NEEDHAM, H.D., CHOUKROUNE, P., JUTEAU, T., SÉGURET, M., BALLARD, R.D., FOX, P.J., NORMARK, W., CARRANZA, A., CORDOBA, D., GUERRERO, J., RANGIN, C., BOUGAULT, H., CAMBON, P. & HEKINIAN, R.: Découverte par submersible de sulfures polymétalliques massifs sur la dorsale du pacifique oriental par 21°N. – *C.R. Acad. Sc. Paris*, **287**, Serie D, 1365–1368, Paris 1978.
- FRANCHETEAU, J., NEEDHAM, H.D., CHOUKROUNE, P., JUTEAU, T., SÉGURET, M., BALLARD, R.D., FOX, P.J., NORMARK, W., CARRANZA, A., CORDOBA, D., GUERRERO, J., RANGIN, C., BOUGAULT, H., CAMBON, P. & HEKINIAN, R.: Massive deep-sea sulfide ore deposits discovered on the East Pacific Rise. – *Nature*, **277**, 523–528, London (Macmillan) 1979.

- FRIZZO, P.: Manifestazioni a scheelite nelle metamorfite austroalpinae a sud delle Vedrette di Ries (Alto Adige orientale). – *Boll. Soc. Geol.*, **100**, 489–498, Roma 1981.
- FUCHS, H.W.: Eine metamorphe, alpidisch mobilisierte Kies- und Scheelitanreicherung im Altkristallin des Lienzer Schloßbergs. – *Veröff. Museum Ferdinandeum*, **2**, 13–24, Innsbruck 1981.
- FUCHS, H.W.: Magnetkies- und Scheelitanreicherungen in den „Alten Gneisen“ des Lienzer Schloßberges (Osttirol). – *Arch. f. Lagerst.forsch. Geol. B.-A.*, **2**, 67–70, Wien 1982.
- FULP, M.S. & RENSHAW, J.L.: Volcanogenic-exhalative tungsten mineralization of Proterozoic age near Santa Fe, New Mexico, and implications for exploration. – *Geology*, **13**, 66–69, Boulder, Colorado 1985.
- GHISLER, M., JENSEN, A., STENDAL, H. & URBAN, H.: Strata-bound scheelite, arsenopyrite, and copper sulphide mineralization in the late Precambrian Caledonides. – *Geol. Surv. Irl., Spec. Pap.*, **5**, 19–24, 1980.
- GOLDBERG, E.D.: Chemistry in oceans. – In: SEARS, M. (ed.): *Oceanography*, Am. Assoc. Adv. Sci. Publ., **67**, 583–597, 1961.
- GOTTFRIED, D., ROWE, J.J. & TILLING, R.J.: Distribution of gold in igneous rocks. – *U.S. Geol. Surv. Prof. Pap.*, **727**, 42 S., Washington D.C. 1972.
- GRABAU, A.W.: *Paleogeography of China*. Part I. – Vols. I, II, *Geol. Surv. China Publ.*, 36–68, Beijing 1924.
- GRAF, J.L.Jr.: Rare earth elements as hydrothermal tracers during the formation of massive sulfide deposits in volcanic rocks. – *Econ. Geol.*, **72**, 527–548, New Haven, Colorado 1977.
- GRAF, J.L.Jr.: Rare earth elements, iron formation and sea water. – *Geochim. Cosmochim. Acta*, **42**, 1845–1850, London (Pergamon) 1978.
- GRANDSTAFF, D.E., EDELMAN, M.J., FOSTER, R.W., ZBINDEN, E. & KIMBERLEY, M.M.: Chemistry and mineralogy of Precambrian paleosols at the base of the Dominion and Pongola Groups, South Africa. – *Precamb. Res.*, **32**, 97–132, 1986.
- GROMET, L.P., DYMEK, R.F., HASKIN, L.A. & KOROTEV, R.L.: The North American Shale Composite: Its composition, major and trace element characteristics. – *Geochim. Cosmochim. Acta*, **48**, 2469–2482, London (Pergamon) 1984.
- GU, Xuexiang: Geochemical characteristics of the Triassic Tethys-turbidites in the northwestern Sichuan, China: Implications for provenance and interpretation of the tectonic setting. – *Geochim. Cosmochim. Acta*, **58**, 4615–4631, London (Pergamon) 1994.
- GU, Xuexiang: Geochemical characteristics of sediments and tectonic setting analysis of sedimentary basins. *Developments in Modern Geosciences*. – China University of Geosciences Press, 205–212, Beijing 1996a (Chinesisch, mit engl. Zusammenfassung).
- GU, Xuexiang: Geochemical characteristics of the Mesozoic Tethys-turbidites in NW-Sichuan and their significance to the weathering conditions of source areas. – *Bulletin of Mineralogy, Petrology and Geochemistry*, **15/1**, 23–27, Guiyang 1996b (Chinesisch, mit engl. Zusammenfassung).
- GU, Xuexiang: Turbidite-Hosted Micro-Disseminated Gold Deposits. – Chengdu University of Science and Technology Press, 239 S., Chengdu 1996c.
- GUILLETTE, N. & WILLIAMS, A.E.-JONES: Genesis of the Sb-W-Au deposits at Ixtahuacan, Guatemala: evidence from fluid inclusions and stable isotopes. – *Mineralium Deposita*, **28**, 167–180, Stuttgart (Springer-Verlag) 1993.
- HALBACH, P., BLUM, N., MÜNCH, U., PLÜGER, W., GARBE-SCHÖNBERG, D. & ZIMMER, M.: Formation and Decay of a Modern Massive Sulfide Deposit in the Indian Ocean. – *Mineral. Dep.*, **33**, 302–309, Springer-Verlag 1998.
- HALLENSTEIN, C.P. & PEDERSEN, J.L.: Scheelite Mineralization in Central East Greenland. – *Mineral. Dep.*, **18**, 315–333, 1983.
- HAN, Fa & HUTCHINSON, R.W.: Evidence for the exhalative hydrothermal sedimentary origin of the Dachang Sn-polymetal deposit – Trace element and rare earth element geochemistry of the host rocks. – *Mineral Deposits*, **8/3**, 33–40, Beijing 1989 (Chinesisch).
- HEMMING, S.R., MCLENNAN, S.M. & HANSON, G.N.: Geochemical and Nd/Pb isotopic evidence for the provenance of the Early Proterozoic Virginia Formation, Minnesota: Implications for the tectonic setting of the Animikie basin. – *Journal of Geology*, **103**, 147–168, Chicago 1995.
- HERRMANN, A.G.: Yttrium and lanthanides. – In: WEDEPOHL, K.W. (ed.): *Handbook of Geochemistry*, Vol. II-5, 39, 57–71, Berlin etc. (Springer-Verlag) 1978.
- HÖLL, R.: Scheelitprospektion und Scheelitvorkommen im Bundesland Salzburg/Österreich. – *Chemie der Erde*, **28**, H. 3/4, 185–203, VEB Jena (Gustav-Fischer-Verlag) 1970.
- HÖLL, R.: Scheelitvorkommen in Österreich. – *Erzmetall*, **24/6**, 273–282, Stuttgart (Dr.-Riederer-Verlag) 1971.
- HÖLL, R.: Die Scheelitlagerstätte Felbertal und der Vergleich mit anderen Scheelitvorkommen in den Ostalpen. – *Bayer.-Akad. Wiss., math.-naturw. Kl., Abh.*, **157**, 114 S., München 1975.
- HÖLL, R.: Early Paleozoic Ore Deposits of the Sb-W-Hg Formation in the Eastern Alps and Their Genetic Interpretation. – In: KLEMM, D.D. & SCHNEIDER, H.-J. (eds.): *Time- and Strata-Bound Ore Deposits*, 169–198, Berlin etc. (Springer-Verlag) 1977.
- HÖLL, R.: Time- and Stratabound Early Paleozoic Scheelite, Stibnite and Cinnabar Deposits in the Alps. – *Proceed. 3rd ISMIDA (Leoben 1977)*, 195–213, Wien 1979, *Verh. Geol. B.-A.*, **1978/3**, 369–387, Wien 1979.
- HÖLL, R. & EICHHORN, R.: Wolframbezirk Felbertal. – In: WEBER, L. (Hrsg.): *Handbuch der Lagerstätten der Erze, Industriemineralien und Energierohstoffe Österreichs*. – *Archiv f. Lagerstättenforsch. Geol. B.-A.*, **19**, 268–272, Wien 1997.
- HÖLL, R. & MAUCHER, A.: Genese und Alter der Scheelit-Magnetit-Lagerstätte Tux. – *Bayer. Akad. Wiss., math.-naturw. Kl., Sitzungsber.*, 1–11, München 1967.
- HÖLL, R., MAUCHER, A. & WESTENBERGER, H.: Synsedimentary-diagenetic ore fabrics in the strata- and timebound scheelite deposits of Kleinarltal und Felbertal in the Eastern Alps. – *Mineralium Deposita*, **7/2**, 217–226, Berlin etc. (Springer-Verlag) 1972.
- HÖLL, R. & SCHENK, P.: Metamorphosed hydrothermal eruption breccia (conglomerate) in the Felbertal scheelite deposit, Eastern Alps, Austria. – *Marine Geology*, **84**, 273–282, Elsevier Science Publisher B.V., Amsterdam 1988.
- HÖLL, R. & SCHENK, P.: Metamorphe, hydrothermale Eruptionsbrekzien in der Scheelitlagerstätte Felbertal/Ostalpen (Österreich). – *Mitt. Österr. geol. Ges.*, **81**, 93–107, Wien 1989.
- HÖLL, R., IVANOVA, G. & GRINENKO, V.: Sulfur isotope studies of the Felbertal scheelit deposit, Eastern Alps. – *Mineral. Deposita*, **22**, 301–308, Berlin etc. (Springer-Verlag) 1987.
- HU, Xiangzhao: The geological features and genesis of Longshan Au-Sb deposit. – *Mineral Resources and Geology*, **4/2**, 21–24, Beijing 1990 (Chinesisch, mit engl. Zusammenfassung).
- HUDSON, J.D.: Stable isotopes and limestone lithification. – *J. Geol. Soc.*, **133**, 637–660, London 1977.
- HUMPHRIS, S.E.: The mobility of the rare earth elements in the crust. – In: HENDERSON, P. (ed.): *Rare Earth Element Geochemistry, Developments in Geochemistry* 2, 317–342, Amsterdam (Elsevier) 1984.
- HUNAN BUREAU OF GEOLOGY AND MINERAL RESOURCES: Regional Geology of Hunan Province. – Geological Publishing House, 9–13, Beijing 1988 (Chinesisch).
- ISMEP. International Symposium on Metallogeny of the Early Precambrian, Abstracts. – 193 S., Changchun College of Geology, China 1985.
- JAFFEY, A.H., FLYNN, K.F., GLENDENIN, L.E., BENTLEY, W.C. & ESSLING, A.M.: Precision measurement of the half-life and specific activities of U235 and U238. – *Phys. Rev.*, **C4**, 1889–1907, New York 1971.
- Ji, Junfeng, SUN, Chengyan, CUI, Weidong & YI, Zhongling: Study on the geochemical anomaly of the Huangjindong gold deposit, Hunan Province. – *Journal of Nanjing University (Earth Sciences)*, no. 2, 76–83, Nanjing 1990 (Chinesisch, mit engl. Zusammenfassung).

- JIANG, Zhi, ZHONG, Dongqiu & LI, Gaosheng (ed.): *Geology of Woxi-Type Stratabound Gold Deposits in Hunan Province*. – Press of Seismology, 313 S., Beijing 1996 (Chinesisch, mit engl. Zusammenfassung).
- JIN, Hesheng & FU, Liangweng: The temporal and spatial evolution of the volcanic rocks in Hunan and their significance to plate tectonics. – *Geology Review*, v. 32, no. 3, 225–235, Beijing 1986 (Chinesisch, mit engl. Zusammenfassung).
- JIN, Jingfu, TAO, Yan, LAI, Wangchang, ZENG, Lingjiao, CHU, Zhikuan & WANG, Gaodao: Metallogenic regularities and direction prospecting of the Xikuangshan-type antimony deposits in central part of Hunan Province, China. – *Sichuan Publishing House of Science and Technology*, 176 S., Chengdu 1999 (Chinesisch).
- KARL, F.: Anwendung der Gefügekunde in der Petrotektonik. Teil I Grundbegriffe. – *Tektonische Hefte*, **5**, 1–142, Clausthal-Zellerfeld (Verlag Ellen Pilger) 1964.
- KEYS, R.R.: Archaean gold deposits and their source rocks: the upper mantle connection. – In: FOSTER, R.P. (ed.): *Gold 82: The geology, geochemistry and genesis of gold deposits*, 17–52, Rotterdam (Balkema) 1984.
- KEYS, R.R. & SCOTT, R.B.: Precious metals in ocean-ridge basalts, implications for basalts as source rocks for gold mineralisation. – *Econ. Geol.*, **71**, 705–720, New Haven, Colorado 1976.
- KLEMM, D.D.: Nachkonzentration schichtgebundener Vererzungen durch thermische Mobilisation. – *Schriftenreihe der GDMB Gesellschaft Deutscher Metallhütten- und Bergleute*, **33**, 183–196, Clausthal-Zellerfeld 1979.
- KLEMM, D.D. & SCHNEIDER, H.J. (ed.): *Time- and Strata-Bound Ore Deposits*. – 444 S., Berlin etc. (Springer-Verlag) 1977.
- KLINKHAMMER, G., ELDERFIELD, H., EDMOND, J.M. & MITRA, A.: Rare earth element patterns in hydrothermal fluids from mid-ocean ridges. – *Geochim. Cosmochim. Acta*, **58**, 5105–5113, USA (Pergamon) – Amsterdam (Elsevier) 1994.
- KNIGHT, C.I.: Ore genesis – the source-bed concept. – *Econ. Geol.*, **52**, 808–817, New Haven, Colorado 1957.
- KÖPPEL, V. & SCHROLL, E.: Geochemische und geochronologische Daten und Erläuterungen. – In: WEBER, L. (ed.): *Handbuch der Lagerstätten der Erze, Industriemineralien und Energierohstoffe Österreichs*. – *Archiv f. Lagerst.forsch. Geol. B.-A.*, **19**, 395–538, Bleiisotope: 485–495, Wien 1997.
- KRONBERG, B.I. & NESBITT, H.W.: Quantification of weathering soil geochemistry and soil fertility. – *J. Soil. Sci.*, **32**, 453–459, Berlin (Blackwell) 1981.
- 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.
- KUMON, F. & KIMINAMI, K.: Modal and chemical compositions of the representative sandstones from the Japanese Islands and their tectonic implications. – *Proc. 29th Int. Congr.*, Part A, 135–151, 1994.
- KUNZENDORF, H. & GLASBY, G.P.: Tungsten accumulation in Pacific ferromanganese deposits. – *Mineral. Dep.*, **27**, 147–152, 1992.
- LAHUSEN, L.: Schicht- und zeitgebundene Antimon-Scheelit-Vorkommen und Zinnober-Vererzungen in Kärnten und Osttirol, Österreich. – *Mineralium Deposita*, **7/1**, 31–60, Berlin etc. (Springer-Verlag) 1972.
- LANDIS, C.A.: Graphitization of Dispersed Carbonaceous Material in Metamorphic Rocks. – *Contr. Mineral. and Petrol.*, **30**, 34–45, Berlin etc. (Springer-Verlag) 1971.
- LEHMANN, B.: Globale chemische Fraktionierungstrends und Lagerstättenbildung. – *Berliner geowiss. Abh.*, (A), **167**, 57–65, Berlin 1994.
- LIANG, Huaying: Geochemical characteristics and ore-forming mechanism of the Longshan Au-Sb deposit. – *Geology and geochemistry*, **10**, 84–86, Guiyang 1988 (Chinesisch).
- LIANG, Huaying: Study on ore-forming material source of Longshan Au-Sb deposit. – *Mineral Deposits*, **8/4**, 37–43, Beijing 1989 (Chinesisch, mit engl. Zusammenfassung).
- LIANG, Huaying: Geochemistry of ore-forming fluids and genesis of Longshan Au-Sb deposit, West Hunan, China. – *Geochemica*, **4**, 342–350, Beijing 1991 (Chinesisch, engl. Zusammenfassung).
- LIN, Fang: Characteristics of the ore-controlling structures and the source of ore-forming materials in the Longshan Au-Sb deposit. – M.S. thesis, Chengdu University of Technology, 64 S., Chengdu 1998 (Chinesisch, mit engl. Zusammenfassung).
- LIN, Fangcheng: On the sources of ore-forming materials and the thermodynamical conditions of the mineralization of the Huangjindong gold deposit, Hunan, China. – M.S. thesis, Chengdu College of Geology, 118 S., Chengdu 1988 (Chinesisch).
- LINDGREN, W.: *Mineral Deposits*. – 930 S., New York – London (McGraw-Hill) 1933.
- LIU, Baojun, XU, Xiaosong & PAN, Xingnan: Evolution and Metallogeny of the Paleocrustal sedimentary crust in South China. – *Science Press*, 236 S., Beijing 1993 (Chinesisch).
- LIU, Haichen & ZHU, Bingquan: Geochemical study on the source of ore-forming materials and metallogenic mechanism of the Chanziping gold deposit. – *Science Bulletin*, **39/2**, 148–150, Beijing 1993 (Chinesisch).
- LIU, Jianming, GU, Xuexiang, LIU, Jiajun & ZHENG, Minghua: The giant antimony ore belt in South China and its controlling factors. – *Bulletin of Geophysics*, **40** (suppl.), 206–215, Beijing 1998 (Chinesisch, mit engl. Zusammenfassung).
- LIU, Yingjun: Distribution of gold and other trace elements in the Middle Proterozoic Lengjiaxi Group in NE-Hunan. – *Journal of Nanjing University (Earth Sciences)*, **4**, 1–9, Nanjing 1989 (Chinesisch, mit engl. Zusammenfassung).
- LIU, Wenjun: Genesis of some antimony deposits in southern China. – *Journal of Chengdu College of Geology*, **19/2**, 10–19, Chengdu 1992 (Chinesisch, mit engl. Zusammenfassung).
- LIU, Yinchun: Geochemical signatures of the Huangjindong gold deposit. – *Geology and Prospect*, **39/3**, 43–88, Beijing 1994 (Chinesisch).
- LIU, Yingjun & MA, Dongsheng: *Geochemistry of Wolfram*. – 275 S., Beijing (Science Press) 1987 (Chinesisch).
- LIU, Yingjun, SUN, Chengyuan & MA, Dongsheng: The Jiangnan Gold Metallogenic belt and its Geochemical Background. – *Nanjing 260 S.*, Nanjing (University Press) 1993 (Chinesisch).
- LUO, Xianlin: On genesis and model of Huangjindong Au deposit, Hunan Province. – *Journal of Guilin College of Geology*, **8**, 225–239, Guilin 1988 (Chinesisch, engl. Zusammenfassung).
- LUO, Xianlin: The ore-forming time of the Precambrian gold deposits in Hunan. – *Bulletin of Guilin College of Metallurgical Geology*, **9/1**, 25–33, Guilin 1989 (Chinesisch).
- LUO, Xianlin: On source of ore-forming materials of Precambrian Au deposits, Hunan Province. – *Journal of Guilin College of Geology*, **10**, 13–26, Guilin 1990 (Chinesisch, mit engl. Zusammenfassung).
- LUO, Xianlin: Geological characteristics of Precambrian antimony metallogeny in Hunan. – *Bulletin of Guilin College of Metallurgical Geology*, **14**, 335–349, Guilin 1994 (Chinesisch, mit engl. Zusammenfassung).
- LUO, Xianlin, YI, Shijun & LIANG, Jincheng: On the genesis of the Woxi Au-Sb-W deposit, W-Hunan. – *Geology and Exploration*, **20/7**, 1–10, Beijing 1984 (Chinesisch).
- LUO, Xianlin (chief compiler), ZHONG, Dongqiu & LI, Gaosheng: *Geology of the Woxi-type stratabound gold deposits in Hunan Province*. – 313 S., Beijing (Seismological Publishing House) 1996 (Chinesisch, mit engl. Zusammenfassung).
- MA, Dongsheng: Geochemistry and genesis of the Proterozoic stratabound gold deposits in Jiangnan. – *Bulletin of Nanjing University (Natural Sciences)*, **4**, 753–764, Nanjing 1991 (Chinesisch, mit engl. Zusammenfassung).
- MA, Dongsheng & LEHMANN, B.: Multimodal Distribution of Sb in the Late Proterozoic Madiyi Formation in Northwest Hunan, China: Implications for Metallogenesis and Exploration. – *Berliner Geowiss. Abh.*, (A), **167**, 67–74, Berlin 1994.
- MA, Dongsheng & LIU, Yingjun: Geochemical characteristics and genesis of stratabound gold deposits in Jiangnan Gold Metallogenic Belt. – *Science in China (Series B)*, **35/2**, 240–256, Beijing 1992.
- MANIAR, P.D. & PICCOLI, P.M.: Tectonic discrimination of granitoids. – *Geol. Soc. Amer. Bull.*, **101**, 635–643, Boulder, Colorado 1989.

- MAUCHER, A.: Die Antimon-Wolfram-Quecksilber-Formation und ihre Beziehung zu Magmatismus und Geotektonik. – Freiburger Forschungshefte, **C186**, 173–188, 1965.
- MAUCHER, A.: Time- and Stratabound Ore Deposits and the Evolution of the Earth. – 24th Intern. Geol. Congr. Montreal 1972, Sect. 4, 83–87, Montreal 1972.
- MAUCHER, A.: The strata-bound cinnabar-stibnite-scheelite deposits (discussed with examples from the Mediterranean region). – Handbook of Strata-Bound and Stratiform Ore Deposits, Vol. VII, 477–503, Amsterdam (Elsevier) 1976.
- MAYNARD, J.B., VALLONI, R. & YU, H.: Composition of modern deep sea sands from arc-related basins. – Geol. Soc. London Spec. Pub., **10**, 551–561, 1982.
- MCCANN, T.: Petrological and geochemical determination of provenance in the southern Welsh Basin. – In: MORTON, A.C., TODD, S.P. & HAUGHTON, P.D.W. (eds.): Developments in Sedimentary Provenance Studies. – Geol. Soc. London Spec. Pub., **57**, 215–230, 1991.
- 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.
- MCLENNAN, S.M. & HEMMING, S.R.: Samarium/neodymium elemental and isotopic systematics in sedimentary rocks. – Geochim. Cosmochim. Acta, **56**, 887–898, Pergamon USA, Elsevier Amsterdam 1992.
- MCLENNAN, S.M., HEMMING, S.R., TAYLOR, S.R. & ERIKSSON, K.A.: Early Proterozoic crustal evolution: Geochemical and Nd-Pb isotopic evidence from metasedimentary rocks, southwestern North America. – Geochim. Cosmochim. Acta, **59**, 1153–1177, USA (Pergamon) – Amsterdam (Elsevier) 1995.
- MCLENNAN, S.M. & TAYLOR, S.R.: Geochemistry of Archean metasedimentary rocks from West Greenland. – Geochim. Cosmochim. Acta, **48**, 1–13, USA (Pergamon) – Amsterdam (Elsevier) 1984.
- MCLENNAN, S.M. & TAYLOR, S.R.: Sedimentary rocks and crustal evolution: Tectonic setting and secular trends. – J. Geol., **99**, 1–21, Chicago Press, Illinois 1991.
- MCLENNAN, S.M., TAYLOR, S.R., MCCULLOCH, M.T. & MAYNARD, J.B.: Geochemical and Nd-Sr isotopic composition of deep-sea turbidites: Crustal evolution and plate tectonic associations. – Geochim. Cosmochim. Acta, **54**, 2015–2050, USA (Pergamon) – Amsterdam (Elsevier) 1990.
- METZ, K.: Lehrbuch der Tektonischen Geologie. – 2. Aufl., 357 S., Stuttgart (Ferdinand-Enke-Verlag) 1967.
- MÖLLER, P. & KERSTEN, G.: Electrochemical Accumulation of Gold an Pyrite and Arsenopyrite Surfaces. – Berliner geowiss. Abh., (A), **167**, 91–108, Berlin 1994.
- MUFF, R.: The Antimony Deposits in the Murchison Range of the Northeastern Transvaal, Republic of South Africa. – Monograph Series on Mineral Deposits, **16**, 1–86, Berlin – Stuttgart (Borntraeger) 1978.
- MÜLLER, L.: Der Felsbau. Band I: Felsbau über Tage. 1. Teil. – 624 S., Stuttgart (Ferdinand-Enke-Verlag) 1963, 1980.
- NEINAVAIE, H.: Schichtgebundene Metallanreicherungen in den Schieferhüllen und in der Matreier Zone Osttirols. – Diss. Universität Innsbruck, 149 S., Innsbruck 1979.
- NEINAVAIE, H., GHASSEMI, B. & FUCHS, H.W.: Die Erzvorkommen Osttirols. – Veröff. Museum Ferdinandeum, **63**, 69–113, Innsbruck 1983.
- NEINAVAIE, H., PFEFFER, W. & THALMANN, F.: Ergebnisse der geochemischen Prospektion auf Stahlveredler im Bundesgebiet. – Berg- und Hüttenmännische Monatsh., **4**, 111–116, Wien – New York (Springer-Verlag) 1985.
- NEINAVAIE, H., THALMANN, F., ATAI, B. & BERAN, A.: Wolframite- and Scheelite-bearing carbonates of the Nock mountains, Austria: A new type of tungsten mineralization in the Eastern Alps. – Mineral. Deposita, **24**, 14–18, Berlin – Heidelberg (Springer-Verlag) 1989.
- NESBITT, H.W. & YOUNG, G.M.: Early Proterozoic climates and plate motions inferred from major element chemistry of lutites. – Nature, **299**, 715–717, London (Macmillan) 1982.
- NESBITT, H.W. & YOUNG, G.M.: Prediction of some weathering trends of plutonic and volcanic rocks based on thermodynamic and kinetic considerations. – Geochim. Cosmochim. Acta, **48**, 1523–1534, USA (Pergamon) – Amsterdam (Elsevier) 1984.
- NESBITT, H.W., MARKOVICS, G. & PRICE, R.C.: Chemical processes affecting alkalis and alkaline earths during continental weathering. – Geochim. Cosmochim. Acta, **44**, 1659–1666, USA (Pergamon) – Amsterdam (Elsevier) 1980.
- NIEDERMAYR, G. & SCHROLL, E.: The Tungsten Distribution in Rocks of the Western Hohe Tauern. – Mineral Deposits of the Alps and of the Alpine Epoch in Europe. – Proceedings IV. IS-MIDA Berchtesgaden 1981 (ed. H.J. SCHNEIDER), 240–248, Berlin etc. (Springer-Verlag) 1983.
- OHMOTO, H. & GOLDBERGER, M.B.: Sulfur and carbon isotopes. – In: BARNES, H.L. (ed.): Geochemistry of hydrothermal ore deposits, 3rd ed., 517–612, New York (John Wiley & Sons) 1997.
- OHMOTO, H. & RYE, R.O.: Isotopes of sulfur and carbon. – In: BARNES, H.L. (ed.): Geochemistry of hydrothermal ore deposits, 2nd ed., 509–567, New York (John Wiley & Sons) 1979.
- PETRASCHECK, W. & PETRASCHECK, W.E.: Lagerstättenlehre. – 410 S., Wien (Springer-Verlag) 1950.
- PETRASCHECK, W.E. & POHL, W.: Lagerstättenlehre. Eine Einführung in die Wissenschaft von den mineralischen Bodenschätzen. – 341 S., Stuttgart (Schweizbartsche Verlagsbuchhandlung) 1982.
- PETTIJOHN, F.J., STOW, D.A.V., WATSON, M.P. & HISCOTT, R.N.: Deep-water facies, processes and models: A review and classification scheme for modern and ancient sediments. – Earth-Sci. Rev., **23**, 75–174, Elsevier, Amsterdam 1986.
- PLANK, T. & LANGMUIR, C.H.: An evaluation of the global variations in the major element chemistry of arc basalts. – Earth and Planet. Sci. Lett., **90**, 349–370, 1988, Elsevier, Amsterdam.
- POHL, W.: W. & W.E. Petraschecks Lagerstättenlehre: Eine Einführung in die Wissenschaft von den mineralischen Bodenschätzen. – 4. Aufl., VII + 504 S., Stuttgart (Schweizbartsche Verlagsbuchhandlung) 1992.
- QUEDNAU, M.: Au-Vorkommen in der Kreuzeck- und Goldeck-Gruppe, Kärnten, Österreich: Intrafornationale Lagerstätten-genese. – Berliner geowiss. Abh. (A), **167**, 141–149, Berlin 1994.
- RAMDOHR, P.: Die Erzminerale und ihre Verwachsungen. – 1277 S., 4. Auflage, Berlin (Akademie-Verlag) 1975.
- REITZ, E. & HÖLL, R.: Jungproterozoische Mikrofossilien aus der Habachformation in den mittleren Hohen Tauern und dem nordostbayerischen Grundgebirge. – Jb. Geol. B.-A., **131/2**, 329–340, Wien 1988.
- RÖSLER, H.J.: Lehrbuch der Mineralogie. – 2. Aufl., 833 S., Leipzig (VEB Deutscher Verlag für Grundstoffindustrie) 1981.
- RÖSLER, H.J. & LANGE, H.: Geochemische Tabellen. – 2. Aufl., 674 S., Stuttgart (Ferdinand-Enke-Verlag) 1976.
- ROSER, B.P. & KORSCH, R.J.: Plate tectonics and geochemical composition of sandstones: A discussion. – J. Geol., **93**, 81–84, Chicago Press, Illinois 1985.
- ROSER, B.P. & KORSCH, R.J.: Determination of tectonic setting of sandstone-mudstone suites using SiO₂ content and K₂O/Na₂O ratio. – J. Geol., **94**, 635–650, Chicago Press, Illinois 1986.
- SAAGER, R.: Geologische und geochemische Untersuchungen an primären und sekundären Goldvorkommen im frühen Präkambrium Südafrikas: Ein Beitrag zur Deutung der primären Herkunft des Goldes in der Witwatersrand-Lagerstätte. – Habilitationsschrift, 150 S., Universität Heidelberg 1973a.
- SAAGER, R.: Metallogenese präkambrischer Goldvorkommen in den vulkano-sedimentären Gesteinskomplexen (greenstone belts) der Swaziland-Sequenz in Südafrika. – Geol. Rundschau, **62**, 888–901, Stuttgart 1973b.
- SAAGER, R.: Die primäre Herkunft des Goldes in epigenetischen Goldlagerstätten. – Fortschr. Miner., **60**, 235–258, Stuttgart 1982.
- SAAGER, R.: Goldlagerstätten: Geologie, Geochemie und Metallogenese. – In: Edelmetalle, Exploration und Gewinnung. Tagung der GDMB 1984, Schriftenreihe der GDMB, **44**, 3–22, Weinheim (VCH Verlagsgesellschaft) 1986.

- SAAGER, R. & MEYER, M.: Gold distribution in Archaean granitoids and supracrustal rocks from southern Africa: a comparison. – In: FOSTER, R.P. (ed.): „Gold 82“: The geology, geochemistry and genesis of gold deposits. – 53–70, Rotterdam (Balkema) 1984.
- SAAGER, R., MEYER, M. & MUFF, R.: Gold distribution in supracrustal rocks from Archaean greenstone belts in southern Africa and from Palaeozoic ultramafic complexes of the European Alps: metallogenic and geochemical implications. – *Econ. Geol.*, **77**, 1–24, New Haven, Colorado 1982.
- SAAGER, R. & MUFF, R.: Neue Ergebnisse von petrographischen und geochemischen Untersuchungen an den Antimonlagerstätten der Murchison Range in Südafrika. – Gesellschaft Deutscher Metallhütten- und Bergleute (GDMB): Colloquy on Genetic and Technological Problems of Ore Deposits, 3.–5. April 1975, Abstract, S. 24, Clausthal-Zellerfeld 1975.
- SAAGER, R. & MUFF, R.: Metallogenic interpretations from a mineralogical and geostatistical study of antimony ores of the Murchison Greenstone Belt, South Africa. – *Metallogenesis*, **76**, Abstract, S. 13, Geol. Soc. South Africa, Rhodesian Branch, Salisbury 1976.
- SANDER, B.: Gefügekunde der Gesteine. – 352 S., Wien (Verlag Julius Springer) 1930.
- SANDER, B.: Einführung in die Gefügekunde der geologischen Körper I. – 215 S., Wien – Innsbruck (Springer-Verlag) 1948.
- SANDER, B.: Einführung in die Gefügekunde der geologischen Körper II. – 410 S., Wien (Springer-Verlag) 1950.
- SANDER, B.: An introduction to the study of fabrics of geological bodies. – 641 S., Braunschweig (Pergamon Press) 1970.
- SAUPÉ, F.: Introduction to the isotope geochemistry of sulfur. – *Geosound*, **24**, Contribution of the CRPG, **1052**, A 1–47, Adana 1994.
- SCHAU, M. & HENDERSON, J.B.: Archean chemical weathering at three localities on the Canadian Shield. – *Precamb. Res.*, **20**, 189–224, 1983.
- SCHENK, P. & HÖLL, R.: Evolution of fluids and metamorphic ore remobilization in the Felbertal scheelite deposit, Eastern Alps. – *Ore Geology Reviews*, **6**, 425–431, Amsterdam (Elsevier) 1991.
- SCHNEIDER, H.J.: Das geochemische Verhalten von Gold bei der Lagerstättenbildung. – *Edelmetalle. Exploration und Gewinnung*. – Schriftenreihe der GDMB Gesellschaft Deutscher Metallhütten- und Bergleute, **44**, 27–36 Jahrestagung 1984, Weinheim (VCH Verlagsgesellschaft) 1986.
- SCHNEIDER, H.J.: The source-bed concept – a reassessment. – In: Zuffar'days, Symposium in honour of Piero Zuffardi, Università di Cagliari, 115–118, 1988.
- SCHNEIDERHÖHN, H.: Erzlagerstätten. Kurzvorlesungen. – 371 S., Stuttgart (Gustav-Fischer-Verlag) 1962.
- SCHROLL, E. (mit Beiträgen von GÖTZINGER, M.A., KÖPPEL, I. & SACHSENHOFER, R.E.): Geochemische und geochronologische Daten und Erläuterungen. – Abschnitt V in: WEBER, L.: Handbuch der Lagerstätten der Erze, Industriemineralien und Energierohstoffe Österreichs. – Archiv f. Lagerst.forsch. Geol. B.-A., **19**, 395–542, Wien 1997.
- SCHULZ, O.: Pseudomorphe Verdrängungen von Baryt durch Calcit und Fluorit. – *Neues Jahrb. f. Mineralogie, Monatshefte*, **11**, 342–345, Stuttgart 1966.
- SCHWAB, F.L.: Framework mineralogy and chemical composition of continental margin-type sandstone. – *Geology*, **3**, 487–490, Boulder Colorado 1975.
- SHAO, Qingbang, WANG, Pu & CHEN, Daizhang: Study on the characteristics of the mineralization-alteration zone of the Woxi Au-Sb-W-deposit, western Hunan. – *Hunan Geology*, **8/3**, 39–47, Changsha 1989.
- SHCHERBAKOV, Ju.G.: Verteilung und Bedingung der Konzentration des Goldes in den Erzprovinzen. – 266 S., Moskau (Nauka) 1967.
- So, Chilsup: Die Scheelit-Lagerstätte Sangdong/Korea. – Diss. Universität München, 67 S., München 1968.
- SONG, Yongchang: An Outline of Vegetation Zones of China. – International Association for Vegetation Science. – 35th International Symposium with Excursion on Vegetation Science. Handbook for the Excursion, 1–50, Shanghai 1992.
- STACEY, R.S. & KRAMERS, J.K.: Approximation of terrestrial lead isotope by a two stage model. – *Earth and Planet Sci. Lett.*, **26**, 207–221, Amsterdam (Elsevier) 1975.
- STRUKTURGEOLOGISCHE KARTE der Provinz Hunan 1 : 1,000.000.
- TATSUMOTO, M.K., KNIGHT, R.J. & ALLEGRE, C.J.: Time difference in the formation of meteorites as determined from ratio of lead-207 to lead-206. – *Science*, **180**, 1279–1907, New York 1973.
- TAYLOR, H.P.JR.: Oxygen and hydrogen isotope relationships in hydrothermal mineral deposits. – In: BARNES, H.L.: *Geochemistry of hydrothermal ore deposits*, 3rd ed., 229–302, New York (John Wiley & Sons) 1997.
- TAYLOR, S.R. & MCLENNAN, S.M.: The continental crust: Its composition and evolution. – 312 S., Oxford (Blackwell) 1985.
- TAYLOR, S.R. & MCLENNAN, S.M.: The geochemical evolution of the continental crust. – *Rev. Geophys.*, **33/2**, 241–265, 1995.
- TEICHMÜLLER, M., TEICHMÜLLER, R. & BARTENSTEIN, H.: Inkohlung und Erdgas in Nordwestdeutschland. Eine Inkohlungskarte der Oberfläche des Oberkarbons. – *Fortschr. Geol. Rheinld. u. Westf.*, **27**, 137–170, Krefeld 1979.
- TEMPLE, A.K.: Alteration of Ilmenite. – *Econ. Geol.*, **61**, 695–714, New Haven, Colorado 1966.
- TEUFFER, G. & TEMPLE, A.K.: Pseudorutile, a new mineral intermediate between Ilmenite and Rutile in the natural alteration of Ilmenite. – *Nature*, **211**, 179–181, London (Macmillan) 1966.
- TU, Gunagze (ed.): *Geochemistry of the Stratabound Deposits in China*. – Science Press, **1**, 354 S., Beijing 1984 (Chinesisch).
- TU, Gunagze (ed.): *Geochemistry of the Stratabound Deposits in China*. – Science Press, **2**, 299 S., Beijing 1987 (Chinesisch).
- TUFAR, W.: Recent Complex Massive Sulfide Deposits (“Black Smokers”) and Hydrothermal Metallogenesis at Actively Spreading Plate Boundaries in the Pacific (East Pacific Rise, Galápagos Rift): Potential Marine Mineral Resources and a Future Field of Activity for Deep-sea Mining. – *Journal of Engineering, Islamic Republic of Iran, National Center for Scientific Research*, **1/4**, 219–241, Teheran 1988.
- TUFAR, W.: Modern Hydrothermal Activity, Formation of Complex Massive Sulfide Deposits and Associated Vent Communities in the Manus Back-Arc Basin (Bismarck Sea, Papua New Guinea). – *Mitt. österr. geol. Ges.*, **82**, (1989), 183–210, Wien 1990.
- TUFAR, W.: Hydrothermale Aktivität auf dem Meeresboden – 3. Ostpazifischer Rücken, Galápagos-Rift, Rotes Meer, Tyrrhenisches Meer. – *Geol. Jb.*, **D93**, Festband Forschungsschiff SONNE – 50 Fahrten im Dienste der geowissenschaftlichen Meeresforschung, 140–153, 169–193, Hannover 1991.
- TUFAR, W.: Paragenesis of Complex Massive Sulfide Ores from the Tyrrhenian Sea. – *Mitt. österr. geol. Ges.*, **84** (1991), 265–300, Wien 1992a.
- TUFAR, W.: Formation of Modern Hydrothermal Complex Massive Sulfides (“Black Smokers”) and Metallogenesis at the East Pacific Rise at 21°30'S. – 29th International Geological Congress, Kyoto, Japan, 24. August – 3. September 1992, Abstracts, **3**, 753, Kyoto 1992b.
- TUFAR, W.: Modern Hydrothermal Complex Massive Sulfide Formation (“Black Smokers”) in the Manus Back-Arc Basin (Bismarck Sea, Papua New Guinea). – 29th International Geological Congress, Kyoto, Japan, 24. August – 3. September 1992, Abstracts, **3**, 754, Kyoto 1992c.
- TUFAR, W.: OLGA – Ein geowissenschaftliches Großprojekt zur Erforschung von Lagerstätten in den Ozeanen – Rezente Komplexmassivsulfiderze („Schwarze Raucher“) am Ostpazifischen Rücken bei 21°30'S. – *alma mater philippina*, SS 1992, 24–32, Marburg/Lahn 1992d.
- TUFAR, W.: OLGA II – Rezente Komplexmassivsulfiderze („Schwarze Raucher“) in der Bismarck-See (Papua-Neuguinea) – Ein geowissenschaftliches Großprojekt zur Erforschung von Lagerstätten in den Ozeanen. – *alma mater philippina*, WS 1992/93, 25–33, Marburg/Lahn 1992e.
- TUFAR, W.: Recent Complex Massive Sulfide Mineralizations (Black Smokers) from the Southern Part of the East Pacific Rise. – *Arch. f. Lagerst.forsch. Geol. B.-A.*, **16**, 109–145, Wien 1993.

- TUFAR, W.: Modern Complex Massive Sulfide Ores (Black Smokers) from the Manus Spreading Center (Bismarck Sea, Papua New Guinea) and their Paragenesis. – 9th IAGOD Symposium, Abstracts, **2**, 588–589, Beijing 1994a.
- TUFAR, W.: Modern Complex Massive Sulfide Ores (Black Smokers) from 21°30'S, East Pacific Rise and their Paragenesis. – 9th IAGOD Symposium, Abstracts, **2**, 590–591, Beijing 1994b.
- TUFAR, W.: Recent Complex Massive Sulfide Ores from Tyrrhenian Sea (Mediterranean Sea, Italy) and their Paragenesis. – 9th IAGOD Symposium, Abstracts, **2**, 594–595, Beijing 1994c.
- TUFAR, W.: First Discovery of Modern Hydrothermal Activity and Complex Massive Sulfide Ore Formation (Black Smokers) in the Bismark Sea (Papua New Guinea). – Supplement to Eos, Transactions, American Geophysical Union, **77/22**, W118, Washington DC 1996.
- TUFAR, W., GUNDLACH, H. & MARCHING, V.: Zur Erzparagenese rezenter Sulfid-Vorkommen aus dem südlichen Pazifik. – Mitt. österr. geol. Ges., **77**, 185–245, Wien 1984.
- TUFAR, W., GUNDLACH, H. & MARCHING, V.: Ore Paragenesis of Recent Sulfide Formations from the East Pacific Rise. – Monograph Series on Mineral Deposits, **25**, H.J.-Schneider-Festband, 75–93, Berlin – Stuttgart (Gebr. Borntraeger) 1985.
- TUFAR, W., TUFAR, E. & LANGE, J.: Ore paragenesis of recent hydrothermal deposits at the Cocos-Nazca plate boundary (Galápagos Rift) at 85°51' and 85°55'W: complex massive sulfide mineralizations, non-sulfidic mineralisations and mineralized basalts. – Geol. Rundschau, **75/3**, Hans-Cloos-Festschrift, 829–861, Stuttgart 1986.
- TUREKIAN, K.K. & WEDEPOHL, K.H.: Distribution of the elements in some major units of the Earth's crust. – Bull. Geol. Soc. America, **72**, 175–191, Boulder, Colorado 1961.
- WALLBRECHER, E.: Tektonische und gefügeanalytische Arbeitsweisen. – 244 S., Stuttgart (Enke) 1986.
- WAN, Jiamin: Geochemical studies of the Xi'an tungsten ore deposit, West Hunan, China. – Geochemica, **1986/2**, 183–193, Beijing 1986 (Chinesisch, mit engl. Zusammenfassung).
- WANG, Renheng: The Upper Pre-Cambrian system of Hunan. – Hunan Geology, **6/4**, 1–13, Changsha 1987 (Chinesisch, mit engl. Zusammenfassung).
- WANG, Zhongxiong: On the metallogeny of the Longshan Au-Sb deposit. – Geology and Prospect, **12**, 6–12, Beijing 1988.
- WAUSCHKUHN, A., KLUTH, C. & ZIMMERMANN, R.A. (ed.): Syngeneis and Epigenesis in the formation of Mineral deposits. – 653 S., Berlin etc. (Springer-Verlag) 1984.
- WEBER, L. & ZSAK, G.: World-Mining Data, Welt-Bergbau Daten. – 231 S., Federal Ministry of Economics and Labour of the Federal Republic of Austria, **16**, Wien 2001.
- WEI, Daofang: Source of ore-forming materials in Canziping gold deposit and the geological study of its mechanism of formation. – Hunan Geology, **12/1**, 29–24, Changsha 1993 (Chinesisch).
- WEN, Gouzhang, WU, Qiang, LIU, Hanyuan, XIE, Guozhu & LEI, Xiuli: A preliminary research on ore-forming conditions and mechanism of Xikuangshan Sb deposit. – Geology and Prospect, **29/7**, 20–26, Beijing 1993 (Chinesisch).
- WENGER, H.: Die Scheelitlagerstätte Tux. – Radex-Rundschau, **2**, 109–132, Radenthein 1964.
- WENGER, H.: Achsenverteilungsanalyse am Scheelit der Tuxer Lagerstätte. – Radex-Rundschau, **5**, 687–695, Radenthein 1965.
- WILSON, P., RAIS, J., RAIGBER, Ch. & REINHART, E.: Study provides data on active plate tectonics in Southeast Asia Region. – EOS, **79/45**, 545–549, 1998.
- WINKLER, H.G.F.: Die Genese der metamorphen Gesteine. – 237 S., Berlin (Springer-Verlag) 1967.
- WINKLER, H.G.F.: Petrogenesis of Metamorphic Rocks. – 5. Aufl., 348 S., Berlin etc. (Springer-Verlag) 1979.
- WOLF, K.H. (Ed.): Handbook of strata-bound and stratiform ore deposits. Vol. 3: Supergene and superficial ore deposits; Textures and fabrics. – 353 S., Amsterdam etc. (Elsevier) 1976.
- WRONKIEWICZ, D.J. & CONDIE, K.C.: Geochemistry of Archean shales from the Witwatersrand Supergroup, South Africa: Source-area weathering and provenance. – Geochim. Cosmochim. Acta, **51**, 2401–2416, 1987.
- XIAO, Qiming: The Xikuangshan antimony deposit, Hunan. – In: WU, J.D. & ZHANG, J.L. (eds.): Geology and deposit examples of the antimony deposits in China. – Nicht publiziert, 1996.
- XIAO, Qiming & LI, Diankui: An investigation into the genesis of the antimony deposit in Hunan. – Mineral Deposits, **3/3**, 13–26, Beijing 1984 (Chinesisch, mit engl. Zusammenfassung).
- XIE, Qingling, MA, Dongshen & LIU, Yingjun: Geochemical characteristic of calcite in the Xikuangshan antimony deposit, Hunan. – Mineral Resources and Geology, **10/52**, 94–99, Beijing 1996 (Chinesisch, mit engl. Zusammenfassung).
- YANG, Shixue: Dissertation über Jiangnan-Gürtel, Metallogenie und Geochemie. – Universität Nanjing, 120 S., Nanjing 1992 (Chinesisch).
- YANG, Shixue & BLUM, N.: A fossil hydrothermal system or a source-bed in the Madiyi Formation near the Xiangxi Au-Sb-W deposit, NW Hunan, PR China? – Chemical Geology, **155**, 1–2, 151–169, Amsterdam etc. (Elsevier) 1999.
- YANG, Shixue, LEHMANN, B. & HALBACH, E.: The Madiyi Formation in NW Hunan, China, and the „Source-Bed Concept“: a re-interpretation. – 9th Symposium of International Association on the Genesis of Ore Deposits (IAGOD), Abstracts, **2**, 561–562, Beijing 1994.
- YANG, Shunquan: Discussion on the genesis and prospecting of the antimony deposits in Hunan Province. – Hunan Geology, **5/4**, 12–25, Changsha 1986 (Chinesisch).
- YANG, Xie: Discussion on the origin of the Woxi Au-Sb-W deposit in Hunan Province. – M.Sc. thesis, Chengdu College of Geology, 85 + 22 S., Chengdu 1985 (Chinesisch).
- YAO, Zhenkai & ZHU, Rongbin: Multi-stage genetic model of Huzhuxi Au deposit and its prospecting, Hunan Province. – Geotectonica et Metallogenia, **17/3**, 235–242, Changsha 1993 (Chinesisch).
- YE, Chuanqing: On genesis of Huangjindong Au deposit and its prospecting. – Geology of Gold deposits, **1988/2**, 31–39, Beijing 1988 (Chinesisch).
- YI, Jianjun: Tectonogeochemical study on the ore-hosting folds in the Xikuangshan antimony deposit. – Mineral Resources and Geology, **8/41**, 178–182, Guilin 1994 (Chinesisch).
- ZARTMANN, R.E. & DOE, B.R.: Plumbotectonics the model. – Tectonophysics, **75**, 135–162, Amsterdam ETC (Elsevier) 1981.
- ZENG, Lingjiao: Ore-forming geochemical mechanism of Xikuangshan Sb deposit, Hunan Province. – Ph.D. thesis, Chengdu College of Technology, 121 S., Chengdu 1998 (Chinesisch).
- ZHANG, Baocheng: A preliminary analysis on the tectonic evolution of the Pre-Sinian crust and gold mineralization in Xuefeng uplift zone, western Hunan. – Hunan Geology, **11/1**, 1–6, Changsha 1992 (Chinesisch, engl. Zusammenfassung).
- ZHANG, Chengbo: Study on the submarine hydrothermal exhalation and metamorphism of the Woxi Au-Sb-W deposit. – M. Sc. thesis, Chengdu University of Technology, Chengdu 1995 (Chinesisch).
- ZHANG, Ligang: Stable isotope geology of Au deposits in Xuefeng uplift, western Hunan. – Geology and Prospect, **21/11**, 22–28, Beijing 1985a (Chinesisch).
- ZHANG, Ligang: The Application of the Stable Isotope to Geology – The hydrothermal Mineralization of Metal Activation and it's Prospecting. – 268 S., Shaanxi Science and Technology Publishing House, Xi'an 1985 b (Chinesisch).
- ZHANG, Ligang: Theory of lithogenesis-mineralization and prospecting. – Beijing University of Technology Press, 49–81, Beijing 1989 (Chinesisch).
- ZHANG, Qian, CAO, Yubo, ZHANG, Baogui & PAN, Jiayong: Rare earth and trace element geochemistry of the Huanjindong gold deposit, Hunan: evidence for ore genesis. – Geology and Exploration, **28**, 12–17, Beijing 1992 (Chinesisch).
- ZHANG, Zhengru: The genesis and ore-forming mechanism of the Woxi Au-Sb-W deposit, Taoyuan. – Science Information of the Metallurgical College of South China, 1–10, Changsha 1980 (Chinesisch).
- ZHANG, Zhengru: Research On Gold Deposits. – China Industrial University, 190 S., Changsha 1989 (Chinesisch).

- ZHANG, Yonggu, ZHOU, Botao, LUAN, Qingxin: Geological characteristics of the Woxi Au-Sb-W deposit, Taoyuan, Hunan. – Nicht publiziert, 37 S., 1981 (Chinesisch).
- ZHENG, Lingjiao: The metallogenic geochemical mechanism of Xikuangshan-type antimony deposits in central part of Hunan Province. – Ph.D. thesis, Chengdu University of Technology, 90 S., Chengdu 1998 (Chinesisch, engl. Zusammenfassung).
- ZHENG, Minghua: An Introduction to Stratabound Gold Deposits. – 260 S., Chengdu University of Science and Technology Press, Chengdu 1989 (Chinesisch).
- ZHENG, Minghua, LIU Jianming, SCHULZ, O. & VAVTAR, F.: Schichtgebundene Goldlagerstätten in kambrischen und triassischen Gesteinen in NW-Sichuan (China). – Arch. f. Lagerst.forsch. Geol. B.-A., **15**, 152 S., Wien 1993.
- ZHENG, Minghua, ZHOU, Yufeng, LIU, Jianming, GU, Xuexiang, LIU, Jiajun, ZHANG, Bing, SCHULZ, O. & VAVTAR, F.: Stratabound Gold deposits of exhalation type and turbidity type. – Sichuan Publishing House of Science and Technology, 273 + XV S., Chengdu 1994.
- ZHENG, Yongfei & HOEFS, J.: Carbon and oxygen isotope covariations in hydrothermal calcites. Theoretical modeling and mixing processes and application to Pb-Zn deposits in the Harz Mountains, Germany. - Mineral. Deposita, **28**, 79–89, Berlin – Heidelberg (Springer-Verlag) 1993.
- ZHOU, Dehong, YE, Dayuan & Yu, Dalong: A preliminary discussion on the genesis of the Mobin quartz vein gold deposit in Hunan Province. - Mineral Deposits, **8/1**, 51–63, Beijing 1989 (Chinesisch, mit engl. Zusammenfassung).
- ZHOU, Jinchan: Gold minerals and genesis of Jinkengchong Au deposit. – Geology and Prospect, **23/3**, 26–32, Beijing 1987 (Chinesisch).